

BEITRÄGE

ZUR

NATURWISSENSCHAFTLICHEN ERFORSCHUNG BADENS

HERAUSGEGEBEN VOM BAD. LANDESVEREIN FÜR NATUR-
KUNDE UND NATURSCHUTZ IN FREIBURG IM BREISGAU
UND DER ALS ARBEITSGEMEINSCHAFT FÜR ENTOMOLOGIE
AUFGENOMMENEN BAD. ENTOMOLOGISCHEN VEREINIGUNG

HEFT 10

1932

Inhalt: R. Brill: Die geologische Geschichte des Schluchseebeckens.

Die geologische Geschichte des Schluchseebeckens.

Von RICHARD BRILL, Freiburg i. Br.

Mit 11 Abbildungen.

Am 1. April 1930 hat der Schluchsee, einer unserer schönsten Schwarzwaldseen, aufgehört, sein durch die Naturkräfte bedingtes freies Eigenleben zu führen. An diesem Tage wurde die letzte kurze Strecke des vom Schluchsee bis Schwarzabruck in den Fels gehauenen Druckstollens gesprengt, der die Wasser des Sees in die gewaltigen Turbinen des Krafthauses bei Schwarzabruck leiten wird. An diesem Tag hat der Mensch der Technik den Schluchsee in seinen Dienst gezwungen. Der Aufstau des Sees um rund 30 m wird eine gewaltige Vergrößerung des Seespiegels herbeiführen. Damit soll zu Zeiten winterlicher Wasserklemme der Rheinkraftwerke der Kraftausgleich geschaffen werden, der dem Oberrheingebiet in Zukunft eine stets ausreichende Stromversorgung aus seinen eigenen Wasserkräften sichern soll¹⁾.

Wenn auch der Verlust einer unserer schönsten Schwarzwaldlandschaften aufs tiefste zu bedauern ist, so haben uns doch die durch den Bau des Werks geschaffenen Aufschlüsse wesentliche Erkenntnisse für die Geschichte des Sees geliefert.

Die vorliegenden Untersuchungen wurden mit Hilfe einer von dem Herrn Reichsminister des Innern gewährten Unterstützung durchgeführt, wofür auch hier der gebührende Dank ausgesprochen sei.

Trotz der langsamen Absenkung des Sees ereigneten sich an den Ufern Veränderungen von einem Ausmaß, das nie erwartet worden war. Da der Rand des Seebeckens vorwiegend aus Sanden und z. T. auch aus Moränen bestand, also aus recht wenig verbandfesten Gesteinen, traten bald sehr bedeutende Rutschungen und Brüche ein, die sehr interessante Parallelen mit regelrechten tektonischen Bewegungen im Großen aufzustellen gestatten. Bei der Absenkung des Seespiegels büßten nämlich die lockeren Gesteinsmassen, die durch den Auftrieb des Wassers bedingte Gewichtsverminderung ein, wodurch die Bewegung der Uferländer bei dem Fehlen jedes seitlichen Halts

¹⁾ Vgl. R. L a i s (1928): Das Schicksal des Schluchsees.

leicht verständlich wird. Diese künstlich hervorgerufene Bruchtektonik am Rand des Schluchsees stellt nun gewissermaßen ein Zwischenglied dar zwischen den experimentellen tektonischen Versuchen, die neuerdings H. CLOOS (1928) im Laboratorium durchführte, und den tektonischen Vorgängen, wie sie der Geologe überall draußen im Gelände im Großen zu beobachten und festzustellen Gelegenheit hat. Die Entstehung von einfachen Staffelbrüchen, Grabenbrüchen und widersinnigen, antithetischen Bewegungen (Drehverschiebungen) konnte hier in klarer Weise beobachtet werden. Die tektonisch bewegten Seeränder lieferten so an vielen Stellen Bilder sehr ähnlich denen, wie man sie aus den Randgebieten großer Dehnungsfelder (Oberrheingraben) kennt. Sie sollen an anderer Stelle eingehender beschrieben werden.

Gleichzeitig kam nun auch die Wirkung der rückschreitenden Erosion an den zahlreichen großen und kleinen, dem See zufließenden Bächen und Rinnsalen in mächtiger Weise zum Ausdruck, die sich in der Bildung tiefer Klammern und Schluchten ausprägte, wodurch die zahlreichen klaren Profile geschaffen wurden, aus denen sich der Aufbau des ganzen Seebeckens in übersichtlichster Weise kombinieren ließ.

In den letzten 25 Jahren haben die Glazialbildungen des hohen Schwarzwalds in der geologischen Erforschung des Landes nur geringe Aufmerksamkeit erfahren. Die letzte zusammenfassende Arbeit über die Vergletscherung des südlichen Schwarzwalds zur Diluvialzeit stammt von dem STEINMANN-Schüler AD. HUBER (1905), der dort auch die gesamte frühere Literatur bespricht.

Ueber die damaligen Feststellungen und Beobachtungen sind wir auch heute noch kaum hinausgekommen, zumal die geologische Landesaufnahme die Erforschung des Gebietes noch nicht systematisch durch Spezialkartierung in Angriff genommen hat. Nur noch S. v. BUBNOFF (1913) befasste sich in einer Betrachtung der Geschichte der Wasserscheide zwischen Wutach und Schwarza eingehender mit der jüngsten glazialen Vergangenheit des Schluchseegebietes.

Wie der Titisee gehört auch der Schluchsee zu den glazialen Stauseen, wie sie in allen ehemals vergletscherten Gebieten überaus häufig sind. Das langgestreckte, trogartig weite Tal des Ahabaches stellt das Zungenbecken eines Gletschers der letzten Eiszeit dar, der von den Firnmassen auf den Höhen und Hängen der Bär- und Schnepfhalde gespeist wurde.

Während der größten Vergletscherung, in der Rißeiszeit, bedeckten mächtige Eismassen den ganzen südlichen Schwarzwald; ihr Mittelpunkt war das Zentralmassiv des Gebirges, der Feldberg. Damals bestand noch kein für sich abgeschlossener Eisstrom im Oberlauf der Täler der Aha, Mettma und Schwarza, da auch die Hochfläche zwischen Mettma und Schwarza bis südlich von Brenden noch ganz von einer großen Inlandeiskappe bedeckt war, wie die dort lagernden Moränenreste beweisen.

In der folgenden Würmeiszeit jedoch lassen sich einzelne abgeschlossene Gletscherbecken leicht unterscheiden; die Gletscherzungen im Alb- und Bärental, beide vom Feldberg ausgehend, sind die bedeutendsten. Von diesen beiden umrahmt, liegt das Gletscherbecken des Schluchsees, dessen Fortsetzung in der weiten Talung der Mettma

sowie der Schwarza zu suchen ist. Der Gletscher verzweigte sich also am Ende des Schluchsees in zwei Arme.

Der am weitesten vorgeschobene Endmoränenkranz des Schluchseegletschers im Mettmatal läßt sich auf 860 m Höhe an der Schaffhauser Säge, westlich von Grafenhausen, nachweisen. Bis dahin zeigt das Tal einen weiten, wannenförmigen Querschnitt, der nur durch Glazialerosion geschaffen sein kann. An zahlreichen Stellen, an der Straßenböschung im Oberlauf des Mettmatal und an anderen Orten ist typische Moräne aufgeschlossen. Besonders auffallend sind der Moränenblockschutt an dem flach geneigten Waldhang „Glashütte“ südlich Amertsfeld, und mächtige Findlinge im Tal selbst, und zwar in dem Abschnitt von Amertsfeld bis zum Engpass nördlich vor der Schaffhauser Säge. Hier hat sich aus dem westlichen Seitental ein Seitenast des Schluchseegletschers mit dem Hauptarm vereinigt. Diese beiden Gletscherarme umflossen also den über 970 m hohen Rücken „Stutz“ als Insel.

