©Badischer Landesverein für Naturkunde und Naturschutz e.V.; download unter www.blnn.de/ und www.zobodat.at

Zur Geologie und Morphologie des Hotzenwalds

von
Albert Schreiner & Rainer Groschopf, Freiburg i. Br.

Zusammenfassung: Die Hochflächen des Hotzenwalds, die mit 3 bis 6 % nach Süden bis Südosten zum Hochrhein abfallen, sind Reste der am Ende der variskischen Gebirgsbildung geschaffenen, in der Trias und im Jura mit Sedimenten bedeckten und im Tertiär und Quartär wieder freigelegten permotriadischen Denudationsfläche oder der mit dieser identischen Buntsandsteinauflagerungsfläche. Das bedeutet, dass die heutige Grundgebirgshochfläche, von späteren Erosionseinschnitten abgesehen, der nach Norden bis Nordwesten verlängerten Auflagerungsfläche des im Süden noch erhaltenen Buntsandsteins entspricht.

Die nach Südosten gerichteten Oberläufe der Alb, Schwarza und Steina sind Relikte aus der Zeit, als der Südost-Schwarzwald noch zur Aare-Donau entwässerte (im Oberen Miozän bis Unteren Pliozän). Durch die Hebung des Schwarzwalds wurden die Flüsse nach Süden umgelenkt zu der nach Westen umgelenkten Aare, die schließlich im Oberen Pliozän bei Basel in den Oberrheingraben umschwenkte. Die Hebung und die Umlenkungen hatten eine rasche Tiefenerosion des Hochrheins und der Hotzenwaldflüsse zur Folge, wodurch die Schluchten im Unterlauf der Täler eingeschnitten wurden. Dem relativ langsamen Einschneiden nach der Zeit der Aare-Donau folgte eine beschleunigte Eintiefung seit Ablagerung der Jüngeren Deckenschotter.

Im untersten Lauf der Alb wurde infolge Verfüllung des alten Albtales mit Sedimenten des Eisstausees von Schachen eine besonders enge Talschlucht seit der Rißeiszeit eingeschnitten.

Mit dem Zurückschmelzen des rißeiszeitlichen Gletschers kam es bei Säckingen zur Bildung von mehreren Eisrandgerinnen und -terrassen.

1 Einleitung

Rudolf Metz hat 1980 die Geologie des Hotzenwalds in seinem über 1000-seitigen Buch „Geologische Landeskunde des Hotzenwalds" ausführlich beschrieben und Abschnitte über Bergbau, Mineralvorkommen, Eisenhüttenwesen und allein 50 Seiten über die Salpetererunruhen eingefügt. Ergänzungen erfuhr sein geologisches Bild durch neuere Bearbeitungen der geologischen Karten 1: 25 000 mit Erläuterungen von Blatt Feldberg (Wimmenauer & Schreiner 1981) und Blatt St. Blasien (Sawatzki 1992). Die Blätter Görwihl und Laufenburg (Groschopf 1997) sowie Ühlingen-Birkendorf und Waldshut-Tiengen (Sawatzki et al. 1997) liegen als vorläufige geologische Karten vor.

Der Hotzenwald ist der südöstliche Teil des Südschwarzwalds. Seine Ausdehnung entspricht der ehemaligen Grafschaft Hauenstein, die von der Wehra im Westen bis zur Schwarza im Osten und an den Hochrhein im Süden reichte (Wernet 1967: 451). Als Nordgrenze bietet sich in geologischer Hinsicht der Schluchsee an.

Im Folgenden wird eine übersichtliche Darstellung angestrebt. Genauere Ausführungen, z.B. über die Gesteine und Ablagerungen, sind den oben genannten Werken zu entnehmen.

©Badischer Landesverein für Naturkunde und Naturschutz e.V.; download unter www.blnn.de/ und www.zobodat.at

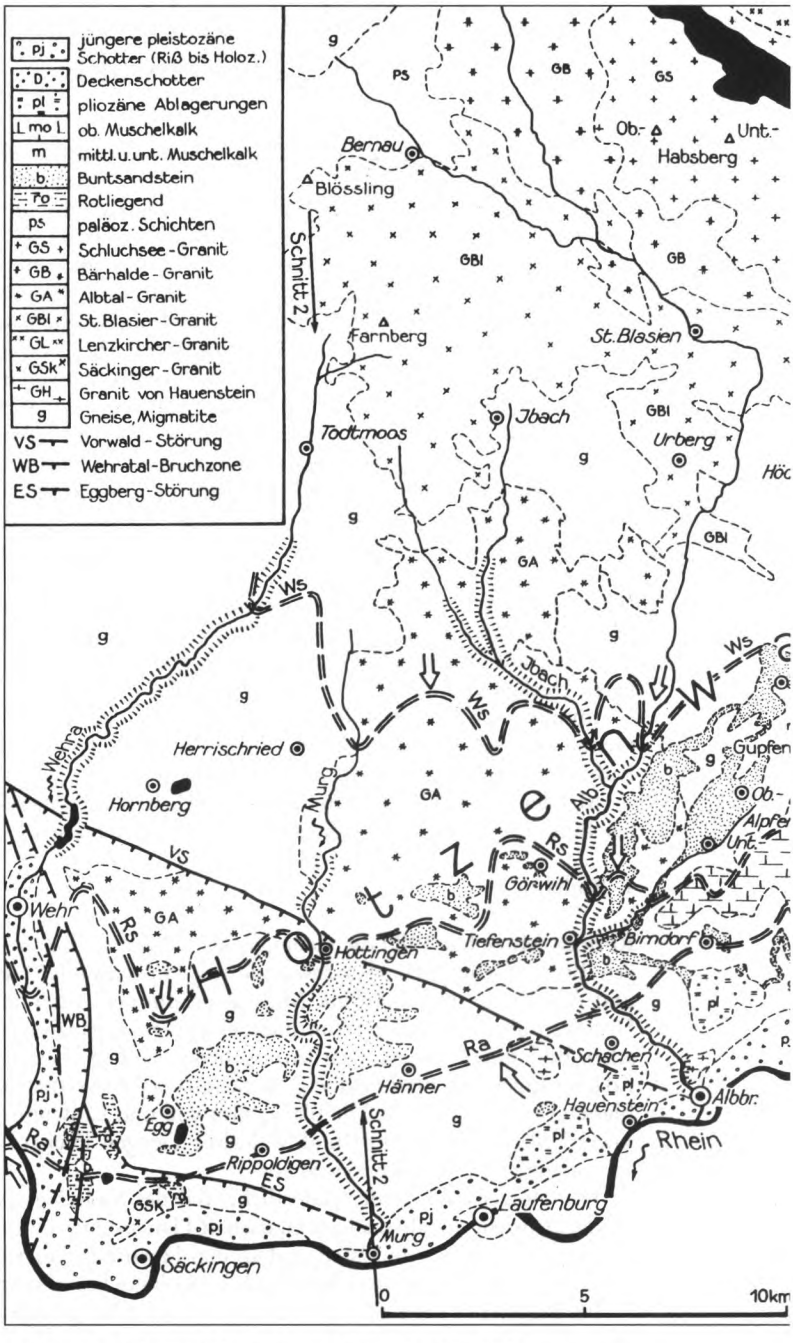
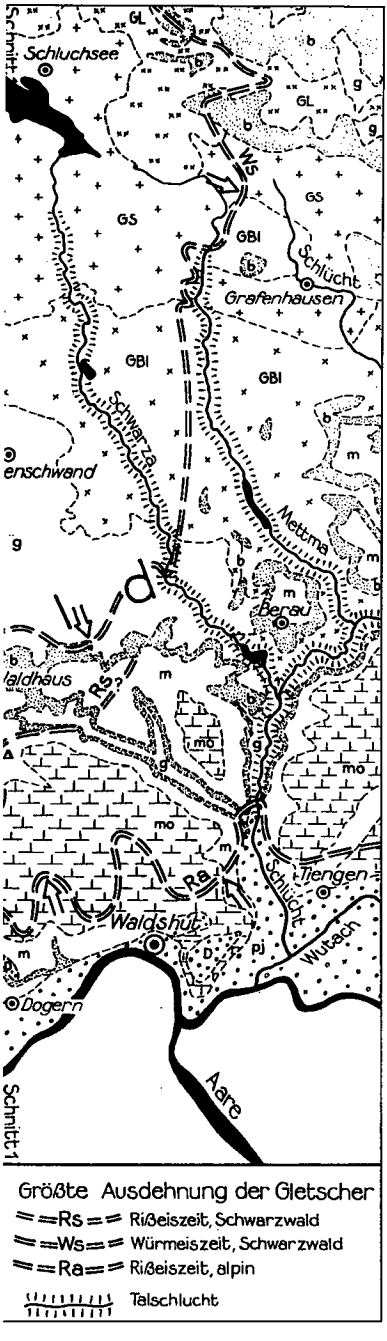


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des Hotzenwalds, mit Kennzeichnung der Talschluchten; ohne die kleinen Täler nördlich Waldshut.

