Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Bern
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Bern
Band: - (1910)
Heft: 1740-1769

Artikel: Das Endmoränengebiet des Rhonegletschers von Wangen a. A.
Autor: Nussbaum, F.
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-319211

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 15.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

F. Nussbaum.

Das Endmoränengebiet des Rhonegletschers von Wangen a. A.[1])

Hiezu drei Tafeln.

Einführung.

Lage. Das Molasseland des Kantons Bern kann hinsichtlich der Oberflächenformen in drei grössere, verschiedenartige Landschaftsgebiete eingeteilt werden; es sind dies: im Osten die vielfach durchtalte Erosionslandschaft des Napfgebietes, im Westen das Zungenbecken des Aaregletschers, das durch die Stirnmoränen von Bern abgeschlossen wird, und im Norden die sich dem Juragebirge parallel hinziehende, breite «Seeland»-Niederung, die mit ihren Becken, sanftgeformten Felsrücken und Moränen- und Terrassenlandschaften ebenfalls den Charakter eines Zungenbeckens aufweist und zwar das des Rhonegletschers. Wie im Osten die Erosionslandschaft des Napfgebietes über die Kantonsgrenze hinausgreift, so lassen sich auch Formenelemente des rhodanischen Zungenbeckens der vordersten Jurakette entlang weit nach SW bis in den Kanton Waadt hinein verfolgen; dagegen treffen wir die charakteristischen Züge der Moränen- und Terrassenlandschaft nur im NO, in dem oben betitelten Endmoränengebiet von Wangen a. A. an, das sich innerhalb der Orte Solothurn, Burgdorf und Aarburg befindet.

Literatur. Über die geologischen Verhältnisse dieses Gebietes ist seit B. Studers Ausführungen vom Jahre 1825 in seiner Monographie der Molasse eine reichhaltige Literatur erschienen, in der sowohl die diluvialen Ablagerungen, als auch die in der Nachbarschaft derselben auftretenden Molassebildungen behandelt worden sind.[2])

---

[1]) Vorliegende Abhandlung ist die etwas erweiterte Form des Vortrages, den ich bei Anlass der auswärtigen Sitzung der Naturforsch. Gesellschaft von Bern in Herzogenbuchsee am 29. Mai 1910 zu halten die Ehre gehabt habe.

[2]) In den folgenden Zeilen sind nur die wichtigeren Arbeiten angeführt, die sich auf das Diluvium beziehen.

Schon 1841 zeichnete J. de Charpentier[1]) die äusserste Grenze des Rhonegletschers über den Steinhof, und zwischen Herzogenbuchsee und Solothurn beobachtete er den Übergang des Gletscherschuttes in geschichtetes Diluvium.

1872 beschrieb F. J. Kaufmann[2]) die Geröllbildungen der Umgebung von Aarwangen, Herzogenbuchsee und Langenthal, wo überall geschichtete Ablagerungen vorwalten.

1883 erkannte A. Favre[3]) zwischen Solothurn und Herzogenbuchsee vier Moränenzüge; der äusserste ziehe von Oberbipp über Walliswil und Röthenbach zum Steinhof. Diese Linie wurde seither als äusserste Stirnmoräne betrachtet.

1886 bezeichnete Ed. Brückner[4]) den Glacialschotter, der sich von den Endmoränen von Niederbipp und Steinhof gegen NO senkt, als Niederterrasse.

1891 hat L. du Pasquier[5]) zwischen äusseren und inneren Moränen unterschieden; erstere stammen aus der vorletzten Eiszeit, die inneren, die mit der Niederterrasse verknüpft sind, erweisen sich, wie «die grossartige, ungestörte Moränenlandschaft von Solothurn-Wangen a. A.», als Ablagerungen der letzten Eiszeit, ebenso ein Teil des Niederterrassenschotters.

1904 erschien die Neuauflage des Blattes VII der geolog. Karte, bearbeitet von E. Kissling und L. Rollier. In seiner Originalaufnahmekarte unterscheidet E. Kissling im Niederterrassengebiet jüngere Erosionsterrassen; ferner werden ausserhalb der bekannten «inneren Moränen» zwei ausgedehnte Moränenkomplexe (bei Thunstetten und im Gäu unterhalb Bannwil) verzeichnet. Gestützt auf Kisslings Aufnahmen stellte Ed. Brückner diese beiden Komplexe als sog. verwaschene Jungmoränen dar.[6])

---

[1]) Essai sur les glaciers et sur le terrain erratique du bassin du Rhône. Lausanne 1841, p. 339.

[2]) Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, Lief. XI, p. 365 ff.

[3]) Sur l'ancien Lac de Soleure. Arch. des sc. phys. et nat., T. X, p. 601—607.

[4]) Die Vergletscherung des Salzachgebietes, nebst Beobachtungen über die Eiszeit in der Schweiz. Geogr. Abh., Wien, Bd. I, Heft 1, p. 145.

[5]) Über die fluvioglacialen Bildungen der Nordschweiz. Beiträge z. g. K., Lief. XXXI.

[6]) Die Alpen im Eiszeitalter, p. 553, Leipzig, 1901—1908.

1907 bezeichnete B. Aeberhardt[1]) den Moränenkomplex im Gäu als Riss-, bezw. Altmoräne, in deren Liegendem mächtiger Hochterrassenschotter auftritt; derselbe soll — ähnlich wie Schotter im Liegenden der Jungmoränen — rein fluviatilen Ursprungs und interglacialen Alters sein.

Wir sehen demnach, dass in der Literatur sowohl in Bezug auf die Unterscheidung von Moränen wie auch hinsichtlich der Bildung von Schottern Unsicherheit herrscht, und dass demgemäss in der allgemeinen Auffassung von der rhodanischen Vergletscherung verschiedene Meinungen einander gegenüber stehen.

Es mag hier noch bemerkt werden, dass eine monographische Darstellung des in Frage stehenden Gebietes bis zur Stunde fehlt. In der Annahme, dass es möglich sein dürfte, bei einer solchen Behandlungsweise einige Fragen einer Lösung näher zu bringen, habe ich die folgenden Ausführungen geschrieben, als einen Beitrag zu einer Monographie des Endmoränengebietes von Wangen a. A., und zwar stütze ich mich auf eigene Beobachtungen, auf die Untersuchungen von Oskar Frey und auf die Aufnahmen des Herrn Dr. E. Kissling, dem ich für die freundliche Überlassung seiner Originalkarten zu Dank verpflichtet bin. Alle Ortsangaben beziehen sich auf die top. Blätter des Siegfried-Atlas Nr. 110–113, 122–129, 142–145, 148, 149, 162, 163, 319, 320 und 333.

Es scheint mir geboten, zunächst die gutentwickelten Ablagerungen der Würmeiszeit zu besprechen, um sodann zu den älteren Bildungen überzugehen; die folgenden Abschnitte enthalten demnach: 1. Die Jungmoränen. 2. Die Niederterrasse. 3. Die Altmoränen. 4. Die Liegendschotter. 5. Schlussfolgerungen.

I. Die Jungmoränen.

Nach der Lage werden im allgemeinen Ufermoränen und Stirnmoränen unterschieden; beide umrahmen als Endmoränen

[1]) Contribution à l'étude du système glaciaire alpin. Mitt. der naturf. Ges. Bern, 1907.

Auf weitere in gleichem Sinn verfasste Publikationen Aeberhardts kommen wir noch zu sprechen; ebenso auf die Ausführungen von Oskar Frey: Talbildung und glaciale Ablagerungen zwischen Emme und Reuss, Neue Denkschr. d. allg. schw. Ges. f. d. g. Naturw., Bd. XLI, 1907.

die Drumlin, niedere Hügel, die schwarmweise auftreten und aus verschiedenartigem Gletscherschutt bestehen. In unserem Gebiet empfiehlt es sich, die beidseitigen Ufermoränenzonen bis zur Axe der Niederung, zur Aare zu verfolgen und sodann die Moränenlandschaft von Wangen und Aeschi zu betrachten.