G. STEINMANN und mit ihr HUBER unterscheiden für die letzte Vereisung 3 Phasen des Gletscherstandes, mit 3 Endmoränenlagen. Der ersten Phase entspricht die Endmoräne bei der Schaffhauser Säge. Erst südlich von ihr beginnt das reine Erosionstal der Mettma mit steilen Hängen und ohne nachweisbare Moränenreste, während bis hierhin zwar der Talboden ebenfalls steilwandig ist, sich jedoch einige Meter über der Talsohle bedeutend verbreitert, und dort an der Böschung mehrfach Moräne trägt. Es hat also die junge Mettma seit dem Rückzug des Gletschers schon um das beträchtliche Stück von rund einem Kilometer nach rückwärts eine Talschlucht in den alten Glazialtrog eingeschnitten. Der Gletscherarm, der am Schluchsee-Ende seinen Weg ostwärts in das wohl etwas engere, aber auch typische glaziale Formen zeigende Schwarzatal genommen hat, läßt sich an den mächtigen Aufschlüssen der Seitenmoräne, welche der Bau der neuen Umgehungsstraße in 930 m Höhe am Nord- und Westhang des Hochstaufens geschaffen hat, deutlich nachweisen. End- und Seitenmoräne ist in großen Aufschlüssen am Lochbach durch den Bau des Schluchseewerks bloßgelegt worden. Das Ende des Maximalstandes des Würmgletschers dürfte im Schwarzatal jedoch noch etwas weiter südlich, bei der Teufelsküche auf 880 m Höhe gelegen haben. Dieser Stand entspricht also im Mettmatal dem bei der Schaffhauser Säge.

Von der Teufelsküche an südwärts verengert sich das Tal stark, die steilen Talwände treten nahe zusammen, wir sind ins reine Erosionstal eingetreten. Auch hier hat der Fluß das letzte Stück des glazialen Talbodens von der Teufelsküche bis zum Lochbach in ganz ähnlicher Weise rückwärts erodiert wie die Mettma oberhalb der Schaffhauser Säge; die Endmoränenreste an der Teufelsküche liegen auf einer ausgeprägten Talschulter wie dort.

Zwar finden sich schwarza-abwärts beiderseits des Flusses noch viele typische Seitenmoränenreste, die jedoch sehr wahrscheinlich älteren Vereisungsperioden zuzuordnen sind. Sie wurden z.T. erst beim Stollenbau, bei der Anlage von Steinbrüchen (prächtig zu sehen am Weifaß oberhalb Schwarzabruck) und gelegentlich bei der Anlage sonstiger Hilfsbauten bloßgelegt und dadurch erst der Beobachtung zugänglich gemacht.

Talaufrwärts und über die niedrige, breite Paßhöhe zwischen Mettma und Schwarza hinweg, findet sich kein Endmoränenwall mehr bis zu dem bei 900 m Höhe liegenden Schluchsee. Der See erfüllt hier eine glazial beträchtlich übertiefte Wanne, wie auch der Titisee, worauf besonders v. BUBNOFF (1913) ausdrücklich hinweist, da im Oberlauf der Mettma nur wenige Meter unter der Paßhöhe im Talboden schon Granit (Syenit) ansteht. Ein Schurf, der anlässlich der Vorarbeiten zum Schluchseewerk auf der Paßhöhe selbst angesetzt wurde, ergab unter einer dünnen Moränendecke anstehenden Gneis im Untergrund. Auch im obersten Schwarzatal lag an der Stelle der heutige Sperrmauer nur eine dünne Grundmoränendecke über dem anstehenden Granit. An der Paßhöhe hat der Gletscher bei seinem Rückzug eine natürliche Schwelle gefunden, bis zu der vorzustößen das Gefälle und die Wucht der Eismassen noch ausreichten. Die großen Massen von Schuttmaterial in Form von Moräne, Sand und Schotter am Ende des Schluchsees sind durch Anlage mächtiger Sandgruben an vielen Stellen prächtig aufgeschlossen worden. Als das Eis hier seine Stillstandslage erreicht hatte, riss wohl sicher auch die Verbindung des kleinen Seitenarmes des Schluchseegletschers ab, der vom Schluchsee her südwestlich über das Jägergut nach der Eisenbreche zu mit dem Schwarzatalarm der Maximalphase bestanden hatte. Denn da der breite glaziale Sattel Jägergut 935,7 m hoch liegt, also noch höher als der Rücken zwischen Sebrugg und dem oberen Mettmatal, konnte das Eis auch diese Höhe kaum mehr überschritten haben.

Der Eisstand dieser zweiten Phase hat in großen Zügen die Bodenformen geschaffen, die wir heute noch antreffen. Kleine Veränderungen haben jedoch auch noch stattgefunden, nachdem sich das Eis aus dem Schluchseebecken zurückgezogen hatte.

Der Bärentalgletscher hat bei seinem weiteren Abschmelzen noch eine dritte Endmoräne hinterlassen, die man die Stillstandslage der dritten Phase nennt. Ihr entspricht der Moränenwall, der den Feldsee aufstaut.

Diese Stillstandslage vor dem völligen Abschmelzen der letzten kleinen Ferner am Feldberg läßt sich hier am Schluchsee noch nicht sicher feststellen. HUBER deutet einen bei Ober-Aha quer über das Tal ziehenden 1—2 m hohen Wall als Moränenwall. Die Straße benützt diesen Wall, um hier das Tal zu überschreiten. Ob sich unter ihm auch tatsächlich Moräne verbirgt, konnte noch nie einwandfrei festgestellt werden.

HUBER ordnet allerdings diesen Wall der zweiten Phase zu und will den Abschluß des Schluchsees als erste Phase aufgefasst wissen; die Vergletscherung des oberen Mettmatals bis zur Schaffhauser Säge legt er in die Zeit der größten Vereisung, ins Rißglacial. STEINMANN hat noch (1896) an der hier vertretenen alten Auffassung festgehalten, wengleich er später selbst diese Annahme in Frage stellt.

Wohl sind die Höhen der Bärhalde mit rund 1300 m und der Schnepfhalde mit 1280 m wesentlich niedriger als die Höhen des Feldbergs und das Einzugsgebiet kleiner als das des Titiseegletschers. Dafür liegen aber auch die Endmoränen am Titisee nur knapp 850 m hoch, während sie am Schluchsende auf über 900 m ü. N. N. liegen.

v. BUBNOFF hat in seiner Arbeit (1913) wieder ausführlicher ebenfalls diese Frage behandelt und hält an der alten STEINMANN'schen Annahme fest. Er weist vor allem auf die Notwendigkeit der Annahme einer ausgedehnten Eisdecke während der ersten Phase hin, die er in einem Kärthchen wiedergibt, wonach nur bei Neustadt, Kappel und bei der Schaffhauser Säge eigentliche Zungenbecken in den Tälern lagen. Die Maximalausdehnung der Vereisung in der Rißeiszeit hat noch weit größere Gebiete mit einer Inlandeismasse bedeckt, worauf ja schon hingewiesen wurde. Der Endmoränenriegel an der Schaffhauser Säge und der Teufelsküche kann danach keinesfalls der Stillstandslage zur Zeit der größten Vergletscherung entsprechen.