©Badischer Landesverein für Naturkunde und Naturschutz e.V.; download unter www.blnn.de/ und www.zobodat.at



2 Zur Geologie des Hotzenwalds

2.1 Grundgebirge

Die ältesten Gesteine im Hotzenwald sind Gneise und Migmatite (Abb. 1). Die meist dunkelgrauen, geschieferten Gneise und die mehr körnig-schlierigen Migmatite, die wahrscheinlich durch Aufschmelzung aus Gneisen hervorgegangen sind, weisen eine vielfältige Ausbildung auf, die zur Ausscheidung von mehr als 10, in ihrer Struktur und mineralischen Zusammensetzung unterscheidbaren Varianten geführt haben (METZ 1980). Sie sind im Paläozoikum durch gebirgsbildende Vorgänge in großer Tiefe unter Einwirkung von Druck und erhöhter Temperatur entstanden. Neue Erkenntnisse über den Deckenbau der südschwarzwälder Granit- und Gneismasse haben HANN und SAWATZKI (2000) veröffentlicht.

Der größte Teil des Hotzenwalds ist Granitland, das im Norden die ganze Breite von Bernau bis zum Schluchsee einnimmt und nach Südwesten schmäler werdend bis nach Säckingen reicht. Der fast weiße Schluchseegranit und der rötliche Bärhaldegranit gehören zu den jüngeren Graniten, die mit ihren Gängen im Grenzbereich die älteren Granite (St. Blasier Granit und Albtalgranit) durchsetzen (SAWATZKI 1992: Abb. 2). Die Granite werden in das mittlere bis obere Karbon gestellt. Sie sind in die umgebenden Gneise eingedrungen. Für die Granite wurden radiometrische Alter von 325 bis 335 Millionen Jahre ermittelt (Zusammenstellung bei SAWATZKI 1992: Tab. 1). Als jüngste magmatische Gesteine durchdringen Gänge aus Granitporphyr und Lamprophyr das Grundgebirge.

Zum Grundgebirge einschließlich des jüngeren Paläozoikums gehört als jüngster Teil auch das Rotliegende, das bei Säckingen vorkommt und mit dem liegenden Oberkarbon den über 3 km tiefen Nordschweizer Permokarbontrog (DIEBOLD et al. 1991) südlich des Hochrheins erfüllt (Abb. 2).

©Badischer Landesverein für Naturkunde und Naturschutz e.V.; download unter www.blnn.de/ und www.zobodat.at

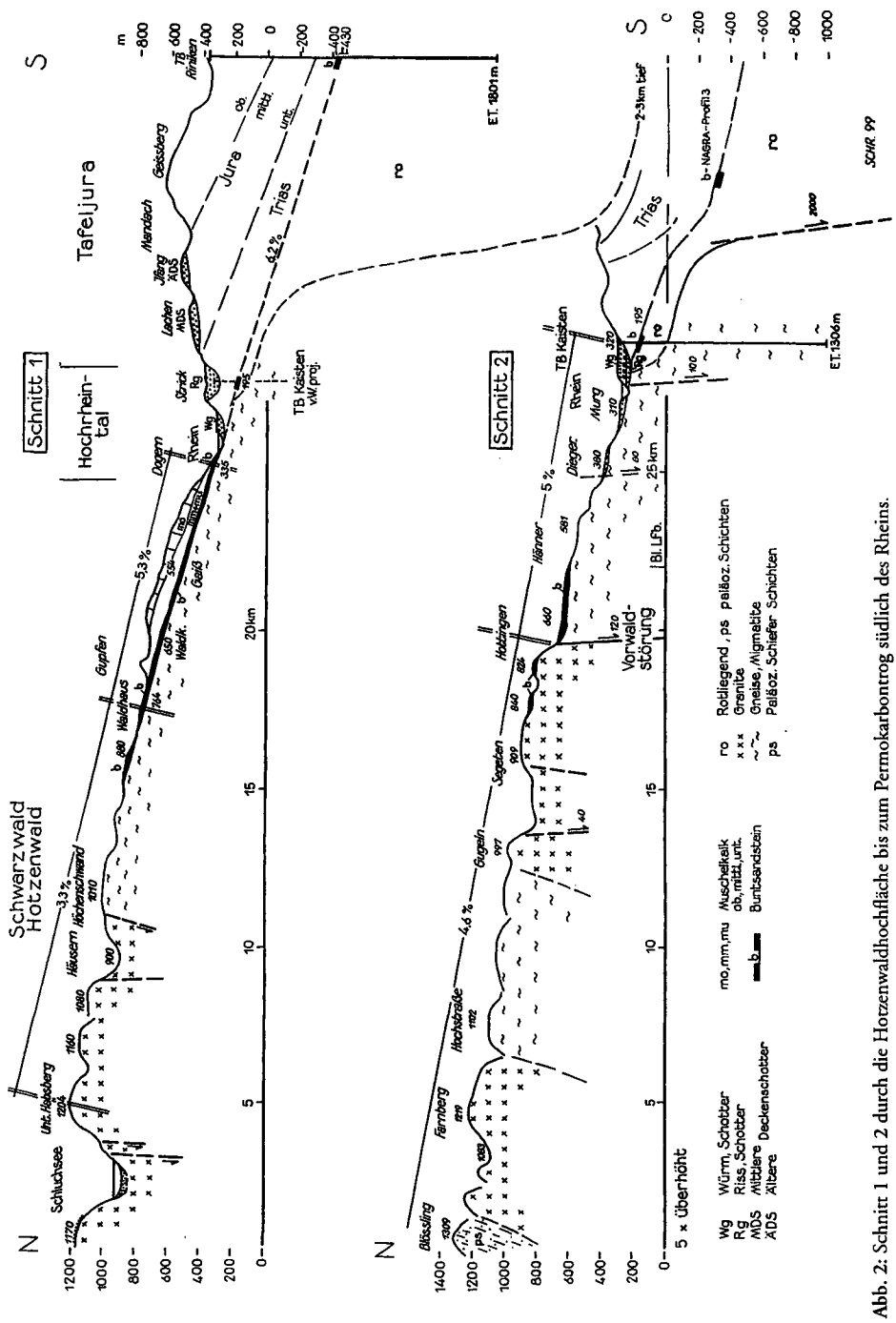


Abb. 2: Schnitt 1 und 2 durch die Hotzenwaldhochfläche bis zum Permokarbontrog südlich des Rheins.

©Badischer Landesverein für Naturkunde und Naturschutz e.V.; download unter www.blnn.de/ und www.zobodat.at

Das verwirrende Bild des Grundgebirges ist das Ergebnis paläozoischer Gebirgsbildungen, bei denen die Erdkruste verschoben, gefaltet, in der Tiefe aufgeschmolzen, von Granitintrusionen durchsetzt und erneut zerbrochen und verschoben worden ist. Als Beispiel für eine horizontale Krustenverschiebung sei die Vorwaldstörung genannt, an der der südliche Teil des Albtalgranits um 4 km nach Westen verschoben erscheint, worauf erstmals TREFZGER (1965: Abb. 1) hingewiesen hat.

2.2 Deckgebirge

Im Südosten und Osten des Hotzenwalds wird das Grundgebirge vom Deckgebirge überlagert, in dem die Schichten der Trias wenig gestört übereinander liegen. Der Buntsandstein liegt direkt auf dem Grundgebirge und ist um 15 m mächtig (FALKENSTEIN & KRÄMER 1991). Im Raum Waldshut/Dogern kann der Buntsandstein dreigegliedert werden:

oben 8 m rote Tonsteine (Röt)
5 m roter und violetter, toniger Sandstein mit Karneol (Karneolhorizont)
2,5 m grober Sandstein (Mühlsandstein)

2.3 Ausbreitung der eiszeitlichen Gletscher

In Abbildung 1 wurden die Grenzen der Ausbreitung der eiszeitlichen Gletscher eingetragen. In der Würmeiszeit bedeckte der vom Vereisungszentrum Feldberg – Herzogenhorn ausgehende Albtalgletscher den nördlichen Teil der Hotzenwaldhochfläche und stieß mit kurzen Gletscherzungen in den Tälern nach Süden vor; im Albtal z.B. bis Niedermühle (0,45 km nordöstlich Görwihl, nach ERB 1948: Abb. 26).