1. Die linke Ufermoräne, die in einfacher Linie dem Südostabhang der vordersten Jurakette entlang verläuft, wurde 1892 von L. du Pasquier[1]) beschrieben; über die letzte, unser Gebiet betreffende Partie sagt er folgendes: «Au-dessus de Granges (Grenchen) la zone de fréquence des blocs ne dépasse plus guère 730 mètres. Au-delà de Soleure les moraines redeviennent plus faciles à suivre et s'abaissent peu à peu vers la plaine. Au S-E de Günsberg, la pente devient de plus en plus forte, la moraine descend sur Wiedlisbach, se détache de la montagne et rejoint, vers Oberbipp, le grand amphithéâtre morainique au centre duquel se trouve Wangen.»

Diesen Angaben können wir noch zwei Bemerkungen über Anzahl und Gefälle der Moränen beifügen: Von Grenchen an, wo der Juraabhang weniger steil, sondern sanfter und ausladender wird, lassen sich mehrere parallel zu einander verlaufende Moränenzüge feststellen;[2]) der höchste ist als deutliche Terrasse von Im Holz an bis östlich Günsberg, von Kammersrohr an bis Wiedlisbach dagegen wallförmig entwickelt. Die Terrasse liegt zwischen Im Holz und Längendorf oberhalb Q. 662 in 680 m; gegen O zieht sie über Q. 623 nach Rüttenen und Balm, 660 m; von hier an bildet der Weg gegen Günsberg und Kammersrohr die Höhenlinie der Terrasse. Bemerkenswert ist ein über 50 m^3 grosser Gneissblock in 670 m auf dem Felssporn, der von Dählen nach Günsberg hinabzieht; kleinere erratische Blöcke sind von Kammersrohr an sehr häufig; der Gletscherschutt liegt hier wallförmig auf der Felsterrasse der Höllfluh bei Attiswil, ebenso im Burch und Eichholz, wie schon A. Baltzer bemerkt hat.[3])

---

[1]) Sur les limites de l'ancien glacier du Rhône le long du Jura. Bull. de la Soc. des sc. nat. Neuchâtel, T. XX, p. 32—43.

[2]) Vergl. die Kartenskizze Taf. I[A], und auch die Darstellung von L. Rollier auf Bl. VII, 1904.

[3]) Der diluviale Aargletscher etc. Beiträge, Lief. XXX, 1896, p. 132.

Das Gefälle dieser höchsten deutlichen Ufermoräne beträgt zwischen Grenchen und Günsberg auf 14 km 5 ‰, von hier bis Eichholz 20 ‰ und von da bis östlich Oberbipp 30 ‰. Östlich von Wiedlisbach und Oberbipp streichen drei niedere Hügelzüge in südöstlicher Richtung gegen den Längwald und Bannwil zu; der äusserste zieht östlich Oberbipp vom Tellenhubel gegen Simbelenweid, Neubann P. 511 und Schribersweid nördlich Bannwil; der zweite südöstlich Oberbipp gegen Pfaffenhubel, Schattenberg und durch den Längwald gegen Bannwil; der dritte biegt östlich Wiedlisbach von Einisbühl gegen Birchlen zum P. 502 im Längwald, wo er sich mit dem zweiten zu vereinigen scheint; auffallend mächtig ist der Aareschotter im Liegenden von Moräne bei Walliswil-Bipp, südlich vom Längwald (vergl. Taf. III).

Die zweithöchste Ufermoräne beginnt in Q. 614 bei Im Holz und lässt sich als prächtiger Wall über Oberfeld und östlich Oberdorf über Höhefeld (Q. 587) bis zu dem Weiler von Widlisbach verfolgen; von hier setzt die Wallform über Molasse durch den Winterhalden-Wald bis südlich Hubersdorf; dann folgen flache Hügel bis zum Hohbühl, Q. 491, südlich Attiswil.

Ein dritter Moränenzug setzt östlich Lommiswil bei Q. 551 ein und zieht oberhalb Längendorf (Q. 531) gegen die Martinsfluh, deren südliche Kalkfläche zahlreiche erratische Blöcke trägt; östlich von derselben streichen flache Moränenhügel über Riedholz gegen Flumenthal hin, wo sie an einem Erosionsrand der Aare enden. Auffallenderweise treten an demselben östlich und westlich Flumenthal mächtige Schotter im Liegenden auf. Unterhalb der dritten Ufermoräne erscheint eine Moränenterrasse, die oberhalb Selzach bei Hungersbühl, Q. 564, einsetzt und über Hohl, Längenfeld, Ebnet, Heimlisberg (Q. 499) und Königshoffeld gegen die Steingruben zieht; im Liegenden dieser Terrasse ist vielerorts 20 m mächtiger Schotter erschlossen. Nordöstlich von St. Niklaus streicht in ihrer Fortsetzung ein flacher Moränenhügel über Q. 492 gegen Brestenberg; diese Erhebung soll nach A. Favre mit den Moränenhügeln von Bleichenberg südlich der Aare bei Zuchwil korrespondieren.[1])

Die tiefste Ufermoräne beginnt mit deutlicher Wallform bei Bettlach in Q. 502 „Bühlen“ (70 m über dem Aarespiegel); wir können sie sodann über Selzach zu Q. 513, ferner über

[1]) Sur l'ancien Lac de Soleure, 1883.

Weierzelg bei Bellach bis zum Geugenspüel, Q. 461, hin verfolgen; östlich davon beobachtete ich einen Aufschluss im Moränenhügel vom Roseggut, Q. 462, mit liegendem Schotter. Von hier weg konnte ich den Übergang von Moräne in fluvioglacialen Schotter feststellen, auf dem in 451 m die Stadt Solothurn ruht. Tiefer gelegene, postglaciale Terrassen wurden 1863 von F. Lang beschrieben.[1])

Überblicken wir die geschilderte linke Ufermoränenzone, so tritt die bedeutende Mächtigkeit der obersten Moränenterrasse hervor; diesem Merkmal entspricht ein längeres Verweilen des grossen Gletschers auf ungefähr gleicher Höhe. Nach diesem Maximalstande stellten sich mehrere Rückzugsphasen ein, deren jüngste durch die Endmoräne von Solothurn gekennzeichnet wird.

Im allgemeinen zeigen diese in der Topographie deutlich hervortretenden Moränen, entsprechend dem liegenden Felsgrunde, einen ruhigen Verlauf; viel mannigfaltiger ist dagegen die Linienführung der rechtsseitigen Ufermoräne.

2. Die rechte Ufermoräne schmiegt sich in auffallender Art den vielen Bodenwellen des Molasselandes an, und zwar lässt sich diese Erscheinung in übereinstimmender Weise sowohl zwischen Schwarzenburg und Bern, Bern und Burgdorf, als auch zwischen Burgdorf und Langenthal feststellen.

a. Ich habe früher die Ufermoränen des Rhonegletschers im Molasselande bis zum Grauholz hin beschrieben[2]) und möchte nur noch kurz auf die Oberflächenformen zwischen Oberbalm und Köniz aufmerksam machen. Diese ganze Landschaft zeigt ein typisch glaciales Relief: die Hügel sind entweder Moränenhügel, oder es sind Felsrundbuckel, und zwischen denselben liegen Moore und ziehen sich verlassene Schmelzwasserrinnen hin. Solche «Trockentälchen», die hier von A. Baltzer zuerst beobachtet worden sind,[3]) verlaufen eigentümlicher Weise quer zur Richtung der heutigen Flüsse, nämlich nordsüdlich, während Trübbach, Scherlibach, Gaselbach und Thalbach, der allgemeinen

[1]) Geolog. Skizze der Umgebung von Solothurn, 1863; vergl. ferner Act. d. l. soc. helv. d. sc. nat. 1869.

[2]) «Die eiszeitliche Vergletscherung des Saanegebietes», Jahresb. der Geogr. Ges. Bern, Bd. XX, 1907, p. 25—28, und «Über Diluvialbildungen zwischen Bern und Schwarzenburg». Mitt. nat. Ges. Bern, 1908, p. XI.

[3]) Der diluviale Aargletscher etc. Beiträge, Lief. XXX, Bern, 1896, p. 27, und geologische Exkursionskarte der Umgebungen von Bern, 1891.