Weiterhin erhält unsere Auffassung durch die Untersuchung OBERDORFERS (1931) eine Stütze. Er fand an der Basis der Moorprofile im Schluchseemoor noch Pflanzen eines sicher eiszeitlichen Klimas (*Dryas octopetala*). In allen höheren Zonen treten nur noch Pflanzengossenschaften auf, die wohl auf ein wesentlich feuchteres oder trockeneres Klima hindeuten, nie aber einen Schluß auf ein so wesentlich kälteres Klima zulassen, wie es zur Zeit der zweiten und dritten Endmoränenphase noch geherrscht haben muß. Die arktische Flora der Basisschichten des Schluchseemoors zwingt zu dem Schluß, daß die Moorbildung erst im Anschluß an den endgültigen Rückzug der Gletscher, also unmittelbar nach der dritten Phase, begonnen haben kann.

Die drei unterschiedenen Phasen (Endmoränenwälle) im Schwarzwald entsprechen folgenden von PENCK und BRÜCKNER für die Alpen aufgestellten Stadien: Phase I = Maximalstand der Gletscher, Phase II = sog. Zürichstadium oder innerer Kranz der Jungendmoränen und Phase III = Bühlstadium, dem die Moränen am Ausgang der Alpentäler (vgl. ALB. HEIM [1919] S. 259) entsprechen. Die weiteren Stadien: Gschnitz- und Daunstadium haben im Schwarzwald keine Moränen mehr hinterlassen; die letzten Ferner waren nach dem Bühlstadium restlos abgeschmolzen. Klimatologisch lassen sich diese Stadien aber noch nach OBERDORFER im Moorprofil nachweisen.

Für die Parallelisierung der drei Schwarzwälder Phasen mit den alpinen Endmoränengürteln hat BURI (1917) in einer Arbeit über Verlauf und Gliederung der letzten Eiszeit eine Tabelle gegeben, in der er auch die hier angenommene zeitliche Einordnung der Schluchseemooräne als Stand der zweiten Phase im Gegensatz zu HUBER vertritt. Dagegen soll nach ihm der Wall bei Ober-Aha seiner 950 m-Phase entsprechen. BURI hat in vielen Gebieten des mittleren und südlichen Schwarzwaldes in einer Höhenlage um 950 m Wälle entdeckt und viele von ihnen schon in einer früheren Arbeit (1914) beschrieben. Er hält seine 950 m Stufe für eine Rückzugsphase, die er mit der Laufenschwankung parallelisiert, und die er nach einer gleichen Stufe im Bregtal, die Bregschwankung nennt. In der Tat könnte auch der Wall bei Ober-Aha in 970 m über N.N. der BURI'schen 950 m Stufe entsprechen, sodaß man die Moränen der dritten Phase schließlich nur noch als Abschlußwall der mächtigen Karmulde bei etwa 1150 m Höhe auf der Ostseite

der Höhen 1260,4 und 1278,0 zu erblicken hätte. Diese Annahme würde auch besser mit der Höhenlage der Feldseemoräne (1100 m) übereinstimmen, besonders wenn man dabei Höhen- und Einzugsgebiet der umgebenden Bergwände in Betracht zieht.

Die Morphologie und Geologie des Schluchseebeckens wurde nun durch die Absenkung des Sees im Einzelnen aufgedeckt. Schon einige Tage nach Beginn der Absenkung hob sich am unteren See-Ende quer zur Längsrichtung des Sees eine eigentümliche Barre heraus, die mit sinkendem Wasserspiegel immer deutlicher wurde und zunächst als Rückzugsmoräne gedeutet werden mochte. Durch sie wurde der See in zwei Becken geteilt, ein sehr kleines und seichtes Abflußbecken von nur 12,2 m Tiefe und das große Hauptbecken mit einer weiteren aber niedrigeren Barriere quer zum See (bei Punkt 16,1), die ebenfalls zeitweise beim tiefsten Stand der Absenkung gerade noch aus dem Wasser herausah. Die zweite Barre, deren Form (wie auch die der ersten) auf der neuen topographischen

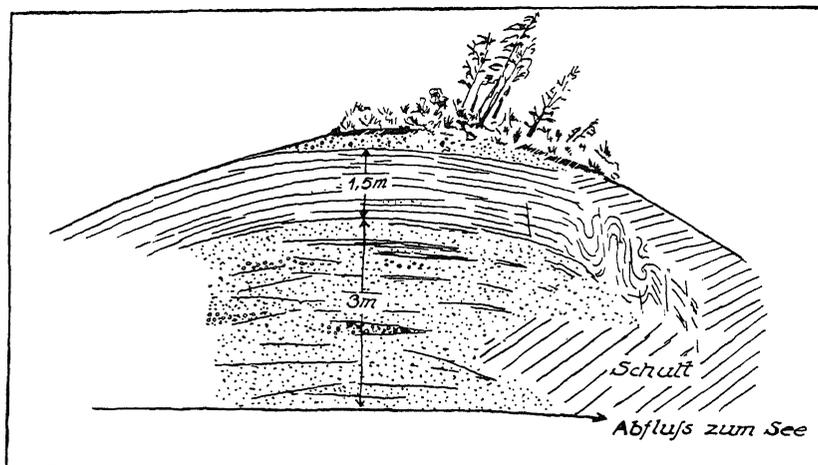


Abb. 1

Karte 1 : 25 000 sehr gut wiedergegeben ist, ist gegenüber der ersten sehr unsymmetrisch und nur auf der Südseite bis zur Seemitte spornartig ausgebildet, während das ihr gegenüberliegende Ufer ganz normale Neigung und Verlauf zeigt.

Das in dem kleinen Becken am See-Ende abgeschnürte Wasser floß über die niedrigste Stelle in ziemlich genau gleicher Entfernung von beiden Ufern nach dem See hin ab. Das abfließende Wasser erodierte sehr rasch bei stetig absinkendem Seespiegel rückwärts eine scharfe Schlucht ein und legte so ein klares Profil durch die Barre frei, das zu folgenden Feststellungen führte (siehe Abb. 1 u. 8).

Das Profil, das durch den abfließenden Bach bloßgelegt war, ist 4,5—5 m hoch und besteht aus etwa 3 m kreuzgeschichteten fluviatilen Sanden, abwechselnd gröberer und feinerer Lagen, zuweilen mehr kiesig oder tonig. Darüber liegen etwa 1,5 m rote Bänder tone,

also Absätze von Gletschertrübe im Seebecken, mit einem deutlichen Wechsel von gröberem und feinsten Lagen.

Zwar läßt sich eine ziemlich scharfe Grenze zwischen den echten Bändertonen und den liegenden fluvioglacialen Sanden angeben und doch besteht, genau gesehen, ein allmählicher Uebergang zwischen beiden Gesteinen, der sich allerdings auf engem Raum vollzieht. Auch in den Bändertonen kommen gelegentlich gröbere Sandlagen vor, und in den Sanden wieder finden sich tonigere Lagen, die jedoch nie mehr so feine Bänderung aufweisen, wie sie im hangenden Ton die Regel ist.

Eine Auszählung von Proben des Bändertons ergab für dessen volle Mächtigkeit rund 1100 Jahre, d. h. um die an dieser Stelle 1,5 m mächtige gebänderte Tonschicht abzusetzen, waren etwa 1100 Jahre nötig; da in jedem Jahr eine gröbere sandige und eine feinere bis feinste Tonlage abgesetzt wurde, gibt eine einfache Zählung der Bänder die Zeitdauer des Absatzes ihrer Gesamtmächtigkeit an. Die sandigen Lagen entsprechen dem Sommer, wo durch starke Abschmelzung des Gletschers bei großen Wassermengen viel und gröberes Material dem Seebecken zugeführt wurde und zum Absatz gelangte; die feinen Tonlagen sind dementsprechend Absätze während des Winters. Ein Gletscher muß also wohl noch im Tal des Ahabaches gelegen haben, und wir werden nicht fehl gehen, die Bändertonabsätze dem Gletscher des Bühlstadiums zuzuschreiben.