Die Moränen sind nur wenige Meter mächtig und treten in der Regel morphologisch nicht hervor. Eindrucksvoll ist die vom Wellenschlag freigespülte Moräne am Nordufer des Schluchsees mit Blöcken aus Schluchseegranit und Granitporphyr bis mehrere Kubikmeter. Die alpinen Gletscher reichten in der Würmeiszeit nicht bis in den Bereich von Abbildung 1.

Um die Ausbreitungsgrenzen der Schwarzwald-Gletscher in der Rißeiszeit wurde und wird noch gerungen (s. Beitrag von G. REICHELT). Das hat seinen Grund darin, dass deren Ablagerungen meist weitgehend abgetragen und wo vorhanden, nur geringmächtig und zudem in manchen Fällen mehrdeutig sind. Östlich der Alb beruht die eingezeichnete Randlage des rißzeitlichen Gletschers auf den Darstellungen von PFANNENSTIEL (1958 u. 1969) mit Abänderungen durch WENDEBOURG & RAMSHORN (1987). Westlich der Alb folgt die Linie PFANNENSTIEL (1958) und REICHELT (1960).

Das Eis der alpinen Gletscher (Reuß-, Aare- und Rhonegletscher) stieß in der Rißeiszeit auf den südlichen Hotzenwald und drang in die Seitentäler nördlich Waldshut ein, wie aus dort liegenden Restvorkommen alpiner Kiese hervorgeht. Bei Birndorf wurden in einem Schmelzwasserstausee zwischen Gletscher und nördlich ansteigenden Muschelkalkbergen Sand und alpiner Kies bis in eine Höhe von 540 m NN abgelagert, wovon der 50 m hohe Kirchhofhügel zeugt. Wie bei heutigen Gletscherstauseen reichte das Eis noch einige 10er-Meter höher.

Weitere Ablagerungen des alpinen Gletschers im Bereich des rißeiszeitlichen Höchststandes liegen bei Buch, Schachen und Rippolingen zwischen 520 und 540 m NN. Weiter westlich kennzeichnen mehrere Eisrandgerinne den Abfall des Gletschers zu den Riß-Endmoränen 5 km westlich Säckingen auf dem Möhliner Feld.

©Badischer Landesverein für Naturkunde und Naturschutz e.V.; download unter www.blnn.de/ und www.zobodat.at

Ansonsten hat der am Eisrand entlang strömende Schmelzwasserstrom die Ablagerung und Erhaltung von Moränen und Eisrandablagerungen weitgehend verhindert.

Ein Zusammenstoßen zwischen dem Eis der alpinen und der Schwarzwälder Gletscher, wie es von PFANNENSTIEL (1958) dargestellt wurde, hat nach den Untersuchungen von WENDEBOURG & RAMSHORN (1987) nicht stattgefunden.

3 Zur Morphologie des Hotzenwalds

Die Oberflächengestalt des Hotzenwalds ist durch weitflächige, zum Hochrhein nach Süden bis Südosten abfallende Hochflächen und darin eingeschnittene Täler gekennzeichnet. Die Täler sind besonders im Unterlauf als Talschluchten ausgebildet (s. Abb. 1 und Kapitel 3.2).

3.1 Entstehung der Hochflächen

Die Schnitte in Abbildung 2 sollen den geologischen Unterbau der Hochflächen und deren Entstehung erläutern. Schnitt 1 verläuft ungefähr wie die Bundesstraße 500 vom Schluchsee nach Waldshut. Bei Häusern quert der Schnitt eine 150 m eingetiefte Geländemulde, die als Rest eines alten Tales in Verlängerung des oberen Albtales angesehen wird. Bei Höchenschwand liegt Würmmoräne auf Gneis in 1010 m Höhe. Weiter nach Süden stößt der Schnitt bei der Brauerei Waldhaus auf Buntsandstein, der hier in ungewöhnlich großer Mächtigkeit von 25 m auf Gneis liegt. In einer Baugrube in Waldhaus fand FALKENSTEIN (1991) auf Schichtflächen des Sandsteins Knochen und Fährten von Sauriern.

2 km südlich Waldhaus erhebt sich der Gupfen als Zeugenberg vor der Schichtstufe des Oberen Muschelkalkes. Die südlich anschließende, wellig-hügelige Muschelkalkhochfläche mit kalksteinigem Boden und heckenbewachsenen Lesesteinriegeln ist ein Stück Heckengäu im Hotzenwald. Der Obere Muschelkalk ist durch Auflösung von Gips im Mittleren Muschelkalk abgesackt und gestört, wie an der Steige der B 500 nach Waldshut hinab zu sehen ist.

Bei Dogern im Hochrheintal kommt wieder Buntsandstein hervor, aus dessen Basislage früher, z.T. im Untertageabbau, Mühlsteine gewonnen wurden. Wie im Dogerner Tal ist in den anderen Tälern nördlich Waldshut Buntsandstein auf Grundgebirge liegend talaufwärts z.T. bis auf die Hochfläche zu verfolgen, so dass die Auflagerungsfläche des Buntsandsteins im Schnitt 1 gut belegt ist. Die Buntsandsteinauflagerungsfläche ist nach Süden bis zu der Bohrung Riniken zu verlängern, wo unter dem Tafeljura Buntsandstein auf Rotliegendem durchbohrt wurde.

Die von Waldhaus bis Riniken ohne große Störungen durchlaufende Auflagerungsfläche des Buntsandsteins auf Grundgebirge ist auch nach Norden über die von Buntsandstein entblößten Grundgebirgshochflächen zu verlängern, wie es im Schnitt 1 dargestellt ist. Die hier dargelegte Vorstellung, dass die Hochflächen des Grundgebirges im Schwarzwald ungefähr der ehemaligen Buntsandsteinauflagerungsfläche entsprechen, ist durch v. BUBNOFF (1927) und STRIGEL (1933) erkannt und durch PAUL (1955) und WAGNER (1960: 423) weiterentwickelt worden. Die Buntsandsteinauflagerungsfläche wird auch als permotriadische Denudationsfläche bezeichnet, wobei angenommen wird, dass das im Karbon entstandene variskische Gebirge im Perm und bis zum Beginn der Trias zu einer weitgehend eingeebneten Fläche abgetragen und der Schutt in die Rotliegendtröge verfrachtet worden ist. Das heutige Gefälle der Denudationsfläche nimmt im Schnitt 1 von 3,3 % im Norden auf 5,3 % in der Mitte und 6,2 % im Süden zu.

©Badischer Landesverein für Naturkunde und Naturschutz e.V.; download unter www.blnn.de/ und www.zobodat.at

Schnitt 2 vom Blössling nach Murg ist im Prinzip ähnlich, nur queren hier einige Störungen, die an einer Abtreppung der Buntsandsteinvorkommen und der nach Norden verlängerten Auflagerungsfläche zu erkennen sind. Am deutlichsten ist die Vorwaldstörung, an der Buntsandstein um etwa 120 m nach Süden abgesunken ist. Die Verwerfung tritt morphologisch deutlich hervor, indem bei Hottingen die Hochscholle wie eine Mauer aufragt. Weitere Verwerfungen sind aufgrund der tiefen Lage des Buntsandsteins in der Bohrung Kaisten südlich Murg zu erkennen (Eggbergstörung) und am Gugeln ist eine nach Norden ansteigende, etwa 40 m hohe Stufe in der nicht mehr von Buntsandstein bedeckten Grundgebirgsoberfläche auszumachen.