Abdachung folgend, nach Westen fliessen.[1]) Da nun die Trockentälchen Verbindungen zwischen den Flusstälchen bilden und die parallel zu den letzteren ziehenden Bergrücken durchqueren, so werden diese Molasseberge in einzelne isolierte Anhöhen zerlegt, wie Rossweghubel bei Schlatt; Kaltenbrunnen-Hubel; die Hügel: Büschiholz, Q. 756, Buchliholz, Q. 733, Bubenberg, Q. 760; Hügel, Q. 706 und Sollrüttihügel, Q. 687. Solche isolierte Anhöhen, deren ehemaliger Zusammenhang mit den übrigen Erhebungen ersichtlich ist, können als Zeugenberge bezeichnet werden; auffallend ist überall ihr steiles, gegen die Trockentälchen gerichtetes Gehänge. Dass dieselben durch glaciale Flüsse ausgewaschen worden sind, geht einmal aus der Richtung hervor, indem sie im allgemeinen parallel zur Ufermoräne verlaufen; zweitens finden wir in der Talsohle entweder Glacialschotter, wie bei Niederscherli, oder Moräne, wie südlich Schlieren; dieses letztere Trockental scheint demnach älter zu sein als die letzte Eiszeit. Häufiger treffen wir mächtigen Gletscherschutt auf den Zeugenbergen an. Wir sehen also den Diluvialschutt hier auf Molassehügel hinaufklettern, dort in die Tälchen hinabsteigen.[2])

b. Diese Erscheinung tritt uns auch zwischen dem Grauholz und Burgdorf entgegen. Durch ein grossartiges Trockental, das «Lindenthal», das mit steilen, bis 200 m hohen Gehängen in die Molasse eingeschnitten ist, wird eine im S etwa 6 km breite Zone von Zeugenbergen vom übrigen Molassegebiet getrennt.[3]) In dieses Trockental mündet bei Krauchthal von SW her das «Bantigental», dessen westlichster Quellgraben sich zuoberst bei der sog. Lutzeren breit öffnet und hier in 680—690 m ein ebenes Schotterfeld aufweist, das an den Moränen oberhalb Habstetten einsetzt. Westlich von der Talflucht Habstetten-Krauchthal-Oberburg treffen wir zwei parallele Reihen von Zeugenbergen an, von denen die östlichen die höheren sind und mit dem Grauholzberge (823 m), im SW beginnen.[4]) Die die Anhöhen trennenden Quertälchen sind — im Gegensatz zu den-

[1]) Vergl. Siegfried-Atl., Bl. 319 u. 333.

[2]) In geschotterter Moräne, die am Südabhang des Trübbachtales «In den Brüchen» aufgeschlossen wurde, fand sich im Frühjahr 1910 ein Stück Geweih von Cervus tarandus.

[3]) Vergl. Siegf. Al. Bl. 320.

[4]) Vergl. Taf. I B.

jenigen zwischen Oberbalm und Köniz — heute nicht mehr von grösseren Bächen benetzt, da sie an ihrem Ausgange gegen das tiefere Land durch Moränen verbaut wurden; dies trifft zu bei den Quertälchen Bäriswil-Hub, Hettiswil-Krauchthal, ferner bei Schleumen und Rohrmoos.

Die westliche Reihe der isolierten Molasseberge wird von einer mehr oder weniger mächtigen Decke von Gletscherschutt bedeckt, so Urtenenberg, Rödelberg, Mattstettenberg, Giebelwald und Eichhalde, Haselberg, Schneitenberg und Pleerwald. Diese Erhebungen scheinen die östliche Begrenzung der Jungmoräne zu bilden; Rhonegletscherschutt ist am NW-Abhang des Grauholzberges bei Q. 678 besonders mächtig.

Eine zweite, aber zusammenhängendere Zone der Ufermoräne lässt sich dem tieferen Fusse der genannten Anhöhen entlang vom Sand weg gegen Bäriswil, Hindelbank, Mötschwil, Rüti, Rohrmoos und Burgdorf hin verfolgen. Diese Zone niederer Moränenhügel weist häufig kiesiges Material auf, das auffallend reich an Aaregeröllen ist, so besonders im Sand, bei Bäriswil und bei Finkhöhe westl. Burgdorf. Nördlich von diesen Ufermoränen treten bei Schönbühl und Hindelbank sandreiche jüngere Endmoränen auf, auf die schon A. Baltzer hingewiesen hat.[1])

Auffallend ist die Mächtigkeit von Glacialschotter unmittelbar westlich Krauchthal im Mooshubel und Bannholz, Q. 681 und 651; hier liegt die Sohle des verbauten Quertälchens in 600 m. Es ergibt sich mit aller Deutlichkeit, dass die Quertälchen älter als die Würmeiszeit sind. Dagegen macht das «Lindenthal» mit seinen steilen Gehängen und den Stufenmündungen von Seitenbächen den Eindruck jugendlicher Entstehung. Die typische Talwasserscheide bei Lindenthal wird durch die Schuttkegel von Seitenbächen erzeugt. Jungmoräne fehlt in der Talsohle; eigentümlicherweise erscheint dagegen östlich des Tales Aaregletschermoräne auf dem Krauchthalberg in 720 m, 135 m hoch über der Talsohle.

c. Die Fortsetzung dieser geschilderten Glaciallandschaft finden wir zwischen Burgdorf und Langenthal, ja, die charakteristischen Züge sind hier vielleicht noch besser ausgeprägt, als anderswo, so namentlich hinsichtlich der Bildung des Trocken-

[1]) Der diluviale Aargletscher etc., p. 122.

tales und der Zeugenberge; aber auch die Verbreitung der Ufermoränen ist höchst bemerkenswert.

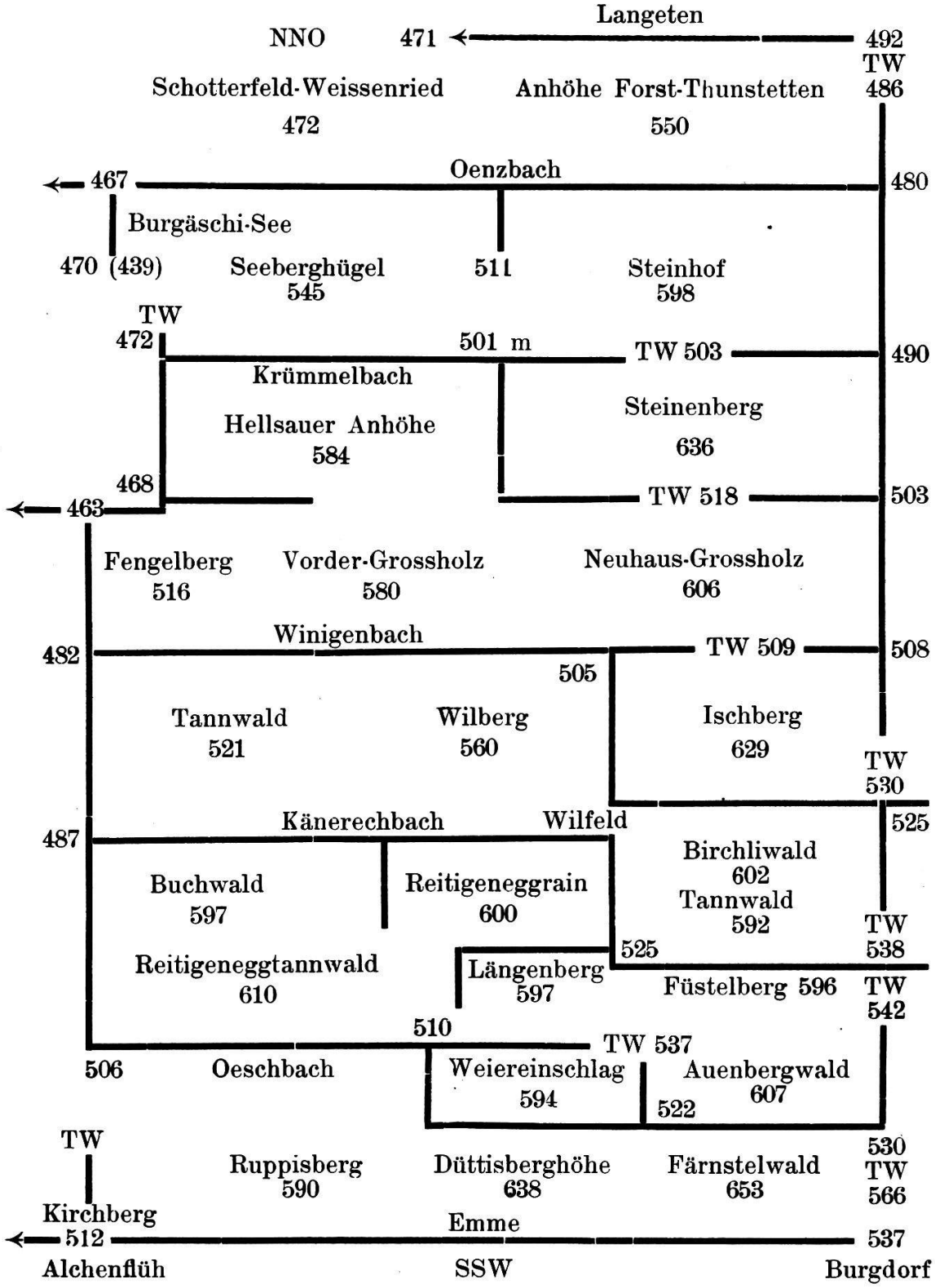
Das Trockental zieht sich von Burgdorf über Bickigen-Winigen-Riedtwil-Bollodingen-Bleienbach bis zur Langeten hinab; ihm folgt die Bahnlinie Burgdorf-Herzogenbuchsee. «Die kräftigen Serpentinen des eigentümlichen Tales weisen auf einen grösseren Strom als Urheber hin.»[1]) «Zwar besitzt die Sohle dieses Talzuges heute kein durchgehend gleichsinniges Gefälle; er setzt sich vielmehr zusammen aus einer ganzen Anzahl nicht mehr zusammengehörender Bachläufe und Sumpfstrecken.»[2]) Immerhin ergibt sich für den ganzen Talzug Burgdorf-Bollodingen ein absolutes Gefälle von 88 m auf eine Strecke von ungefähr 13 km. Die an mehreren Stellen auftretenden relativ unbedeutenden Anschwellungen, die sich in Talwasserscheiden geltend machen, erweisen sich zumeist als Schuttkegel kleiner Bäche, die ansehnliche Erosionsgräben in die steilen Gehänge des Trockentales eingeschnitten haben, so namentlich zwischen Burgdorf und Grafenschüren, ferner bei Walacheren; aus mehreren solchen Gräben geht der Oeschbach hervor; andere grössere Gräben, die von SO in die Talung ausmünden, sind der Känerechgraben, der Winigergraben und bei Riedtwil der Mutzgraben, der offenbar das ursprüngliche Quelltal der Oenz bildet.