Der Abschluß des Profils nach oben bildet wieder eine gröbere Sandlage von wechselnder Mächtigkeit; sie beträgt in der Mitte des Profils etwa 40 cm.

Der Aufbau der Barre zeigt zunächst einwandfrei, daß sie keinen Moränenriegel darstellt, wie man anzunehmen geneigt war. Sehr auffallend war in dem Profil die eigenartige Faltung und Aufstauung der Bändertonichten, wie sie auf der Seite des steileren Gefälles des Rückens der Barre nach dem Hauptseebecken zu sehr deutlich zu beobachten war, und die das Bild 8 wiedergibt. Diese Tatsache ist nicht so leicht erklärbar.

Die nächstliegende Vermutung, daß die Stauchung durch den vielleicht nochmals bis hierher vorstoßenden Gletscher bewirkt worden sein könnte, mußte sofort wieder fallen gelassen werden. Die Untersuchung entlang der Uferränder ergab nämlich, daß rings um den ganzen See, wo auch immer der alte Seeboden zum Vorschein kam, überall der Bänderton mit meist dünner Bedeckung gröberer Sande zu beobachten war. Eine Bedeckung mit Moräne war nirgends zu sehen, vielfach aber, besonders entlang dem ganzen südwestlichen Steilufer des Sees, war der Bänder- oder Beckenton unmittelbar auf der Grundmoräne zur Ablagerung gekommen und näher am Ufer zuweilen von einer dünnen Sandschicht und dann von Tonmudde und Moorschichten überlagert.

Daraus folgt, daß nach dem Rückzug des Gletschers aus seiner Stillstandslage der zweiten Phase bei Seebrugg, das glacial übertiefte Becken, vom Schmelzwasser ausgefüllt zum See wurde, in den der Gletscher nicht mehr vorstieß, nachdem die Gletschertrübe in Form der Bändertone zum Absatz gelangt war.

Jedoch kann die Barre selbst sehr wohl noch vor Ablagerung der Bändertone einer kurzen Oszillation, einem Stillstand und vielleicht örtlichen Vorstoß zur Zeit des Rückzugs des Gletschers zum Stand der dritten Phase ihre Entstehung verdanken. Da die Sande, die das Liegende des Bändertons bilden, nur eine sehr geringe Aufsattelung quer zum Steichen der Barre zeigen, braucht die Aufstauchung durch den Gletscher nur ganz schwach gewesen zu sein. Vielleicht dürfte sogar schon die Annahme eines schwachen Endmoränenwalles am Untergrund im Kern der Barre zur Erklärung ihrer Entstehung genügen. Dann wären die Sande, die in dem Schluchtprofil vorliegen, als letzte Sanderschüttung über diesen Wall vor dem endgültigen und vollständigen Rückzug des Gletschers aus seinem Zungenbecken aufzufassen, in dem dann die Bändertone zum Absatz gelangen.

Damit bleibt aber die Faltung und Stauchung in den Bändertonen selbst noch unerklärt. Man hat zwar versucht, diese Stauchungen durch subaquatische Rutschungen zu deuten, wie sie ARN. HEIM (1908) vom Zuger See in gewaltigem Ausmaß festgestellt und beschrieben hat. Dort betrug der Böschungswinkel des schlammigen Seeuntergrundes, auf dem sich die Rutschung vollzog, nur 4,4%, hier etwa 3,2%. Da jedoch der Untergrund des flachen Seebeckens am Ende des Sees den gleichen Aufbau zeigt wie das große Becken, also Beckentone, Sandzwischenlage und Moor- und Muddeschichten, müßte sich ein Druck der Sand- und Moränenmassen bei Seebrugg durch dieses außerordentlich weiche und plastische Material auf eine Entfernung von 400 m über den Scheitel der Barre hinweg fortgepflanzt haben, um erst an dem steileren Hang jenseits der Barre in den Faltungen zur Lösung und Auswirkung zu gelangen. Dies ist aber physikalisch unmöglich.

So bleibt schließlich nur eine Erklärung übrig: Es liegt hier der Fall einer subaquatischen Rutschung vor, die sich unabhängig von äußeren Einflüssen nach der Ablagerung der Tone lediglich durch die Wirkung der Schwerkraft am steileren Hang der Barre vollzogen hat. Faltungen sehr intensiver Art sind uns ja fossil bekannt geworden und ARN. HEIM gibt auf S. 145 seiner Arbeit eine gute Abbildung einer solchen Falte aus der Oehninger Molasse, deren Bildung nur auf subaquatischer Bewegung kurz nach dem Absatz der feinen Tonschichten beruhen kann. Eine Rutschung verbunden mit Faltung nach der Absenkung des Seespiegels erscheint mir ausgeschlossen, da sonst doch eine Abrisslücke vor dem gefalteten Teil der Tone zu sehen sein müßte. Die vielen, jedoch immer nur kurzen Spalten und kleinen Verwerfungen, die hier, wie Abb. 1 und 8 zeigen, den Ton durchziehen, sind dagegen Sprünge und Risse, die erst durch die Druckentlastung bei der Absenkung des Seespiegels entstanden sind. Sie haben nichts mit der Faltung zu tun. —

Während am SW-Ufer des Sees bis fast unmittelbar an die Mündung des kleinen Baches, der noch vor dem Ahabach von Westen her in dem flachen Moorgelände in den See mündet, roter Bänderton ansteht, sucht man diesen zunächst vergebens auf der gegenüberliegenden Seeseite. Hier münden vom Ahabach am oberen See-Ende angefangen, nacheinander eine große Anzahl von Bächen und Rinnalen in den See bis zum Fisch- und Dresselbach, die alle einen mehr

oder weniger mächtigen Schuttkegel geschichteter Sande und Schotter in den See ausgeschüttet haben. Sie bilden aneinanderstoßend einen ununterbrochenen Sandstrand vom Ahabach bis zum Dresselbach. Nachdem der See seinen tiefsten Absenkungsbetrag erreicht hatte und die Bäche sich sehr rasch und kräftig tiefe Schluchten in den Uferrand eingesägt hatten, stellte sich alsbald heraus, daß der Bänderton auch hier nicht fehlt. Das Ergebnis der Profilaufnahme einer solchen Klamm ist in folgender Skizze wiedergegeben (Abb. 2):

Die Sande und Kiese werden seewärts immer feiner und gehen schließlich in rötliche, tonige Sande und dann in rote, sandige Tone über. Je tiefer wir in der Schlucht hinabsteigen, umso reiner werden die Tone. Die Sandschmitzen, die sich zwischen die Tone einschieben, treten immer mehr zurück. Auch hier ist dann eine Bänderung zu bemerken. Die Bänder sind zwar im allgemeinen nicht so dünn und ausgeprägt wie an anderen Stellen (Barre und gegenüberliegendes Seeufer) aber sie stellen ganz zweifellos das zeitliche Äquivalent der rechten Bändertone dar.

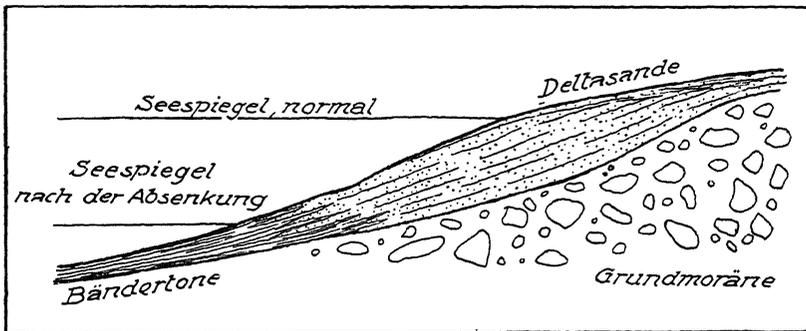


Abb. 2

Das am Ufer an vielen Stellen auf diesen rötlichen Deltasanden lagernde Moor birgt an seiner Basis ebenfalls die subarktische Dryasflora, wie all die Moorprofile, die OBERDORFER im großen Moor am Ende des Schluchsees untersucht hat.