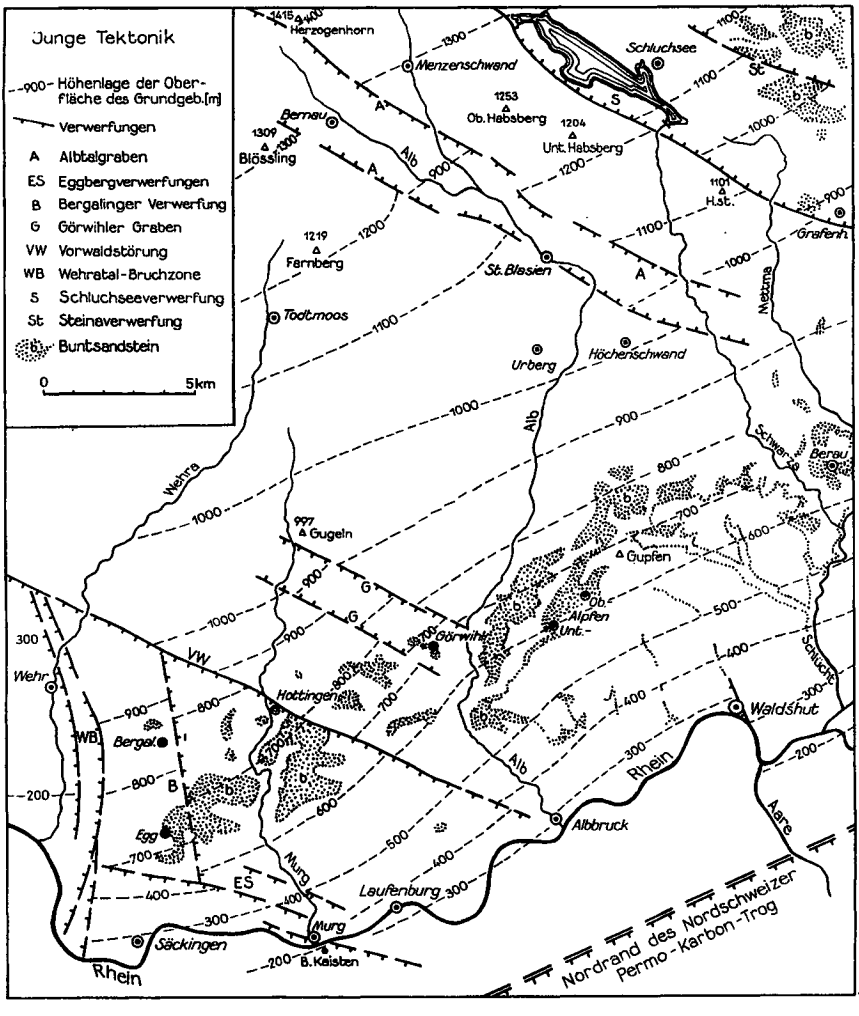


Abb. 3: Höhenlinien der Buntsandsteinauflagerungsfläche und der Grundgebirgshochfläche des Hotzenwalds, mit Verwerfungen.

©Badischer Landesverein für Naturkunde und Naturschutz e.V.; download unter www.blnn.de/ und www.zobodat.at

Die ehemals durchgehende, ziemlich ebene Grundgebirgsoberfläche ist an vielen Stellen durch spätere Erosion, durch Täler, Mulden und Rinnen unterbrochen worden. Auch die scheinbar unversehrten Hochflächen sind durch Abspülung, Auswaschung und besonders durch periglazial-kryogene Schuttbewegung um einige bis viele Meter erniedrigt worden. Im Bereich der eiszeitlichen Gletscher, wie z.B. im oberen Albtal und auf der Hochfläche südlich davon, dürfte glaziale Erosion die ehemalige Grundgebirgsoberfläche z.T. wesentlich erniedrigt haben. Deshalb sind Rekonstruktionen der alten Fläche wie in den Abbildungen 2 und 3 nur mit Großzügigkeit auszuführen.

Es ist zu erwähnen, dass W. PENCK (1925) eine ganz andere Erklärung für die Grundgebirgshochflächen im Schwarzwald gegeben hat. Er sah die Hochflächen als Piedmonttreppe, als stufenförmige Abtragungsflächen an, die im Laufe des Tertiärs gebildet wurden. Im Hotzenwald belegen jedoch die zahlreichen Buntsandsteinvorkommen im Süden und Osten den Zusammenhang der heutigen Grundgebirgshochflächen mit der permotriadischen Denudationsfläche, wie v. BUBNOFF (1927) gezeigt hat.

Verbindet man Punkte gleicher Höhenlage der Grundgebirgshochfläche oder der Buntsandsteinauflagerungsfläche, dann entsteht ein Höhenlinienbild, wie es PAUL (1971) für den Südost-Schwarzwald konstruiert hat und wie es in Abbildung 3 für den Hotzenwald neu entworfen wurde. Von 200 m NN bei Tiengen steigt die Grundgebirgs-Oberfläche nach Nordwesten bis zum Feldberg in 1500 m NN an. Deutlich eingesenkt erscheint das Schluchseebecken als Teil der Bonndorf-Lenzkircher Grabenzone. Im Bernauer Albtal und auf der Hochfläche südlich davon verunsichert glaziale Erosion die Konstruktion der ehemaligen Grundgebirgsoberfläche. Im südlichen Hotzenwald außerhalb der eiszeitlichen Gletscherbedeckung und im Bereich der Buntsandsteinvorkommen ist die Rekonstruktion der ehemaligen Denudationsfläche und deren Zerlegung durch Bruchtektonik wieder besser gesichert: Vorwaldstörung, Graben von Görwihl, Eggbergstörungen. Im Südwesten des Hotzenwalds bei Bergalingen erhebt sich die Grundgebirgsoberfläche horstartig um etwa 100 m, um dann in der Wehratal-Bruchzone um 600 m nach Westen abzustürzen (LUTZ 1964).

Zusammenfassung: Die permotriadische Denudationsfläche des Schwarzwalds wurde am Ende der variskischen Gebirgsbildung durch weitgehende Einebnung des Gebirges geschaffen.
Sie wurde dann in der Trias und im Jura von fast 1000 m Sedimenten überdeckt und im Tertiär und Quartär wieder freigelegt.

Bei der Überdeckung mit Buntsandstein hatte die Grundgebirgsoberfläche eine Neigung nach Norden, wie an der zunehmenden Mächtigkeit des Buntsandsteins abzulesen ist: Hotzenwald 15 m, Freudenstadt 200 m, Heidelberg 500 m. Bei der Einsenkung des Molassebeckens im Gefolge der alpidischen Gebirgsbildung wurde das Gefälle der Grundgebirgsoberfläche des Schwarzwalds umgekehrt zu der in den Abbildungen 2 und 3 dargestellten Neigung nach Südosten.

Ein einfacher Zusammenhang zwischen dem nach Ost-Nordost verlaufenden Nordschweizer Permokarbontrog und den nach Südosten gerichteten Störungszonen im Hotzenwald ist wegen der unterschiedlichen Richtung nicht herzustellen. Der Verlauf des Hotzenwaldsüdrandes und des Hochrheins hängt mit der gleichgerichteten Einsenkung des Molassebeckens zusammen.

©Badischer Landesverein für Naturkunde und Naturschutz e.V.; download unter www.blnn.de/ und www.zobodat.at

3.2 Täler

Die Täler des Hotzenwalds sind dadurch gekennzeichnet, dass im Unterlauf meistens schmale, steil eingeschnittene, 100 bis 200 m eingetiefte Talschluchten vorliegen. Im Oberlauf sind hingegen breite Talwannen ausgebildet. Mit Gesteinsunterschieden hängt die unterschiedliche Gestalt der Täler nicht zusammen. Wie aus Abbildung 1 hervorgeht, verlaufen die Talschluchten sowohl in Graniten wie in Gneisen, und die breiten Talwannen finden sich sowohl im Granit- wie im Gneisgebiet. Besonders hart und fest ausgebildete Felskomplexe führen in sonst breit ausgebildeten Talabschnitten zu Engtalstrecken, wie z.B. im Albtal unterhalb von St. Blasien.

Stellenweise dürfte ein Zusammenhang mit der Vergletscherung vorliegen: So beginnt die Talschlucht der Alb etwa am Ende des würmeiszeitlichen Gletschers, während der breitere Talabschnitt oberhalb davon vom Gletscher ausgeweitet erscheint. Im benachbarten Ibachtal und im Schwarzatal verlaufen die Talschluchten aber sowohl innerhalb wie außerhalb der Gletscherbedeckung.