Von diesen genannten Wasseradern benutzen nur Oeschbach und Oenz ein Stück des grossen Talzuges, um dann nach W bez. NW abzubiegen; Känerechbach und Winigerbach treten dagegen aus ihrem Ursprungstal direkt, nur die Talung durchquerend, in ein nordwestlich gerichtetes Quertal über; die meisten dieser Quertälchen liegen in der unmittelbaren Fortsetzung der höheren Talstücke, andere erweisen sich als Seitentälchen der übrigen; aber überall gehen die langsam dahinschleichenden Wasseradern bei unmerklich hohen Talwasserscheiden voneinander. Auf diese Weise wird das Molassegebiet von einem ganzen Netz von Talfurchen mit relativ breiten Talsohlen durchzogen und in eine grössere Zahl von im Grundriss polygonalen Zeugenbergen zerlegt; letztere dachen sich nach N und NW hin ab, wie aus der folgenden schematisierten Übersicht hervorgeht, die annähernd nach der geographischen Lage orien-

[1]) Vergl. Ed. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, p. 552.

[2]) Oskar Frey, l. c., p. 426 [86].

tiert ist (TW bedeutet Talwasserscheide; die Zahlen geben die Meereshöhe in Metern an; Talfurchen sind mit Linien bezeichnet):



Alle diese ungefähr 60 — 130 m hohen Erhebungen sind auch bezüglich der Oberflächenverhältnisse reine Erosionsformen, abgesehen von der Beeinflussung durch die verschieden mächtige Diluvialbedeckung; sie zeigen keine Übereinstimmung mit dem geologischen Bau: Denken wir uns sämtliche Talfurchen bis zur Höhe der Bergkanten ausgefüllt, so würden wir eine wellige Hochfläche erblicken, die sich ziemlich regelmässig nach NW hin abdacht; im Gegensatz zu dieser Fläche fallen die Schichten der unteren Süsswassermolasse, die hier die Zeugenberge aufbauen, unter einem Winkel von 10° nach SO ein.

Wir haben es also hier mit einer alten Abtragungsfläche zu tun, in die die Täler eingeschnitten sind[1]), und zwar sind die Quertälchen älter als das sog. Trockental; dies ergibt sich zum Teil aus dem Querprofil, zum Teil aus dem Vorkommen von Moränen.

Die Quertälchen sind sämtlich verhältnismässig weit geöffnet und sanfter geböscht als das Trockental; ferner ist die Sohle des letzteren bar an Gletscherschutt, während Moräne vielerorts in der Tiefe der Quertälchen auftritt; die teilweise durch Mächtigkeit und Frische ausgezeichnete Jungmoräne klettert nämlich auch hier wie anderwärts auf die Zeugenberge hinauf und in die Quertäler hinunter.

Bezüglich der geographischen Verbreitung des Gletscherschuttes lassen sich drei Moränenzüge feststellen, die wir als drei verschiedenalterige Ufermoränen betrachten können. Die äusserste derselben bedeckt die dem Trockental zunächst liegenden Zeugenberge, wie Düttisberghöhe, Güdiwald (H. 564), Füstelwald, Tannwald südl. Rumendingen, Ischberg, Grossholz, Steinenberg und Steinhof. Die beiden letztgenannten sind besonders reich an grossen erratischen Blöcken; auf dem Steinenberg wurden 16 Blöcke festgestellt; die meisten bestehen aus Arkesin, und einige zeigen ein Volumen von 5—20 m³. Bemerkenswert ist das Auftreten von Kiesschichten oder geschotterter Moräne an den bis in die Talsohlen herabsteigenden Diluvialbildungen südl. Rumendingen und Alchenstorf.

---

[1]) Vergl. Fig. 1, Taf. II. Diese Rumpffläche dürfte identisch sein mit der von Brückner erkannten präglacialen Landoberfläche zwischen 700 u. 600 m. Alp. im Eisz. p. 472.

Weniger deutlich erkennbar ist der zweite Ufermoränenzug; zunächst tritt Gletscherschutt mit eckigen kleineren Blöcken am Ruppisberg bei Kirchberg auf; dann finden wir an groben Quarzitgeröllen reichen Schutt am Reiteneggwald und Buchwald; von letzterem zieht sich ein breiter Wall unterhalb Rumendingen zum Tal hinunter, dann auf den Wilberg hinauf und gegen Alchenstorf hinab; dieser gut ausgesprochene Wall ist vom kleinen Känerechbach bei «Auf dem Hubel» in auffallender Weise durchbrochen worden. Nord-östlich Alchenstorf liegt mächtiger Gletscherschutt auf der Höhe vom Vorder Grossholz, auf dem Bültscherfeld ob Hellsau und steigt gegen Kraienberg hinab und über den Seeberghügel zum Burgäschisee und Aspiholz.

Überblicken wir den Verlauf dieses Moränenzuges, so fällt auf, dass wir nirgends eine so ausgibige Verbauung der Quertäler wahrnehmen, wie etwa oberhalb Burgdorf. Entweder taucht der Gletscherschutt an den Gehängen unter die Alluvionen der Bäche ein, wie am Oeschbach und am Winigenbach; oder die Ufermoräne muss von einem erosionskräftigen Flusse durchbrochen worden sein, so bei Seeberg und westl. Rumendingen; hier zeigt sich sehr deutlich, dass der kleine Bach in Missverhältnis zu der breiten Sohle des Durchbruchtales steht. Der Durchbruch muss offenbar früher geschehen sein.

Der dritte, innerste Moränenzug liegt in einem gewissen Abstande von dem Fusse der Zeugenberge, so dass sich zwischen beiden Höhenzügen eine Talung befindet, die vom Oeschbach benetzt wird und in die alle genannten Bäche, ausser der Oenz, einmünden (vergl. Übers.). Der Moränenzug lässt sich nämlich westlich Ersigen von Q. 510 an über Koppigen bis Wiladingen verfolgen, im Maximum 15 m über die Alluvial-Ebene der untern Emme aufragend; das zugehörige weitere Stück liegt östlich Wiladingen in dem «Sandhubel», der eine aus geschotterter Moräne bestehende Schwelle zwischen Höchstetten und Heinrichwil darstellt; über die mutmassliche nördliche Fortsetzung unserer dritten Ufermoräne wird im nächsten Kapitel gehandelt werden. Zunächst haben wir uns noch mit der Stellung der Thunstetten-Moräne zu befassen.