Genau denselben Aufbau zeigt auch das mächtige Delta des Fisch- und Dresselbachs unterhalb des Ortes Schluchsee. Auch hier beginnt das Moorprofil mit einer Dryasschicht. Die roten Tone konnten hier nicht beobachtet werden. Dagegen sind die liegenden Schichten hier ebenfalls tonig und rötlich gefärbt. Die reinen Tone liegen zu weit draußen am Deltarand und konnten nicht mehr festgestellt werden. Der Uferrand am Delta ist so steil, und der Seeboden selbst hier so tief, daß der Uebergang der Sande zum Bänderton wohl sicher erst unterhalb des abgelassenen Seespiegels zu beobachten sein wird.

Nun mußte es auch gelingen, den Beckenton oder dessen zeitlich entsprechende Ablagerung in der großen Schlucht wiederzufinden, die der Ahabach in seine mächtigen Sandablagerungen an der Mündung eingeschnitten hatte. Aus den gleichen eben angeführten

Gründen war auch hier kein eigentlicher Bänderton zu erwarten. Unter der ersten Moorschicht mit arktischer Flora fanden sich dann auch in der Schlucht aufgeschlossen zunächst einige Dezimeter grauer Sand und darunter fest gepackte, stark rötlich gefärbte, tonige, ziemlich grobe Sande, zuweilen ähnlich einer umgelagerten Grundmoräne, der aber größere Blöcke ganz fehlten. Diese Schichten gingen dann nach unten über in blassrötliche Sande mit ausgesprochener Deltaschichtung.

Diese Profilfolge läßt sich vom Ende der bei der Absenkung entstandenen Schlucht des Ahabaches bis etwa 60 m vor der Mündung in den See verfolgen. Hier tritt dann ein sehr auffälliger Knick der Schichten ein, den OBERDORFER in seinen Abbildungen Nr. 6 und 8 festgehalten hat, und den die Skizze (Abb. 3) wiedergibt.

Man sieht hier, wie plötzlich die Moorschichten scharf nach unten abfallen. Die auflagernde Moordecke löst sich nach unten abbiegend gleichsam fächerförmig auf in den auffallend hellen Sandschichten des jungen Deltas, das sich hier in den See vorgeschoben hat. Diese Abbiegungsstelle aber entspricht nun nichts

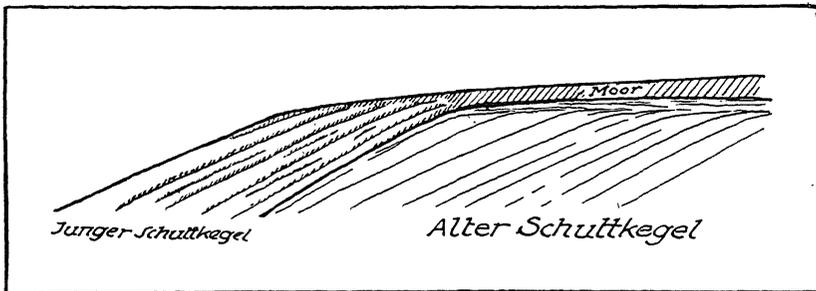


Abb. 3

anderem, als dem alten Uferand des Deltas zur Zeit der Bildung dieser ältesten Moorschichten mit der Dryasflora. Die rötlichen, mächtigen Deltaschichten aber sind die zeitlichen Äquivalente des Beckentons. Die Sande des jungen Deltas des Ahabaches ließen sich sehr gut von den rötlichen Sanden der alten Deltaschichten durch ihre blendend helle, fast weiße Farbe unterscheiden. Außerdem verursachten moorige Einlagerungen eine sehr deutliche Schichtung, während den älteren Deltaschichten moorige Zwischenlagen vollkommen fehlen.

Die Ursache des so augenfälligen Farbenunterschiedes der beiden Ablagerungen läßt sich sehr einfach erklären. Zur Zeit der Bildung des alten Deltas, beginnend unmittelbar nach dem Rückzug des Gletschers aus dem Becken bis zum Stand der dritten Phase, war zunächst das ganze Gebiet frei von Vegetation. Solange ein Kar-gletscher noch im Oberlauf des Tales lag, hat sich wohl nur eine sehr dürftige Vegetation entwickelt. Bei dem Gesteinszerfall, der Verwitterung, spielten die physikalischen Kräfte eine größere Rolle als die chemischen, von denen die Oxydation an erster Stelle steht. Daher herrscht die rote Farbe der Eisenoxyde in den älteren Sanden vor.

Nach dem Aufkommen der Pflanzendecke, die mit dem Wärmerwerden des Klimas und dem Abschmelzen des Firns eintrat, spielt die chemische Verwitterung eine größere Rolle. Durch die jetzt auf den ebeneren Flächen bei dem feuchten Klima einsetzende Vermoorung wurden Humussäuren gebildet, die eine starke Ausbleichung der oberflächlich freiliegenden Gesteine zur Folge hat. Die Lösungsverwitterung und Moorbleichung ist also der Grund für die helle, fast weiße Farbe der jüngsten Deltaschichten.

Betrachten wir nun die Ausmaße der Deltaaufschüttung, so können wir die überraschende Feststellung machen, daß die junge Deltaaufschüttung des Ahabaches, die also die Zeit vom Abschmelzen der letzten Firndecke bis heute umfasst, verschwindend gering ist gegenüber der Sandaufschüttung, die vom Beginn des Bühlstadiums bis zum Verschwinden der letzten Eisreste im Schwarzwald dauerte. Von der Zeit an, in der der Schwarzwald noch eine ausgesprochen arktische Flora trug, bis zur Gegenwart, hat die Erosion und Akkumulation (Aufschüttung) also nur außerordentlich geringe Beträge erreicht.

Sehr gut läßt sich diese Tatsache auch am Fischbach-Dresselbacht-delta nachweisen. Die Aufschüttung dieses ganzen Deltas fällt in die Zeit vor der Bildung des Dryas-Moores. Jüngere Sande ließen sich dort überhaupt nicht mehr feststellen, ausgenommen die dünnen Sandlagen, die noch im Moorprofil eingeschlossen sind. Das ganze Delta ist also entstanden vor der Bildung des Dryas-Moores, das Landschaftsbild war also seit dieser Zeit keiner irgend nennenswerten Veränderung mehr unterworfen; nur die Vermoorung ist weiter fortgeschritten.²⁾

Am Nordende des Sees muß das Moor sogar wesentlich in den See hineingewachsen sein. Denn bei der Absenkung des Seespiegels haben sich dort große Moorbrüche ereignet. Die in mehrere große Schollen zerbrochene mächtige Moordecke ist mit dem Baumbestand in einer Fläche von rund 5000 qm als Ganzes abgerissen und eingesunken. Die jungen feinen Sande des Ahabaches, die hier z. T. noch die Moorfläche unterlagerten, konnten als Schwemmsandbildung der Absenkung des frei schwimmenden Moores keinen Widerstand entgegensetzen. Sie haben vielmehr das Abgleiten der Moorscholle nach dem See zu nur noch begünstigt und dadurch die Abrißnische noch weiter nach hinten verlegt.