Die breiten Oberläufe der Täler sind offensichtlich ältere Talformen, die von der Schluchtbildung, die von unten her rückschreitend talaufwärts greift, noch nicht erfasst worden sind. Auch tektonische Zusammenhänge spielen eine Rolle: Das untere Wehratal ist in der abgesenkten Wehratalbruchzone ziemlich breit. Das breite Bernauer Albtal verläuft im Albtalgraben, in dem die Grundgebirgsoberfläche in unregelmäßiger Weise abgesenkt ist (SAWATZKI 1992). Außerdem wurde das Tal und seine Umgebung durch den Albtalgletscher stellenweise erodiert. Der Gletscher war beim Würmmaximalstand im Albtal oberhalb St. Blasien etwa 400 m und beim Titiseestand noch 180 m mächtig (SAWATZKI 1992: 91 und geol. Karte).

3.2.1 Talrichtung

Der nach Südosten gerichtete Oberlauf der Alb biegt unterhalb von St. Blasien scharf nach Süden um. Auch die Schwarza, Mettma und Steina haben ähnliche Richtungsänderungen von Südost im Oberlauf nach Süd im Mittellauf. Die nach Südosten gerichteten Oberläufe werden als alte Talrichtungen angesehen, aus einer Zeit (ob. Miozän – unt. Pliozän) als die Flüsse auf der Südost-Abdachung des Schwarzwalds noch zur Aare-Donau flossen, die hoch über der heutigen Landschaft etwa von Waldshut nach Blumberg lief (PAUL 1950, WAGNER 1961, VILLINGER 1989). Die Umlenkung der Flüsse wurde nach PAUL (1950) durch eine Änderung des Gefälles der Landoberfläche infolge tektonischer Hebung des Schwarzwalds erzeugt. Die oben erwähnte Geländemulde bei Häusern (3 km östlich St. Blasien) ist ein noch erhaltenes Talstück der ehemals nach Südosten weiterfließenden Alb. Es liegt 160 m über dem heutigen Albtal und ist 100 bis 200 m in die umgebenden Grundgebirgshöhen eingetieft.

3.2.2 Pliozäne? Ablagerungen (Mühlbachserie)

Im Gefolge der Hebung des Schwarzwalds kam es im Pliozän auch zur Umlenkung der Aare von ihrem bisherigen Lauf nach Nordosten zur Donau in einen neuen Lauf nach Westen, zunächst durch den Sundgau zur Rhone (WAGNER 1961). Die Umlenkungsstelle lag etwa 500 m über dem heutigen Waldshut. Am Südrand des Hotzenwalds wurde zwischen Waldshut und Laufenburg eine bis 100 m mächtige Ablagerung gefunden, die wahrscheinlich dem pliozänen Lauf der Aare nach Westen entspricht. Sie wurde von GROSCHOPF (1997) untersucht und als „Mühlbachserie"

©Badischer Landesverein für Naturkunde und Naturschutz e.V.; download unter www.blnn.de/ und www.zobodat.at

bezeichnet. Es sind bis 15 m tief entkalkte Schotter mit diskusförmigen Quarzitgeröllen bis 30 cm Durchmesser und zwischengelagerten braungelben Feinsedimenten (meist Silt), deren Anteil nach Westen bis zum völligen Vorherrschen zunimmt. Nach der Geröllzusammensetzung (60 % alpine Kalke, 30 % alpine Kieselgesteine, 9 % alpines Kristallin, 1 % Schwarzwaldkristallin, nach VERDERBER (1992) handelt es sich um Gerölle aus dem Aare-Einzugsgebiet ohne Rheinanteil. Untersuchungen zur Altersstellung und Entstehung der Mühlbachserie sind noch im Gang. VERDERBER (1992) tendierte zu einer Stellung im ältesten Pleistozän.

3.2.3 Eintiefung der Talschluchten

Der Gang der Eintiefung der Talschluchten im Hotzenwald ist an den pleistozänen Terrassen des Hochrheins abzulesen. Abbildung 4 zeigt in vereinfachter Weise die pleistozäne Terrassentreppe bei Murg-Säckingen. Sie wurde aus dem Längsschnitt der Pleistozänablagerungen, der von VERDERBER (1992) konstruiert wurde, abgeleitet. In 400 m Höhe liegt der Rest eines Älteren Deckenschotters, der im Altpleistozän, nach der Gliederung von PENCK & BRÜCKNER (1909) in der Günzeiszeit, abgelagert wurde. In tieferer Lage folgt die Terrassentreppe über die Mittleren und Jüngeren Deckenschotter zu den tief eingelagerten rißeiszeitlichen Schottern, die im Möhliner Feld gegenüber von Säckingen zu Endmoränen aufgestaucht worden sind. Die 60 m mächtigen rißeiszeitlichen Schotter sind nicht einphasig entstanden, sondern durch Zwischenbildungen in zwei bis drei Glaziale gegliedert (vgl. Riedmatt nordöstlich Möhliner Feld, BLUDAU et al. 1994). Die Schotter der Niederterrasse sind nicht so tief eingeschnitten.

Es ist klar, dass die rasche und große Eintiefung des Hochrheins auch von den Nebenflüssen aus dem Hotzenwald mitgemacht werden musste. Der Hochrhein war also der Schrittmacher für die Eintiefung der Hotzenwaldflüsse. Wie Abbildung 4 zeigt, begann die Eintiefung schon nach der Umlenkung der Aare-Donau, in deren Gefolge die Hotzenwaldflüsse nach Süden zum Aare-Rhein (= Hochrhein) umgelenkt wurden. Gemeinsame Ursache für die Umlenkungen und die Eintiefung war die Hebung des Schwarzwalds, die als Aufbeulung oder als pultförmige Aufkippung bei gleichzeitiger Einsenkung des Molassebeckens zu betrachten ist. Der Hochrhein erhielt einen weiteren Anstoß zur Eintiefung durch die erneute Einsenkung des Oberrheingrabens im Pleistozän, die durch die große Mächtigkeit pleistozäner Schotter angezeigt wird (mehr als 200 m, SCHREINER 1996).

Die Eintiefung des Hochrheins zwischen der Zeit des Aare-Donau-Laufes und dem Älteren Deckenschotter beträgt nach der geschätzten Höhenlage der Aare-Donau und deren angenommenem Alter von etwa 4 Millionen Jahren (VILLINGER 1989) etwa 12 cm in 1000 Jahren. Ein ähnlicher Eintiefungsbetrag errechnet sich auch für die Zeit bis zum Jüngeren Deckenschotter. Dann folgt eine deutlich beschleunigte Eintiefung von 38 cm in 1000 Jahren bis zur Rißeiszeit.

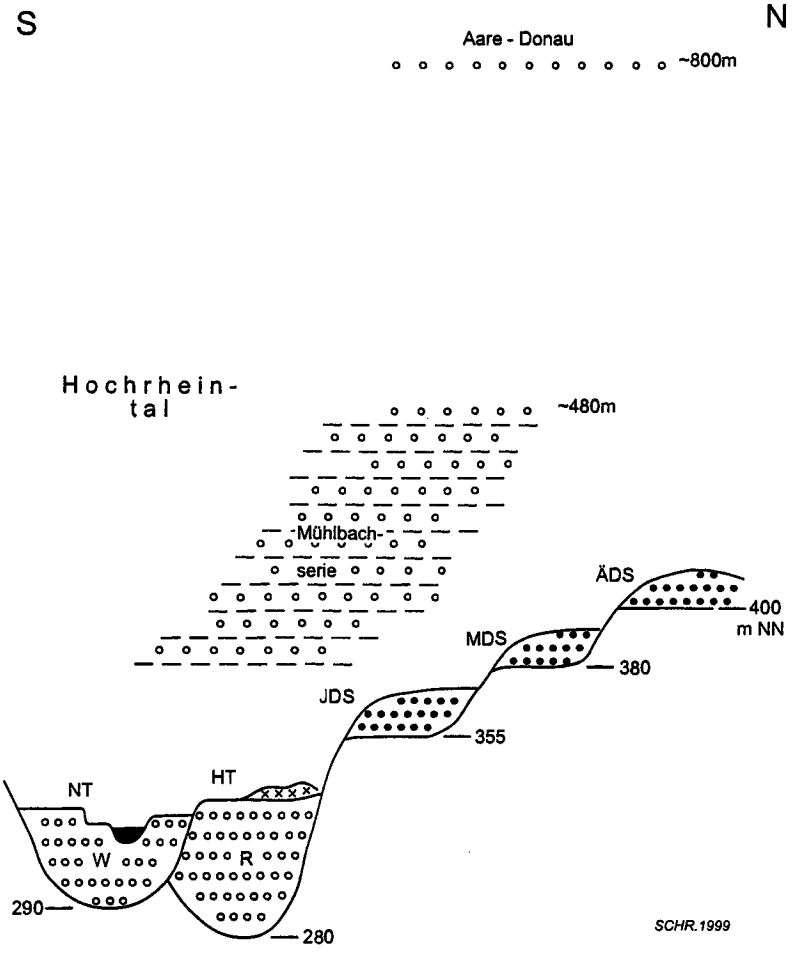
Eine ähnliche, wenn auch nicht überall so starke Eintiefung der Flüsse infolge plio-pleistozäner Hebung wie im Südschwarzwald hat den größten Teil des mitteleuropäischen Mittelgebirgslandes einschließlich des Voralpenlandes und der Alpen betroffen, wofür die Mosel und die Weser genannt seien. Ausgenommen von der Hebung waren Senkungsgebiete wie der Oberrheingraben und die Münchener Ebene.