Es stellen sich, wie wir sahen, die Molassehügel als Zeugenberge mit Moränenkappen dar, und von diesem Gesichtspunkt

aus betrachtet, kommen wir zur Annahme, dass die Fortsetzung der Steinhofmoräne in dem Moränenkomplexe von Thunstetten zu suchen sei, obwohl zwischen beiden das Oenztal liegt.

Die Thunstetten-Moränen sind gleichalt wie die Steinhof-Moräne, und sie bilden die rechtsufrigen Stirnmoränen des Rhonegletschers während des Maximalstandes der Würm-Eiszeit. Zu dieser Auffassung, die von derjenigen Brückners abweicht[1]), gelange ich aus folgenden Gründen: erstens liegen die Thunstetten-Moränen in der Richtung der Ufermoränenzone Burgdorf-Steinhof; zweitens zeigen sie in ihren Oberflächenformen und in ihrem petrographischen Aufbau durchaus den Charakter von frischen Jung-Moränen; drittens gehen sie in direkt zu beobachtender Weise in die Niederterrasse über, und viertens stellt sich die bisher angenommene Stirnmoräne Steinhof-Rötenbach-Walliswil als Erosionsrand, teils der Oenz, teils diluvialer Bäche dar. Diese angedeuteten Gründe sollen in den folgenden Zeilen näher beleuchtet werden.

Wie schon Ed. Brückner (l. c.) bemerkt hat, lassen sich auf der etwa 12 km² umfassenden Anhöhe, in deren Mitte Thunstetten liegt, deutlich drei flache Moränenwälle unterscheiden, die von dem 30 m hohen Moränenhügel bei Wisshölzli ausstrahlen. Bei Q. 508 ist ein guter Aufschluss, in welchem typischer Endmoränenschutt zu beobachten ist. Der östlichste der drei flachen Wälle streicht über Q. 541 im Neuhölzli gegen Thunstetten bis nahe zur Bahnlinie östlich Bützberg hinab. Bei Thunstetten fällt dem Wanderer, der von Schoren bei Langenthal herkommt, die grosse Zahl erratischer Blöcke auf, von denen allerdings die meisten zu Strassenmauern verwendet worden sind. Der zweite Wall streicht von Neuhölzli über Forst gegen die Station Bützberg; er ist an drei Orten gut aufgeschlossen; nämlich an der Süd- und Nordecke des Bütschwaldes und an der Bahn; überall findet sich durchaus unverwitterter Gletscherschutt: gekritzte Geschiebe, Gerölle und gescheuerte, kantenbestossene und eckige Blöcke in typischem Glacialschlamm und Sand. Der dritte Wall streicht ebenfalls nach N von Eigen bis Weissenried hin; er trägt den Oberwald. Mit ihm vereinigt sich der Bärenfeldhügel östlich von Herzogenbuchsee.

[1]) Die Alpen im Eiszeitalter, p. 553.

Alle drei Moränenwälle, die als solche in der rechtsseitigen Ufermoränenzone nirgends so deutlich hervortreten, enden in einem Schotterfeld, das bei Bützberg aufgeschlossen ist[1]); in der Grube bei Q. 474 liegt unten ungeschichteter Gletscherschutt mit gescheuerten Geschieben und mehreren Flysch-, Kalk- und Molasseblöcken von 70 cm Länge; darüber 4 m geschichteter, grober, kiesiger Sand mit schiefen Lagen; oben 4 m horizontalgeschichteter, lockerer, grober Glacialschotter mit etwas Sand. Der Aufschluss befindet sich genau in der Richtung der Thunstettenmoräne, und der hangende Schotter bildet das Feld, das an die mittlere Moräne bei der Station stösst. Die nördliche Fortsetzung der Wälle ist offenbar in dem Schutt zu suchen, der bei Welschland den Molassehügelzug von Spichigwald bedeckt; auf dem linken Aarufer entsprechen ihnen die Endmoränenzüge zwischen Bannwil und Oberbipp. Es dürfte nach diesen Beobachtungen Bützberg wohl als äusserster Punkt der Jung-Endmoränen des Rhonegletschers gelten.

Entsprechend dem Verlauf der äussersten Ufermoräne vom Grauholz gegen Burgdorf und von da bis Thunstetten sind die Schmelzbäche des Aaregletschers und die Emme durch den Rhonegletscher gestaut und seinem Rande entlang abgelenkt worden; die gestauten Fluten sind über die niedrigen Sättel vieler Bachläufe und Tälchen geflossen und haben eine neue Talrinne geschaffen, die wir von Lindenthal bis Langenthal hinab verfolgen können (vergl. Taf. II, Fig. 3).

3. Die Moränenlandschaft von Aeschi und Wangen. Diese Landschaft von typischem Gepräge, die zwischen Aare, Oeschbach und Oenz liegt und sich über eine Fläche von ungefähr 50 km² ausdehnt, zeichnet sich sowohl in orographischer wie geologischer Beziehung durch grosse Mannigfaltigkeit aus (vergleiche Taf. I A). Im Süden grenzt sie an die besprochene Zeugenberglandschaft, und parallel zu derselben verlaufen in nordöstlicher Richtung zwei flache und breite Rücken von welliger Oberfläche; der südliche derselben ist der im SW 3 km breite Hügelzug von Aeschi, welcher in dem sich verschmälernden Oenzberg endet, und die andere Erhebung, die bei

[1]) Wie auch Oskar Frey beobachtet hat, l. c., p. 426 [86].

Subingen beginnt, trägt am Nordwestabhang das Dorf Wangenried. Zwischen diesen beiden, im Maximum 60 m hohen Hügelzügen, die je aus einer Gruppe von flachen, ovalen oder runden Kuppen bestehen, liegen zwei ebenfalls NO streichende, sumpfige Niederungen mit welliger Sohle; die eine birgt den Burgäschi-See, der von ausgedehnten «Mösern» umgeben ist, wie Burgmoos, Seemoos, Winistorfmoos etc.; zwischen den beiden letztgenannten befindet sich eine ebene Talwasserscheide, von der ein Bach nach SW, der andere nach NO hinfliesst. In der nördlichen Niederung, die eine ähnliche Talwasserscheide aufweist, liegt der ebenfalls von Sümpfen umgebene Inkwilersee. Ausserdem treffen wir selbst auf den beiden breiten Rücken zwischen kleinern Erhebungen Sümpfe an, so nördlich Aeschi und östlich und nordöstlich Subingen.

Diese genannten Anhöhen bestehen zum guten Teil aus Diluvialschutt, und sie bilden das berühmte Moränenamphitheater von Wangen.

Allein, es ergibt sich bei genauerem Zusehen, dass diesen Hügeln der Charakter des «ungestörten, mächtigen» Stirnmoränenbogens zu fehlen scheint[1]); dies dürfte sowohl aus den Oberflächenformen, aus der Lage und aus den geologischen Verhältnissen hervorgehen. Die ausserordentlich flachen Erhebungen stehen in grossem Gegensatz zu den typischen, wohlgeformten Stirnmoränen von Bern[2]), die auch in ihrer Lage dem ehemaligen Gletscherende gut entsprechen. Anders hier: Es muss zunächst betont werden, dass der ungeschichtete Gletscherschutt eine auffallend geringe Mächtigkeit aufweist; dieser Schutt erweist sich auf den beiden Hügelzügen überall als Grundmoräne, die stark sandig ist; vielerorts glaubt man Lösslehm zu erblicken, wie schon Du Pasquier beobachtet hat[3]). Ausser in dem Aufschluss von Subingen, Q. 452, übersteigt die Mächtigkeit der Grundmoräne, wo sie aufgeschlossen ist, nirgends 3 m; in ihrem Liegenden erscheint dagegen bis 10 m mächtiger Schotter, der reichlich Aare-

[1]) Du Pasquier redet von der «grossartigen, ungestörten Moränenlandschaft von Solothurn-Wangen», l. c., p. 27, und Oskar Frey spricht von dem «mächtigen Endmoränenbogen von Wangen», l. c., p. 425 [85].