Wir wir sahen, ist also das ganze Schluchseebecken von Beckenton ausgekleidet, der bis zu den heutigen Uferändern heraufreicht, soweit nicht die Aequivalente des Beckentons, die rötlichen Sande der Schuttkegel der Bäche und Rinnsale den Uferand bilden. Ueber diesen Sanden liegen dann die Moorschichten, deren Geschichte OBERDORFER in eingehender Untersuchung erforscht hat. Da nun die Beckentone und ihre Aequivalente kaum über den heutigen Uferand hinauf-

²⁾ Man vergleiche dazu die einleitenden Seiten 1—12 in W. Salomon (1924): Die Intensitäten alluvialer und diluvialer geologischer Vorgänge und ihre Einwirkung auf die pliocäne Rumpffläche des Kraichgaus und Odenwaldes, wo auf die geringfügigen Wirkungen der Erosion und der Akkumulation in der Gegenwart gegenüber dem Diluvium ausdrücklich hingewiesen wird.

reichen, kann auch der See zur Zeit ihrer Bildung keinen höheren Stand gehabt haben, wie schon auf Seite 163 angedeutet wurde.

Nun hat aber die Schwelle bei Seebrugg eine Höhenlage von 930 m; der heutige Seespiegel liegt aber nur 900 m über N. N. Nach dem Rückzug des Gletschers kann also die Wasserscheide zwischen Aha-Mettma und Schwarza nur wenig höher als heute gewesen sein. Das kurze Stück des Schwarzatales zwischen Seebrugg und der Eisenbreche muß daher mindestens zur Zeit der zweiten Phase durch den Gletscherarm, der im Schwarzatal bis zur Teufelsküche vorstieß, bis fast zur heutigen Felsschale ausgetieft gewesen sein. Beim Rückzug der Gletscher konnte dann die kräftig wirkende, rückwärts schreitende Erosion die Schutt- und Moränenmassen dieses kurzen Talstückes rasch ausräumen, um den Wässern der Aha ihren heutigen Weg zur Schwarza hinab zu öffnen, so daß das obere Mettmatal heute das typische Bild einer „toten Landschaft“ darbietet.

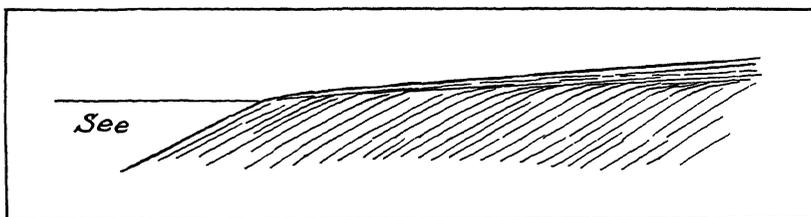


Abb. 4

Am Aufbau des großen Fischbach-Dresselbachtals läßt sich ebenfalls gut nachweisen, daß der See zur Zeit seiner Entstehung keinen viel höheren Stand als heute gehabt haben konnte. Abbildung 4 zeigt schematisch eine Wand der Bachschlucht, die der Dresselbach bei der Absenkung des Seespiegels eingerissen hatte. Der Unterschied der sog. See- und Bachschichten ist hier wie an den Wänden des Deltas, an denen sich gewaltige Schollenabsenkungen als Folge der Spiegelabsenkung vollzogen hatten, gut zu erkennen.

Diese auffällige Schichtung findet ihre Erklärung in der Besonderheit ihres Absatzes z. T. im See und z. T. allein durch die Wirkung des Wassertransports. Ein Bach, der Sand und Geröll mit sich führend in ein stehendes Gewässer einmündet, verliert plötzlich an der Mündung seine Stoßkraft. Die natürliche Folge davon ist, daß die hierher transportierten Sand- und Geröllmassen nach Korngröße sortiert, sich am Boden absetzen und nacheinander kegelförmig sich Schicht über Schicht legt. Die bei solchen Bächen oft beträchtlich wechselnde Wasserführung bringt auch einen starken Wechsel größerer kiesiger und wieder feinerer sandiger Absätze hervor, die sich dann in einem Anchnitt als sehr ausgeprägte Schichtung zu erkennen geben.

Doch mit der ständig weitergehenden Bachschüttung wächst der Schuttkegel nicht nur immer weiter in den See hinaus, der hier allmählich verlandet, sondern er breitet auch bei starker Wasserführung und erhöhter Transportkraft sein Material in breiter Fläche zu beiden

Seiten der Ufer aus. Dies geschieht zum Teil schon unmittelbar vor der Mündung und im seichten Wasser über älteren, kegelförmig abgelagerten Seeschichten. Sie stehen dadurch im Gegensatz zu den Bachschichten, also den mehr oder weniger wagrecht abgelagerten Schichten, die allein unter der Wirkung des fließenden Wassers gebildet wurden.

Die entstandenen Aufschlüsse zeigten sehr anschaulich, wie die Bachschichten absatzweise mit meist scharfem Knick in die Seeschichten übergehen. Dieser Uebergang vollzieht sich immer an der jeweils äußersten Kante des Schuttkegels. Die Bachschichten nehmen also seewärts immer mehr ab an Mächtigkeit und schwellen bachaufwärts immer stärker an. Doch liegen die jüngsten Bachschichten noch unter dem Dryas-Moor. Sie gehören also noch der ersten Periode des Postglacials an, der Zeit, in der die letzten glacialen Reste des Schwarzwalds verschwanden.

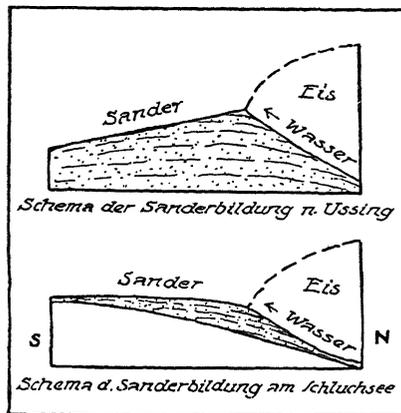


Abb. 5

Die ältesten Seeschichten sind also die heute am weitesten landeinwärts gelegenen. Sie liegen etwa 3 m unter dem Niveau der Brücke an der Landstraße, die 905 m hoch liegt, also knapp 2 m über dem heutigen Seespiegel. Dort scheinen sie von einer rötlichen umgelagerten Moräne unterlagert zu sein, soweit dies der durch die Bacherosion bloßgelegte Aufschluss erkennen ließ. Das heißt also, daß der Seespiegel nach dem Zurückweichen des Eises aus dem Seebecken etwa 2 m höher aufgestaut gewesen sein mag als heute. Noch im Laufe des Bühlstadiums mußte er etwa seinen heutigen Stand erreicht haben, als die Vermoorung einsetzte.

Zuletzt sei noch auf die interessante Bildung des den See absperrenden Moränenriegels eingegangen. Große Sandgruben, die für die Bauten des Schluchseewerkes vorzüglichen Bausand liefern, gewähren uns einen prächtigen Einblick in den geologischen Bau des ganzen Hügels.

Ueberraschend wirkt zunächst die Tatsache, daß der hier stets angenommene Endmoränenriegel nur zu einem sehr kleinen Teil aus echter Moräne besteht. Weit aus die Hauptmasse bilden

mächtige Sandablagerungen, denen untergeordnet Kiesschichten linsenförmig eingelagert sind. Eine ganze Anzahl von Gruben zeigen immer wieder dasselbe Bild gut geschichteter kiesiger Sande mit gelegentlicher Kreuzschichtung nach verschiedenen Seiten. Blockmoränen waren nur in den beiden Gruben unmittelbar südlich des Gasthofs Seebrugg an dessen seewärts gelegenen Ende sicher festzustellen. Wir haben es hier als mit einem mächtigen Sander zu tun. Unter einem Sander versteht die Glacialgeologie eine durch die Gletscherschmelzwässer vor dem Endmoränenkranz aufgeschüttete Sand- und Kiesablagerung. P. WOLSTEDT (1929) gibt eine ausführliche Darstellung der Sander, die im norddeutschen Glacialgebiet eine sehr weite Verbreitung haben. Dabei bringt er auch eine schematische Abbildung nach Ussing, der ich eine schematische Skizze hinzugefügt habe, die den hier gegebenen Verhältnissen gerecht wird (Abb. 5).