3.2.4 Das untere Albtal und andere Täler

Die Hotzenwaldtäler weisen viele Besonderheiten auf, die z.T. mit der Beschaffenheit des Gesteins, mit der Talgeschichte oder mit tektonischen Vorgängen zu erklären

©Badischer Landesverein für Naturkunde und Naturschutz e.V.; download unter www.blnn.de/ und www.zobodat.at

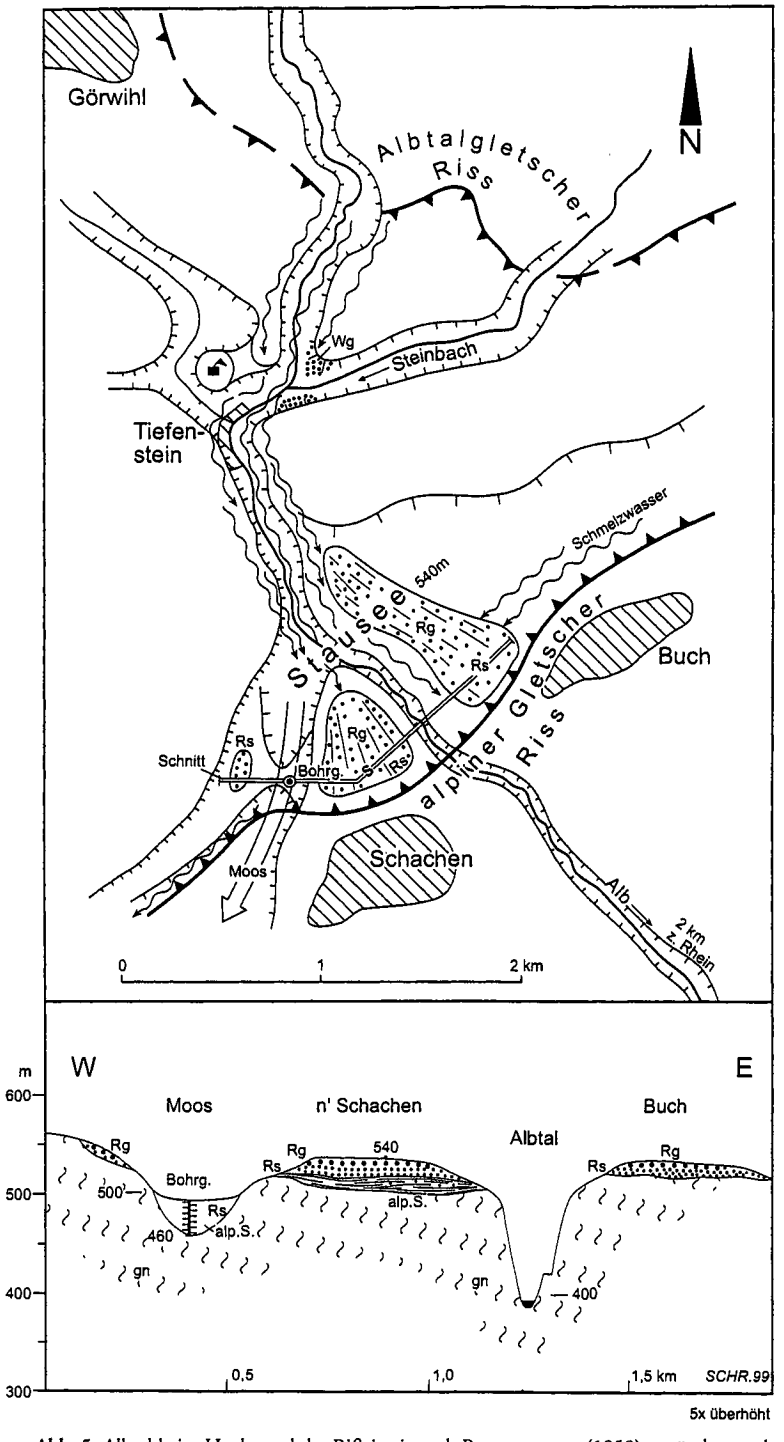
sind. Erwähnt seien die in den St. Blasier Granit eingeschnittenen Durchbruchsstrecken der Menzenschwander und Bernauer Alb oberhalb der Glashofsäge. Sie sind durch Verbauung der vorherigen Täler durch Würmmoränen und neuerliche Einschnitte in den Fels zu erklären. Die beiden Schluchtstrecken der Murg mit dem breiten und flachen Talstück dazwischen bei Hottingen sind durch tektonische Absenkung an der Vorwaldstörung im Pleistozän entstanden (TREFZGER 1965).



ÄDS Ältere Deckenschotter
MDS Mittlere Deckenschotter
JDS Jüngere Deckenschotter
HT Hochterrasse, R Rißeiszeit, Schotter u. Moräne
NT Niederterrasse, W Würmeiszeit, Schotter

Abb. 4: Pleistozäne Terrassentreppe am Hochrhein bei Murg – Säckingen, schematisch; Aare-Donau und Mühlbachserie von Osten hereinprojiziert.

©Badischer Landesverein für Naturkunde und Naturschutz e.V.; download unter www.blnn.de/ und www.zobodat.at



Wg Würmeiszeitliche Schotter und Sande
S Schnittlinie
breiter Pfeil: Praerißeiszeitliches Albtal

Rg Deltaschotter des Schachener Stausees, Riss;
meist Schwarzwaldgerölle, von Osten alpine Geröllzufuhr

Rs Rißeiszeitliche Seesedimente; meist Sand, im Süden alpiner Beckenton (alp. S)

Abb. 5: Albtal beim Hochstand der Rißeiszeit nach PFANNENSTIEL (1958), verändert nach WENDEBOURG & RAMSHORN (1987).

©Badischer Landesverein für Naturkunde und Naturschutz e.V.; download unter www.blnn.de/ und www.zobodat.at

Besonders eng und steil ist die Talschlucht der unteren Alb ab 1,2 km unterhalb von Tiefenstein (Abb. 5). Beim Hochstand der Rißeiszeit reichte der alpine Gletscher auf dem Südrand des Hotzenwalds etwa bis in 540 m Höhe. Der Schmelzwasserstrom wurde bei Schachen und Buch zu einem Eisstausee aufgestaut, der durch die Sedimentfracht der Schmelzwasserströme bis in etwa 540 m Höhe aufgefüllt wurde. In den Kies- und Sandgruben von Schachen und Buch waren bis 1985 vorwiegend Sand und Schwarzwaldgeröll in Deltaschichtung aufgeschlossen. Darunter kamen Beckenton mit alpinen, gekritzten Geschieben (Dropstones) zum Vorschein (WENDEBOURG & RAMSHORN 1987).

In den Gewannen Bühlmoos und Moos, 1 und 0,5 km nordwestlich von Schachen, ist ein relativ breites vorrißeiszeitliches Albtal zu erkennen, das, wie aus einer Bohrung an der Straße Schachen-Niederwihl hervorgeht, mit rißzeitlichen Seesedimenten verfüllt worden ist (Abb. 5, Schnitt). Das alte, vorrißzeitliche Tal war bis in 460 m Höhe eingetieft. Das entspricht einer Taltiefe ab der Hochfläche von etwa 80 m. Nach dem Zurückschmelzen des alpinen Gletschers fiel der Stausee trocken und die Alb nahm einen neuen Lauf in Südost-Richtung und schnitt auf die letzten 3 km ihres Laufes eine besonders enge und steilwandige Talschlucht in den Gneis ein. Dieser Fall zeigt, dass es möglich war, in der Zeit von der Rißeiszeit bis heute eine solche Talschlucht auszuräumen. Das ist jedoch ein Sonderfall, der durch die Verfüllung des alten Tales zustande kam. Für die anderen Täler dauerte die Bildung der Talschluchten, wie oben ausgeführt wurde, längere Zeit, nämlich wie beim Hochrhein durch das ganze Pleistozän, mit einer Beschleunigung nach Ablagerung des Jüngeren Deckenschotters, der nach PENCK & BRÜCKNER (1909) in die Mindeleiszeit zu stellen ist. Als Beispiel dafür sei das Schlüchttal genannt, wo BRAUCH (1989) und FLEIG (1991) bei Gutenburg 5 bis 10 m über der heutigen Schlücht rißzeitliche Seesedimente gefunden haben. Das Schlüchttal war also in der Rißeiszeit schon fast so tief wie heute.