[2]) Vergl. A. Baltzer, Der diluviale Aargletscher etc., Beitr. XXX.

[3]) Beiträge, XXXI, p. 55.

gerölle enthält, so bei Halten, bei Wil, bei Wanzwil und südlich Walliswil-W. An mehreren Orten fehlt der Diluvialschutt vollständig, und es tritt anstehende Molasse auf, so bei Wiladingen, Heinrichwil und Bolken, südlich vom Inkwiler See, ferner bei Wangenried und am Gemsberg bei Wangen. Die beiden breiten Hügelzüge stellen sich also als von Moräne bekleidete Erhebungen dar, die zum grössten Teil vor der letzten Eiszeit existiert haben müssen; die Ablagerung der Grundmoräne geschah offenbar unter dem Gletscher im Maximum der Würm-Eiszeit.

Einen etwas andern Charakter tragen dagegen die Bildungen, die wir in den zwei Niederungen unterhalb der beiden kleinen Seen antreffen. Es treten zwar hier auch Grundmoräne und Schotter auf und zwar an einer Stelle unter genau gleichen Verhältnissen, wie oben gezeigt wurde, nämlich südlich vom Burgäschi-See am Seehubel: unter sand- und lehmreicher Rhone-Moräne ist horizontaler Schotter mit vorwiegendem Aarematerial aufgeschlossen (Gasterengranit, Grimselprotogin). Im übrigen aber lässt sich ein Übergang oder ein Wechsel von Moräne mit fluvioglacialem Schotter feststellen, so am Inkwilersee; hier können wir ein Schotterfeld von verschwemmter Moräne wegfallen sehen, durch die der Seebach eingetieft worden ist; das Feld zeigt einen Erosionsrand in 464 m gegen Heimenhusen hinab; noch nördlich dieses Ortes kann der fluvioglaciale Charakter des Schotters festgestellt werden: im Aufschluss «Aeuss. Einschlag» liegen bis 1.50 m lange Walliser-Blöcke zwischen geschichteten Sand- und Geröll-Lagen.

Ganz ähnlich verhält es sich östlich vom Burgäschi-See; der Abfluss ist künstlich vor etwa 15 Jahren durch den abdämmenden Moränenwall geleitet worden, der bei Hochstrass in typischen Glacialschotter übergeht; das Schotterfeld senkt sich von 476 m nach N gegen Wanzwil hin, wo es sich mit dem Inkwilerfeld vereinigte. Die Mächtigkeit der Burgäschi-Moräne beträgt, nach der Seetiefe zu schliessen, 43 m. Der Seegrund liegt mit 439 m um 28 m tiefer als die benachbarte Oenztalsohle. Offenbar haben wir hier einen alten Tallauf vor uns, der durch den Gletscher beckenförmig ausgeschürft worden ist.

Wir sehen also an zwei Stellen Moränen in Schotterfelder übergehen und haben nun zu untersuchen, in welchem Verhältnis

dieselben zu den grossen Niederterrassenfeldern stehen, die sich weiter östlich ausdehnen. Es mag noch beigefügt werden, dass bei Deitingen mächtige sandige Deltaschichten aufgeschlossen sind, nämlich am Ob. Oleberg, Q. 450. Möglicherweise lässt sich diese Ablagerung zeitlich mit den Koppigen-Moränen in Beziehung bringen.

II. Die Niederterrasse.

Mit Oskar Frey[1]) können wir unterhalb der Jung-Endmoränen drei verschiedene Terrassenfelder unterscheiden, nämlich je eines im Dünnerntal, im Aaretal und im untern Langetental, von denen das erste und dritte gemeinsame Merkmale aufweisen.

1. Die Niederterrasse im Dünnerntal beginnt in 470 m an dem äussersten Endmoränenzug zwischen Oberbipp und Bannwil und zieht über Oensingen nach Olten. Die Ablagerungen sind hier «von seitherigen Erosionen beinahe ganz verschont und daher nahezu mit ihrer ursprünglichen Oberflächengestaltung erhalten geblieben» (Frey). In drei Aufschlüssen bei Holzhüseren-Ziegelhütte und Martinsacker beobachtete ich nicht verfestigte, grobe Schotter mit Rhonegeröllen. Das Önsingerfeld zeigt bis Härkingen (434 m) ein Gefälle von 3,2 ‰.

2. Ähnliche Verhältnisse weist die Niederterrasse im untern Langetental auf; wir sahen sie in 474 m bei Bützberg an den Stirnmoränen daselbst hervorgehen, und können sie mit 3,7 ‰ auf 452 m bis Egerten oberhalb Murgenthal verfolgen wo sie ins Aaretal mündet; in diese Terrasse haben sich Langeten und Roth eingeschnitten, so dass die Terrassenform bei Roggwil und Egerten schön zum Ausdruck kommt. An ihrem Steilrand finden sich grosse Aufschlüsse, ferner auch zwischen Langenthal und Aarwangen, und so konnte an fünf Orten die Lagerung des nicht verfestigten Schotters beobachtet werden. In Form eines grossen, flachen Schuttkegels von 10 ‰ Neigung legt sich bei Langenthal der aus Nagelfluhgeröllen zusammengesetzte Schutt der Langeten auf die Niederterrasse.

3. Wie schon O. Frey bemerkte, bildet die Terrasse von Egerten den Rest einer ursprünglichen Akkumulationsoberfläche im Aaretal[2]); denn auf dem linken Ufer liegt die Schotterterrasse

[1]) l. c. p. 425 [85].
[2]) l. c. p. 426 [86].

(bei Hasel) 20 m tiefer; erst nördlich Fulenbach bemerken wir über einem Erosionsrande ein höheres Niveau, und bei Hofstatt, unweit Härkingen stossen die ursprünglichen Schotterflächen des Aare- und Dünnerntales in gleicher Höhe, 434 m, zusammen. Die talaufwärtsgelegenen tieferen Terrassen müssen erst später bei erneutem Einschneiden der Aare modelliert worden sein. Dieses Einschneiden ging offenbar in verschiedenen Etappen vor sich; denn es lassen sich 3 verschieden hoch gelegene Terrassen über dem heutigen Talboden nachweisen, und zwar führt die höchste in die Terrassen des Oenztales hinauf.

Die Oenz beginnt von Oberönz an sich in ein Schotterfeld einzuschneiden, das sich von 471 m mit 2,5 ‰ Gefälle nach N hin bis zum Aaretal bei Burach auf 456 m senkt. Die Terrasse links von der Oenz liegt stets einige m tiefer, und bei Heimenhusen treffen wir einen 6 m hohen Erosionsrand der höhern Terrasse des Inkwilerfeldes an. Nördlich von Herzogenbuchsee besass ehedem das Schotterfeld zwischen Rötenbach und Weissenried eine Breite von 3,5 km, und seine Oberfläche lag hier in 467—470 m; die Gefälls- und Höhenverhältnisse beweisen, dass das Schotterfeld von Bützberg in keinem Zusammenhang mit dem Oenzfeld gestanden hat, da zwischen beiden die Schwelle der zweitäussersten Stirnmoräne in 482 m liegt. Vielmehr setzt sich das Oenzfeld an der Aare abwärts fort, und zwar treffen wir einen Rest bei Bannwil in 455 m; es ist das Ausserfeld, das beim Schulhaus entblösst ist; hier finden wir unten blockreiche, verschwemmte Moräne, die oben in groben, lockeren Schotter übergeht; solchen Schotter treffen wir auch beim Klebenhof an, wo das Feld in 452 m an einem Erosionsrand endet; weiter flussabwärts fehlen deutliche zugehörige Terrassen; dagegen können wir sie oberhalb Berken mit der Terrasse von Walliswil-Wangen[1]) in 460 m in Zusammenhang bringen; dieselbe führt an Moränenhügel nördlich und südlich vom Gemsbergwald bei Wangen.