Wie wir schon eingangs sahen, steigt das Vorland, das der Gletscher auf seinem Lauf antraf, bis zur Wasserscheide Schwarza-Mettma — vom Seespiegel aus gerechnet — um rund 30 m an. Als der Gletscher auf seinem Rückzug den Stand der zweiten Phase erreicht hatte, stand ihm die gegen seine Stirne geneigte Fläche entgegen. Einem Abfluß nach Südosten durchs Schwarzatal war der Weg durch die hier aufgehäuften Moränenmassen zunächst verlegt. Die Schmelzwässer unter der mächtigen Eisdecke standen aber unter hydrostatischem Druck, sodaß sie hier also nach oben hin die mitgeführten Sandmassen ausschütten konnten. So schreibt auch WOLSTEDT wörtlich (S. 104), hinweisend auf den genetischen Zusammenhang zwischen den Rinnenseen und der Aufschüttung der Sander: „(wir) kamen zu der Vorstellung, daß sich das Wasser — unter hydrostatischem Druck — im Eisrandgebiet aufwärts bewegt habe.“

Den besten Aufschluß in unserem Sander bildet die größte der Gruben an der großen Biegung der Landstraße, die vom Gasthaus Seebrugg auf die Paßhöhe nach Rothaus führt.

Am unteren Ende der Grube zeigte sich eine besonders auffällige Erscheinung, die in der photographischen Aufnahme das Bild Nr. 9 wiedergibt. Wir sehen hier eine Art liegender Falte in den losen Sanden, deren Erklärung uns auf den ersten Blick unmöglich erscheint. Die umgebenden Gesteine bestehen aber aus Moräne und umgelagerter Moräne. Wir müssen daher annehmen, daß nach der Ablagerung der Sanderschichten ein Eisvorstoß mit seiner Stirn moräne die gefrorenen und dadurch plastisch gewordenen Sande hier aufgepresst, zurückgebogen und geschleppt haben mußte.³⁾

Es ist bemerkenswert, daß echte Blockmoränen sich nur hier an dem dem See zugekehrten ziemlich steilen Hang des Sanders finden. Größere Blockmoränen wurden nämlich auch in der dem Bahnhof gegenüberliegenden kleinen Grube angetroffen, die deshalb auch nicht

³⁾ In der Glazialliteratur sind schon ähnliche Faltungen von viel größerer Verbreitung und gleichem Ausmaß erwähnt, wie ich einer Arbeit von K. Gripp und E. Todtmann (1925) entnehmen konnte. Dort sind solche Faltungen ebenfalls in losen Sanden und Schottern einer Staumoräne in guten Abbildungen aus Spitzbergen wiedergegeben, die mit der hier beobachteten Erscheinung durch gleiche Grundursachen verbunden sind.

weiter ausgebeutet wurde, da sie zuviel Abraum mit großen Blöcken lieferte.

In dem sehr flachen, unmittelbar am See-Ende gelegenen Hügel, dem großen Sander vorgelagert, liegt noch eine kleine Grube in fast kiesfreien Sanden, die der eigentümlichen Tektonik halber noch erwähnt sei. Hier haben sich nach dem Abzug des Gletschers kleine tektonische Bewegungen von einigen Dezimetern Ausmaß vollzogen, die in Setzungserscheinungen ihren Grund haben. Risse, an denen sich Verschiebungen sehr ungleichmäßig bewegter Schollen vollzogen haben, durchziehen den ganzen Aufschluß. Sehr eigenartig wirkt die an zwei Parallelverwerfungen um einen Vertikalbetrag von etwa 25 cm in schieferm Winkel grabenförmig abgesunkene Scholle.

Solche kleine ältere Bewegungen haben sich auch am Fischbachdelta gezeigt, wo sich ähnliche Schollenverschiebungen nachweisen ließen, wie sie dann in großem Ausmaß bei der Absenkung des Sees eingetreten sind, wobei antithetische Bewegungen eine große Rolle spielten.

Verzeichnis der im Text angeführten Literatur:

- (1905) Ad. Huber: Beiträge z. Kenntnis der Glacierscheinungen im südöstl. Schwarzwald. Diss. Freiburg. Neues Jahrb. f. Min. etc. Beilage Bd. XXXI. S. 397—446.
- (1908) Arn. Heim: Ueber rezente u. fossile subaquatische Rutschungen. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1908. Bd. II. S. 136.
- (1913) S. v. Bubnoff: Die Geschichte der Wasserscheide zwischen Wutach und Schwarza. Berichte d. naturf. Ges. Freiburg i. Br. Bd. 20, S. 105—142.
- (1914) Th. Buri: Ueber Glacialsuren im oberen Breggebiet und in den benachbarten Gegenden des mittl. Schwarzwalds. Centralblatt. f. Min. etc. Jg. 1914. S. 369—374 und 401—405.
- (1917) Th. Buri: Ueber Verlauf und Gliederung der Nacheiszeit und über Hängetäler im mittl. und im anstößenden südl. Schwarzwald. Jahresber. u. Mitt. Oberrh. Geol. Ver. N. F. Bd. 6. S. 168—188. Stuttgart 1916/17.
- (1919) Alb. Heim: Geologie der Schweiz. Bd. I. Leipzig 1919.
- (1924) W. Salomon: Die Intensitäten alluvialer und diluvialer geologischer Vorgänge u. ihre Einwirkung auf die pliocäne Rumpffläche des Kraichgaues und Odenwaldes. Sitzungsber. Heidelberg. Akad. d. Wiss. Math.-naturw. Kl. Abt. A. Jg. 1924. 3. Abh. Berlin u. Leipzig 1924.
- (1925) K. Gripp und E. Todtmann: Die Endmoräne des Green Bay Gletschers auf Spitzbergen. Mitt. d. Geogr. Ges. Hamburg. Bd. 37. S. 45—75.
- (1928) H. Cloos: Experimente zur inneren Tektonik. Centralblatt f. Min etc. Jg. 1928. Abt. B. S. 609—621.
- (1928) R. Lais: Das Schicksal des Schluchsees. Bad. Naturdenkm. in Wort u. Bild. Beilage Nr. 7 z. d. Mitteilg. d. Bad. Landesver. f. Natk. u. Natsch. in Freiburg i. Br. N. F. Bd. 2. Heft 15. Freiburg i. Br. 1928.
- (1929) P. Wolstedt: Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Diluviums. Verlag Enke, Stuttgart 1929.
- (1931) E. Oberdorfer: Die postglaciale Klima- und Vegetationsgeschichte des Schluchsees. Ber. d. Freibg. natf. Ges. Bd. 31. 1931.