3.2.5 Seitengerinne und Terrassen bei Säckingen

Der Abhang des Hotzenwalds nördlich Säckingen ist durch Seitengerinne und Terrassen gegliedert. Sie sind durch den Schmelzwasserstrom zwischen dem rißeiszeitlichen Gletscher und dem nördlich ansteigenden Berg gebildet worden. Es sind immer nur kurze Strecken der ehemals zusammenhängenden Gerinne erhalten, die aufgrund ihrer Höhenlage miteinander zu verbinden sind (Abb. 6). An vielen Stellen ist das Gerinne oder die Terrasse durch Durchbrüche hangabwärts unterbrochen. Im Verlauf des Zurückschmelzens des nach Westen gegen sein Ende stark geneigten Gletschers sind immer wieder neue, tieferliegende Seitengerinne angelegt worden. An einigen Stellen, z.B. am Gingelekopf (die Mulde war früher in der Karte als „Gnädig Frauen Weiher" bezeichnet) und am Bergsee, ist talseitig noch ein Felsrücken erhalten. Ansonsten liegen Erosionsterrassen mit Gefälle nach Westen vor. Es sind mindestens vier, mehr oder weniger in Zusammenhang zu bringende Gerinne oder Terrassen auszumachen, wobei die unterste Terrasse schon zur Hochterrasse mit großer Schottermächtigkeit und z.T. mit Moränenbedeckung gehört. Die höheren Terrassen sind meist frei von Geröllablagerungen. Moränen sind nur an zwei Stellen gefunden worden: am Südhang des Gingelekopf in 420 m NN und an der Schneckenhalde hinter der oberen Fabrik in 350 m NN.

Das oberste Gerinne beginnt mit einer Terrasse in Rippolingen in 535 m Höhe. Im Neubaugebiet waren 1987 2 bis 3 m lehmige Schotter mit kantengerundeten Gneisblöcken bis 1 Kubikmeter aufgeschlossen. Alpine Gerölle (gut

©Badischer Landesverein für Naturkunde und Naturschutz e.V.; download unter www.blnn.de/ und www.zobodat.at

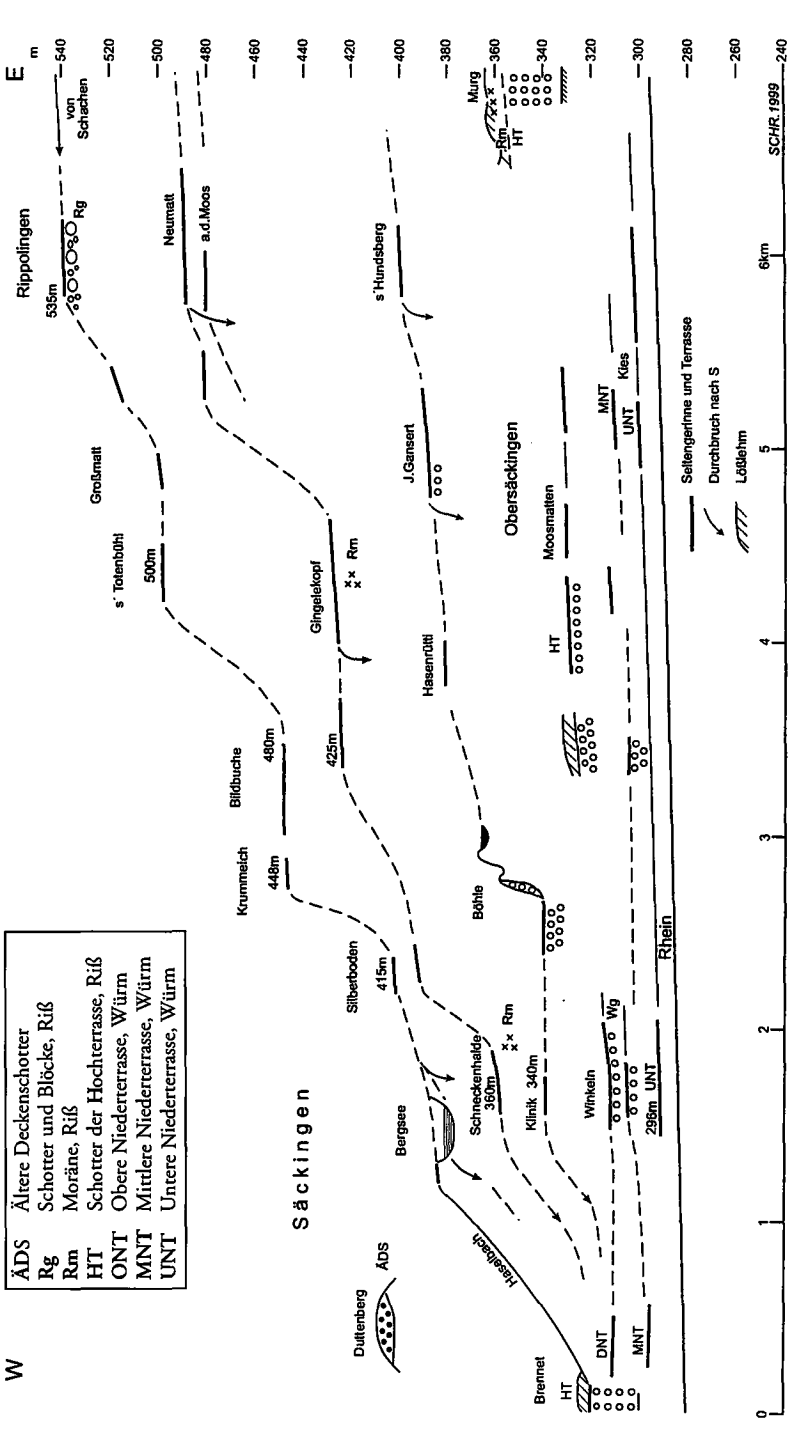


Abb. 6: Seitengerinne und Terrassen bei Säckingen im Riß und Würm (12 x überhöht).

©Badischer Landesverein für Naturkunde und Naturschutz e.V.; download unter www.blnn.de/ und www.zobodat.at

gerundete Quarzite) sind sehr selten. Zwischen dem 10 km entfernten Stausee von Schachen (540 m NN) und Rippolingen (535 m NN) verlief der Schmelzwasserstrom mit geringem Gefälle, wahrscheinlich durch mehrere Stauseen, in denen die Geröllfracht größtenteils liegen blieb. Die Gneisblöcke stammen aus dem Murgtal und sind vielleicht in oder auf Eisschollen transportiert worden. Der Rippolinger Blockschotter ist als Gletscherrand-Ablagerung während des Rißhochstandes zu deuten.

Über mehrere Steilstufen gelangte der oberste Schmelzwasserstrom durch das Haselbachtal ins untere Wehratal, wo er sich mit der dortigen rißeiszeitlichen Wehra vereinigte (SCHREINER 1995). Der Bergsee ist eine Auskolkung des Schmelzwasserstroms, als dieser dem zurückschmelzenden Gletscher folgend einen tieferen Abfluss durch die Rinne des heutigen Seebächle gefunden hatte.

Die tiefer liegenden Gerinne und Terrassen sind Abbildung 6 zu entnehmen. Östlich von Rippolingen weist der Südhang des Hotzenwalds weitere stufenförmige Verebnungen auf, die ähnlich wie die Terrassen bei Säckingen entstanden sind. In 360 m Höhe bei Murg gelangt man auf den z.T. moränenbedeckten Schotter der Hochterrassen (Riß), der mit bis zu 60 m Mächtigkeit das ganze Hochrheintal erfüllt (vgl. Kapitel 3.2.3). In diese ist die mehrstufige Niederterrasse eingelagert.