Es ist nun bemerkenswert, dass die Oenztalterrasse zum grossen Teil eine Akkumulationsterrasse ist, deren Entstehung wir in die Zeit nach dem Maximalstand des Gletschers verlegen müssen. Nach den Verhältnissen von Inkwil und Burgäschi zu schliessen, schmolzen hier zwei schmale Gletscherlappen ab,

[1]) Dieselbe wurde sowohl von A. Favre, als auch von E. Kissling beobachtet.

während zu gleicher Zeit die Hauptgletscherzunge im Norden bei Wangen geendet haben dürfte. Zu der Annahme dieses kleineren Gletscherstandes wird man auch durch die Lage der Ufermoränen geführt, so auf dem linken Ufer derjenigen von Im Holz-Hubersdorf-Hohbühl; und auch rechts konnte ein zweiter Moränenzug, nämlich auf der Linie Bäriswil-Burgdorf-Seeberg, nachgewiesen werden.

Darnach ergibt sich ferner, dass die Emme noch jetzt, wie im Maximum der Eiszeit, von Burgdorf weg gegen Winigen und Bollodingen hinabgedrängt worden ist; hier aber muss sie, statt nach Langenthal hinunter zu fliessen, den Weg nach N durch das Oenztal hinab gefunden haben; denn die Alluvionen senken sich vom Murifeld, westl. Bollodingen, in 479 m Höhe direkt nach Norden über Mattenhof nach Oberönz, während östlich von Bollodingen die alte Talung in der Richtung gegen Langenthal auf 483 und 487 m ansteigt; diese Gefällsumkehr ist eine Folge der Verbauung dieser Talung durch den Schuttkegel der Langeten; dass sich diese Verschüttung in der Diluvialzeit zugetragen haben dürfte, wird durch den Fund eines Geweihs von Cervus tarandus in der Kiesgrube bei Q. 492 «Dennli» erhärtet.

Die rätselhafte Ablenkung der diluvialen Emme nach N hin kann nicht der Wirkung des Schuttkegels der Langeten zugeschrieben werden; sie dürfte vielmehr durch die Annahmen erklärt werden, dass das Oenztal vor der letzten Eiszeit existiert habe und dass die die Talsohle querende Ufermoräne zwischen Steinhof und Thunstetten — ähnlich wie in den benachbarten Quertälchen — zu wenig mächtig gewesen sei, um den andrängenden gewaltigen Fluten der vereinigten Wasser des Aaregletschers und der diluvialen Emme zu widerstehen. Auf ähnliche Weise dürften während einer folgenden Rückzugsphase die oben geschilderten Moränendurchbrüche in den benachbarten Quertälchen stattgefunden haben.

Es zeigt sich also, dass die nächste unter dem Niveau der Niederterrasse erscheinende Terrasse mit der ersten Rückzugsphase des Rhonegletschers in Beziehung gebracht werden muss.

Eine auffallende Übereinstimmung in den Höhen zeigen etwas tieferliegende Terrassen, die eine grosse Verbreitung aufweisen; so dehnt sich westlich von Bannwil bis zum Fahrhöfli

das Oberfeld in 445—443 m aus; ihm entspricht flussabwärts rechts das Bannfeld zwischen Meiniswil und Aarwangen in 439 m, links setzt sich die Terrasse bei Schwarzhäusern bis Wolfwil fort, wo sie in 436 m liegt. Bis Fulenbach treffen wir dann in dem Schotterfeld in 426—432 m verschiedene Erosionsränder an, und nördlich Fulenbach senkt sich das breite Feld auf 425 m bei Bonigen.

Die Terrasse von Aarwangen-Schwarzhäusern, die von 445 m westl. Bannwil auf 435 m bei Fulenbach sinkt, zeigt auf dieser Strecke ein Gefälle von 1 ‰, bis Bonigen 1,5 ‰. Bei ihrer Bildung muss die Aare wohl wesentlich geröllärmer gewesen sein, als bei Aufschüttung der intakten Schotterterrassen; offenbar strömte sie nicht direkt dem Gletscherrande ab. Darüber geben uns Terrassen Auskunft, die sich weiter flussaufwärts verfolgen lassen.

Setzen wir nämlich mit 1,5 ‰ Gefälle das ehemalige Flussbett in 445 m von Bannwil weg aufwärts fort, so erhalten wir bei Wangen die Höhe von 451—452 m. Dieser Höhe entsprechen mehrere terrassenförmige Vorsprünge in der Umgebung von Wangen bis Flumenthal, Deitingen und Subingen; an diesem Ort finden wir in 451 m eine schöne Aufschüttungsterrasse[1]). Dieser Tatsache zufolge musste sich der Rhonegletscher westlich von Wangen zurückgezogen haben; und in der Tat sprechen jüngere Endmoränen für weitere Rückzugsphasen; offenbar können die Moränen von Koppigen mit solchen von Deitingen und Flumenthal in Zusammenhang gebracht werden, ähnlich wie Brestenberg-Bleichenberg eine dritte Phase markieren; die vierte Rückzugsphase wäre bei Solothurn zu suchen, wo die Endmoräne in eine fluvioglaciale Terrasse übergeht, deren Niveau in 451 m liegt (vergl. Taf. I B).

Die Bildung der angeführten Erosionsterrassen dürfte sich ungefähr in folgender Weise vollzogen haben:

«Nach Fertigstellung der Übergangskegel und der sie bergwärts begrenzenden Moränenamphitheater begann der Rückzug der Gletscher. Das Eis löste sich von den während langer Zeiten gebildeten Moränenwällen; die Gewässer konnten nicht mehr rings um den Gletscher in das Tal sich ergiessen; sie sam-

[1]) Vergl. meine Studie: Ueber die Schotter im Seeland. Mitt. der nat. Ges. Bern, 1907.

melten sich hinter den Moränen in der durch den Gletscher vor Erhöhung bisher geschützten Talstrecke [Zentraldepression]. Am niedrigsten Punkte der Moränenumwallung floss der See über [1]; es bildete sich für die angesammelten Gewässer eine einheitliche Abzugsrinne. Von nun an war das ganze Schmelzwasser konzentriert, die Stosskraft über das Verhältnis der vereinigten Wassermengen vermehrt, das Zeichen der Arbeitsleistung umgekehrt: Statt Akkumulation stellte sich Erosion ein. Zuerst wurden Moränen und Übergangskegel angeschnitten; der Fluss schlängelte sich durch den Gletscherboden, und so entstand die terrassenförmige Gestaltung des Übergangskegels, wie er im Birrfelde, Wettingerfelde, Rafzerfelde, bei Aarwangen zum Teil schon auf der 1 : 25000 Karte zu erkennen ist.» (Du Pasquier.[2])

Bei der endgültigen Durchsägung des Moränen- und Schotterriegels ist neben der Tiefenerosion auch die laterale Flusserosion wirksam gewesen; ein ganz ausgezeichnetes Beispiel der Bildung von Mäanderbogen treffen wir nördlich von Wangen an.

III. Die Alt-Moränen.

Wir haben die bisher betrachteten Moränenbildungen sowohl nach ihrem petrographischen Charakter, ihrer Form und nach ihrer Lage zu der Niederterrasse als Jungmoränen ansprechen können. Ausserhalb derselben haben sich Moränen feststellen lassen, die älter sein dürften und die als Ablagerungen der Riss-Eiszeit gelten müssen.

Als solche Schuttbildungen erscheinen zunächst die ausgedehnten, «flachen Moränen, die sich von Bannwil nördlich der Aare, mit einer Unterbrechung bei Härkingen, bis zum Südwestfuss des Born bei Olten verfolgen lassen. Sie trennen das Niederterrassenfeld, das von Ober-Bipp gegen Olten zieht und heute von der Dünnern entwässert wird, von dem bei Berken entspringenden Niederterrassenfeld an der Aare. Die spärlichen Aufschlüsse ergeben stark gewaschene Moränen von undeutlicher Wallform mit hangendem Lehm, doch ohne Löss. — Sie sind nur Reste ausgedehnter Bildungen, die grösstenteils der Erosion

[1]) Wir können in unserem Fall an den ehemaligen See von Solothurn denken, von dem 1883 A. Favre gesprochen hat.

[2]) Ueber die fluvioglac. Ablagerungen etc., p. 62.

der Gletscherflüsse zum Opfer fielen, als diese, von den Endmoränen bei Wangen entspringend, die Schotter der erwähnten Niederterrassenfelder absetzten.»