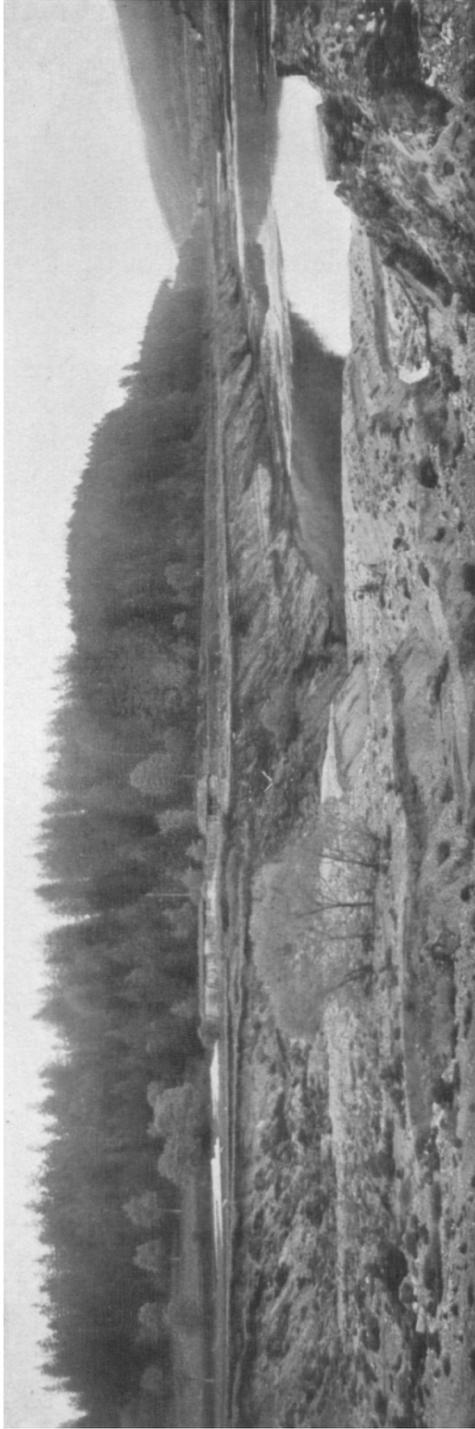


Abb. 7. Südöstlicher Teil des Schluchsees z. Zt. der tiefsten Absenkung des Seespiegels Ende April 1930. Wir stehen am Westrand des stehen-
gebliebenen Teils des alten Dresselbachteltas vor der durch die Erosion eingerissenen Schlucht mit dem Blick auf die ehemalige Badenanstalt
und auf Seebrugg. Die treppenförmigen Abbrüche links sind deutlich zu erkennen; die tafelförmige, mit Kies überstreute Scholle mit dem
Weidengebüsch in der Mitte der Schlucht ist als einheitliche Scholle um etwa 7 m grabenförmig eingebrochen, da die dem See zu gelegene
äußere Scholle (ein Stück des alten Uferlandes) stehen geblieben ist. Zwischen der Grabenscholle mit dem Weidengebüsch und der Scholle
rechts ergräst sich der Bach in den See.

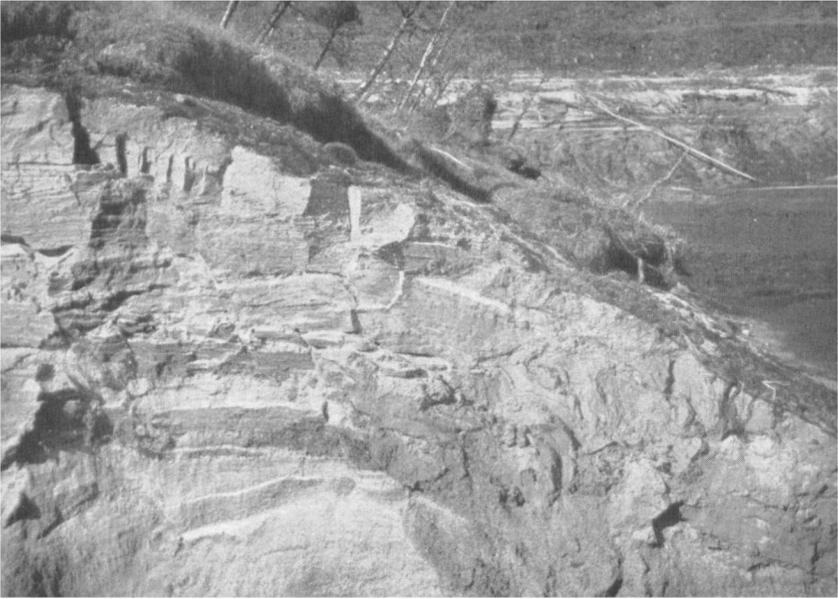


Abb. 8. Blick auf die Südwand der in die Barre eingerissenen Schlucht. Man erkennt deutlich die in den Bändertonen mit Sandzwischenlagen eingetretenen Brüche und die vor der Absenkung durch subaquatische Rutschung entstandene Faltung und Stauchung der Bändertone.

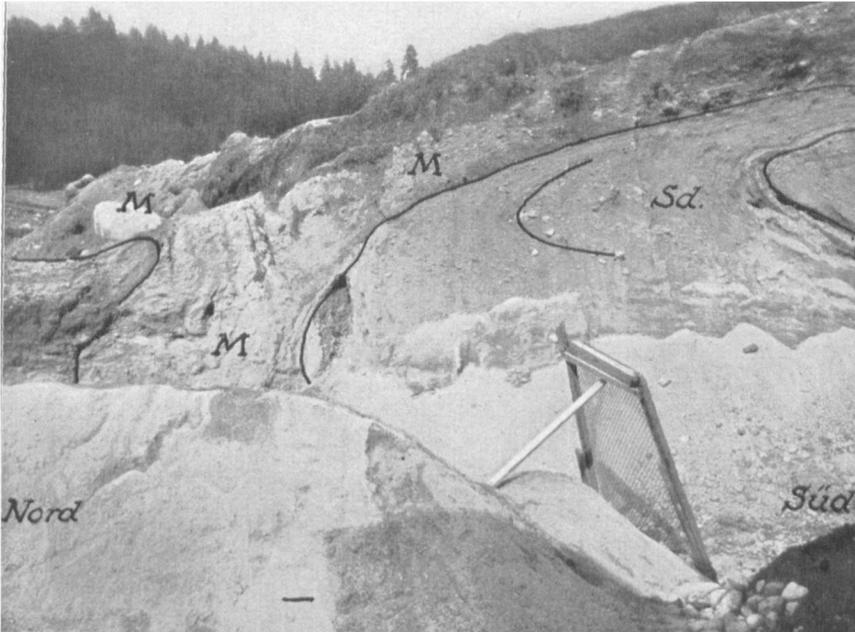


Abb. 9. Faltung in dem Sander bei Seebrugg. M = Moräne, Sd. = Sande der Staumoräne.



Abb. 10. Das Bild an der Mündung des Ahabaches nach der Absenkung. Riesige Schollenabbrüche in den schräggeschichteten, blendend weißen Deltasanden. Der Ahabach und der von Süden kommende kurze Seitenbach haben durch rückschreitende Erosion tiefe Schluchten in das Delta eingerissen, zwischen denen ein Sporn zeugenbergähnlich stehen blieb (im Bilde rechts).



Abb. 11. Am nordwestlichen Ende des Sees nach der Absenkung. Ein etwa 5000 qm großes Stück des vorwiegend mit Krüppelkiefern (Spirken) bewachsenen Moors ist als Ganzes, in mehrere Schollen zerbrochen, gegen den sinkenden See zu eingebrochen. Die losen weißen Sande des Ahabachdeltas konnten als Schwemmsand dem Gewicht des zum Teil freischwimmenden Moores keinen Widerstand entgegensetzen. Sie bildeten sogar eine ausgesprochene Gleitfläche.

Herausgeber: Der Schriftleiter der Veröffentlichungen des Vereins:
Prof. R. Lais, Freiburg i. Br., Goetheplatz 1.

Redaktionsschluß: 15. Juni 1932.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Beitraege zur naturwiss. Erforschung Badens](#)

Jahr/Year: 1928

Band/Volume: [1](#)

Autor(en)/Author(s): Brill Richard

Artikel/Article: [Die geologische Geschichte des Schluchseebeckens 153-172](#)