Der Schmelzwasserstrom am Nordrande des rißeiszeitlichen alpinen Gletschers war in den kurzen Zeiten sommerlicher Schneeschmelze vermutlich wesentlich stärker als der heutige Rhein, denn er führte wahrscheinlich die ganze Schmelzwassermenge ab der Rhein/Donau-Wasserscheide zwischen Engen und Meßkirch. Es ist jedoch anzunehmen, dass ein Teil des Schmelzwasserstromes etwa ab Waldshut subglazial abgeflossen ist.

Literatur

BLUDAU, W., GROSCHOPF, R. & SCHREINER, A. (1994): Ein Riß-Interstadial bei Riedmatt am Hochrhein. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 76, 295–323, Stuttgart.

BRAUCH, K. (1989): Geologische Untersuchungen und Kartierung 1: 10 000 bei Tiengen (Kreis Waldshut). – Diplomarbeit, Univ. Freiburg.

BUBNOFF, S.v. (1927): Zur Frage der Piedmonttreppe im südlichen Schwarzwald. – Zeitschr. f. Geomorph. 3, 90–98, Leipzig.

DIEBOLD, P., NAEF, H. & AMANN, M. (1991): Zur Tektonik der zentralen Nordschweiz. – NAGRA, Techn. Bericht 90/04, 275 S., Beilagenband m. 41 Beilagen, Wettingen.

ERB, L. (1948): Die Geologie des Feldbergs. – In: MÜLLER, K. (Hrsg.): Der Feldberg, S. 22–96, Freiburg i. Br.

FALKENSTEIN, F. (1991): Saurier beim Waldhaus. – Jahrb. Landkreis Waldshut 16, 70–78, Konstanz.

FALKENSTEIN, F. & KRÄMER, F. (1990): Radiometrische Profilaufnahmen von Buntsandsteinaufschlüssen im Raum Waldshut, Südschwarzwald. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 72, 291–302, Stuttgart.

FLEIG, V. (1991): Geologische Untersuchungen und Kartierung 1: 10 000 zwischen Gutenberg und Allmut nördlich von Tiengen im Kreis Waldshut. – Diplomarbeit, Univ. Freiburg.

GROSCHOPF, R. (1997): Blatt 8314 Görwihl. – Vorläufige Geol. Karte von Baden-Württ. 1: 25 000 mit Beiheft, 14 S., Freiburg i. Br.

GROSCHOPF, R. (1997): Blatt 8414 Laufenburg. – Vorläufige Geol. Karte von Baden-Württ. 1: 25 000 mit Beiheft, 24 S., Freiburg i. Br.

HANN, H.P. & SAWATZKI, G. (2000): Neue Daten zur Tektonik des Südschwarzwaldes. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 82, 363–376, Stuttgart.

LUTZ, M. (1964): Stratigraphische und tektonische Untersuchungen am südwestlichen Schwarzwaldrand zwischen Wiesetal und Hochrhein. – Oberrhein. geol. Abh. 13, 75–122, Karlsruhe.

METZ, F. (Hrsg.) (1967): Vorderösterreich, eine geschichtliche Landeskunde. – 836 S., Verlag Rombach, Freiburg i. Br.

©Badischer Landesverein für Naturkunde und Naturschutz e.V.; download unter www.blnn.de/ und www.zobodat.at

METZ, R. (1980): Geologische Landeskunde des Hotzenwalds. – 1116 S., Schauenburg-Verlag, Lahr.
PAUL, W. (1950): Die Mechanik der Flussablenkungen im Grundgebirge des Südschwarzwaldes. – Mitt.bl. bad. geol. Landesanst. 1950, 115–120, Freiburg i. Br.
PAUL, W. (1955): Zur Morphogenese des Schwarzwaldes, I. – Jh. geol. Landesamt Baden-Württ. 1, 395–427, Freiburg i. Br.
PAUL, W. (1971): Von der spätjurassischen (frühkretazischen?) Landwerdung bis zur Gegenwart. – In: SAUER, K. & SCHNETTER, M. (Hrsg.): Die Wutach, 135–194, Freiburg i. Br.
PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – 3 Bde., 1199 S., Leipzig.
PENCK, W. (1925): Die Piedmontflächen des südlichen Schwarzwaldes. – Zschr. Ges. Erdkde., Berlin.
PFANNENSTIEL, M. (1958): Die Vergletscherung des südlichen Schwarzwaldes während der Rißeiszeit. – Ber. Naturf. Ges. Freiburg 48, 231–272, Freiburg i. Br.
PFANNENSTIEL, M. (1969): Ein neuer Moränenaufschluss bei Tiefenstein und das Alter der Albtalschlucht. – Ber. Naturf. Ges. Freiburg 59, 23–30, Freiburg i. Br.
REICHELT, G. (1960): Quartäre Erscheinungen im Hotzenwald zwischen Wehra und Alb. – Ber. Naturf. Ges. Freiburg 50, 57–127, Freiburg i. Br.
SAWATZKI, G. (1992): Erläuterungen zu Blatt 8214 St. Blasien. – Geol. Karte 1: 25 000 von Baden-Württ. mit Erläuterungen, 157 S., Stuttgart.
SAWATZKI, G. & LASKE, R. (1997): Blatt 8315 Waldshut-Tiengen. – 2. aktual. vorl. Ausgabe der Geol. Karte von Baden-Württ. 1: 25 000 mit Beiheft, 20 S., Freiburg i. Br.
SAWATZKI, G. & LASKE, R. (1997): Blatt 8215 Ühlingen-Birkendorf. – 2. aktual. vorl. Ausgabe der Geol. Karte von Baden-Württ. 1: 25 000 mit Beiheft, 12 S., Freiburg i. Br.
SCHREINER, A. (1995): Zur Quartärgeologie des unteren Wehratales und zur Frage der Vergletscherung des Dinkelberges in der Rißeiszeit (SW-Deutschland). – Eiszeitalter u. Gegenwart 45, 62–74, Hannover.
SCHREINER, A. (1996): Quartär. – In: Erläuterungen zum Blatt Freiburg i. Br. und Umgebung, 3. Aufl., Geol. Karte von Baden-Württ. 1: 50 000 mit Erläuterungen, S. 174–199, Freiburg.
STRIGEL, A. (1933): Zur Morphologie des südöstlichen Schwarzwaldes. – Geol. Rundschau, Salomon-Calvi-Festschrift 23a, 218–232, Stuttgart.
TREFZGER, E.F. (1965): Quartäre Hebungen des Hotzenwalds. – Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F. 47, 45–60, Stuttgart.
VERDERBER, R. (1992): Quartärgeologische Untersuchungen im Hochrheingebiet zwischen Schaffhausen und Basel. – Diss., Univ. Freiburg, 177 S., Freiburg i. Br.
VILLINGER, E. (1989): Zur Fluss- und Landschaftsgeschichte im Gebiet von Aare-Donau und Alpenrhein. – Jh. Ges. Naturkde. Württemberg 144, 5–27, Stuttgart.
WAGNER, G. (1960): Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte. – 3. Aufl., 694 S., Öhringen.
WAGNER, G. (1961): Zur Flussgeschichte von oberer Donau und oberem Neckar. – Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F. 43, 93–98, Stuttgart.
WENDEBOURG, J. & RAMSHORN, CH. (1987): Der Verzahnungsbereich alpiner und südostschwarzwälder Rißvereisung (Baden-Württemberg). – Jh. geol. Landesamt Baden-Württ. 29, 255–268, Freiburg i. Br.
WERNET, K.F. (1967): Die Grafschaft Hauenstein. – In: METZ, F. (Hrsg.): Vorderösterreich, eine geschichtliche Landeskunde, 836 S., Verlag Rombach, Freiburg i. Br.
WIMMENAUER, W. & SCHREINER, A. (1981): Blatt 8114 Feldberg. – Geol. Karte von Baden-Württ. 1: 25 000 mit Erläuterungen, 140 S., Stuttgart.

Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. A. SCHREINER, Sonnenwiese 15, D-79194 Wildtal;
Dr. R. GROSCHOPF, Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg, Albertstr. 5, D-79104 Freiburg i. Br.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Mitteilungen des Badischen Landesvereins für Naturkunde und Naturschutz e.V. Freiburg i. Br.

Jahr/Year: 2002

Band/Volume: NF_18_1

Autor(en)/Author(s): Schreiner Albert, Groschopf Rainer

Artikel/Article: Zur Geologie und Morphologie des Hotzenwalds 29-44