Wie sich aus diesen Worten Brückners [1]) ergibt, tragen die genannten Moränen im Gäu die Merkmale bedeutenden Alters, und dieser Schluss wird noch durch folgende Beobachtungen erhärtet: Die Mächtigkeit des ungeschichteten Gletscherschuttes ist verhältnismässig gering, und petrographisch muss dieser als Grundmoräne bezeichnet werden, die teilweise stark verlehmt ist; im Liegenden derselben treffen wir horizontal geschichtete, ältere Schotter an, von denen im folgenden Abschnitt die Rede sein wird. Beide Bildungen ragen beträchtlich über die Niederterrasse im Dünnerntal empor, sind also älter als dieselbe; zu diesem Schluss ist auch Brückner gelangt; aber er will die Gäu-Moränen zeitlich mit den Thunstetten-Moränen in Beziehung bringen. Es wurde jedoch S. 154 der Beweis erbracht, dass die Ablagerung der Thunstetten-Moränen zeitlich mit der Aufschüttung des Dünnerntalschotters in Übereinstimmung steht; aus diesem Grunde müssen die Moränen im Gäu älter sein als diejenigen von Thunstetten; es sind Alt-Moränen.

Zu der gleichen Ansicht ist auch B. Aeberhardt in seinen Untersuchungen über die liegenden Schotter gekommen.

Auch südlich von der Aare finden sich Rissmoränen; so hat E. Kissling erratischen Schutt auf dem Winauberg über Molasse festgestellt, ferner auf dem Tannacker östlich Murgenthal. Ich konnte Moräne bei Pfaffnau (Sagen) und Madiswil (Q. 573) und Oskar Frey solche bei Langenthal (Moosrain) und bei Melchnau (Busswil) nachweisen [2]).

IV. Liegende Schotter.

1. Verbreitung. Sie können sowohl im Bereiche der Alt-Moränen, wie im Gebiet der Jung-Moränen, wie bereits angedeutet, beobachtet werden.

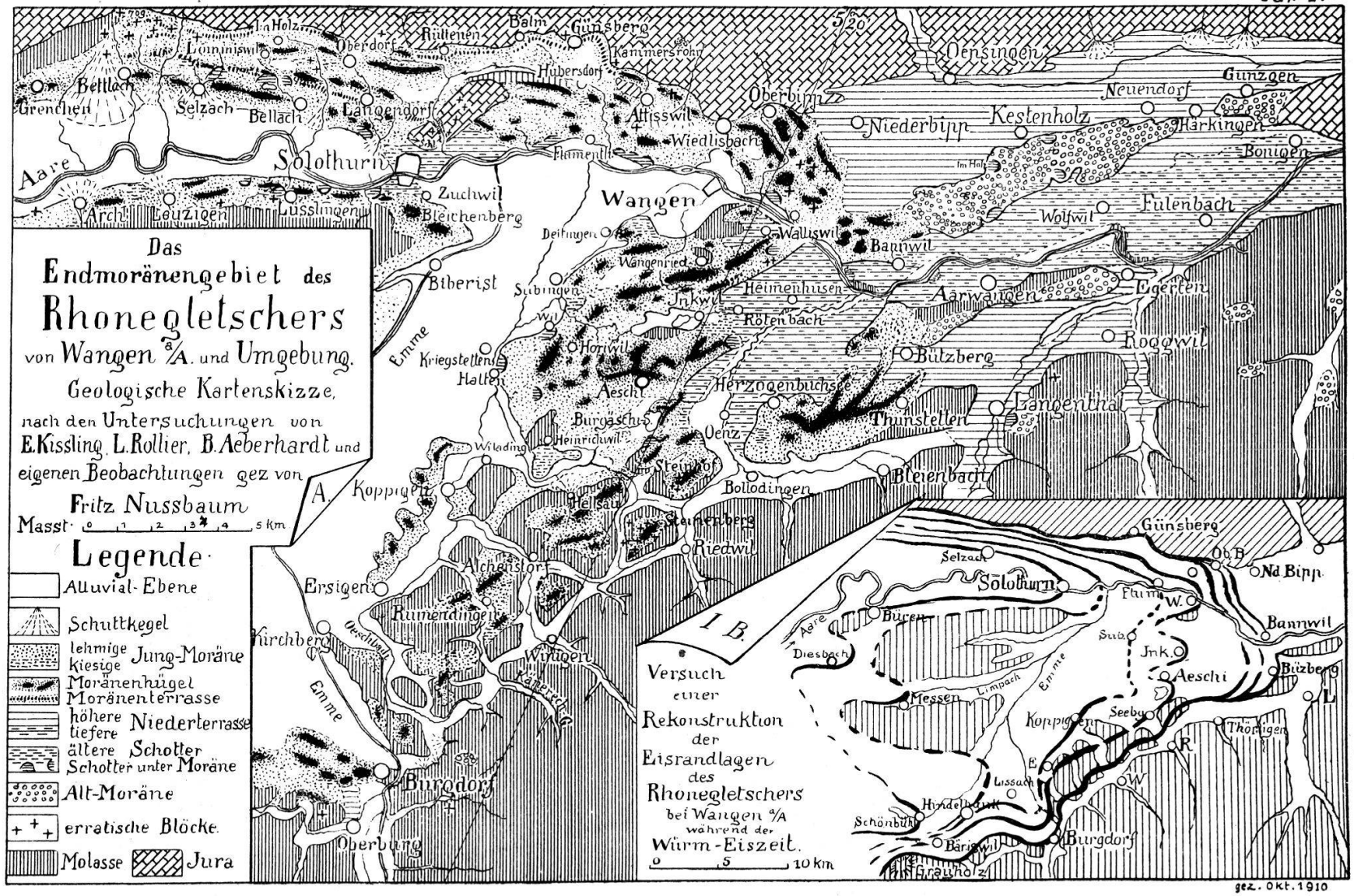
a. Der liegende Schotter im Gäu wird von B. Aeberhardt mit folgenden Worten beschrieben [3]): «On peut l'étudier dans

[1]) Die Alpen im Eiszeitalter, p. 553.

[2]) L. c., p. 388 [48] und p. 394 [54].

[3]) Note préliminaire sur les terrasses d'alluvions de la Suisse occidentale. Eclogae geologicae Helvetiae, Vol. X, No. 1, p. 19.

Taf. I.


Das
Endmoränengebiet des
Rhonegletschers
von Wangen a/A. und Umgebung.
Geologische Kartenskizze,
nach den Untersuchungen von
E. Kissling, L. Rollier, B. Aeberhardt und
eigenen Beobachtungen gez. von
Fritz Nussbaum
Masst: 0 1 2 3 4 5 Km
Legende:
Alluvial-Ebene
Schuttkegel
lehmige kiesige Jung-Moräne
Moränenhügel
Moränenterrasse
höhere tiefere Niederterrasse
ältere Schotter
Schotter unter Moräne
Alt-Moräne
erratische Blöcke
Molasse
Jura
Versuch einer Rekonstruktion der Eisrandlagen des Rhonegletschers bei Wangen a/A während der Würm-Eiszeit.
0 5 10 Km
A.
B.
Aare
Emme
Solothurn
Wangen
Biberist
Kriegstetten
Halten
Aeschi
Burgäschi
Heinrichswil
Oenz
Herzogenbuchsee
Thunstetten
Langenthal
Bleienbach
Bollodingen
Steinhof
Riedwil
Heimenhausen
Röthenbach
Jnkwil
Walliswil
Bannwil
Aarwangen
Egerten
Roggwil
Wolfwil
Fulenbach
Niederbipp
Oberbipp
Kestenholz
Neuendorf
Gunzgen
Härkingen
Bonigen
Oensingen
Günsberg
Kammersrohr
Hubersdorf
Attisswil
Wiedlisbach
Flumenthal
Zuchwil
Bleichenberg
Deitingen
Subingen
Wangenried
Horriwil
Kappigen
Ersigen
Kirchberg
Rumendingen
Alchenstorf
Wynigen
Kappelen
Burgdorf
Oberburg
Grenchen
Bettlach
Selzach
Bellach
Langendorf
Lommiswil
Oberdorf
Rüttenen
Balm
Arch
Leuzigen
Lüsslingen
Selzach
Solothurn
Büren
Diesbach
Messen
Limpach
Kappigen
Seeberg
Thörigen
Aeschi
Jnk.
Subi
Flum
W.
Ob.B.
Nd.Bipp
Bannwil
Bützberg
Lissach
Hindelbank
Schönbühl
Bäriswil
Burgdorf
Hof Grauholz
gez. Okt. 1910

Taf. II

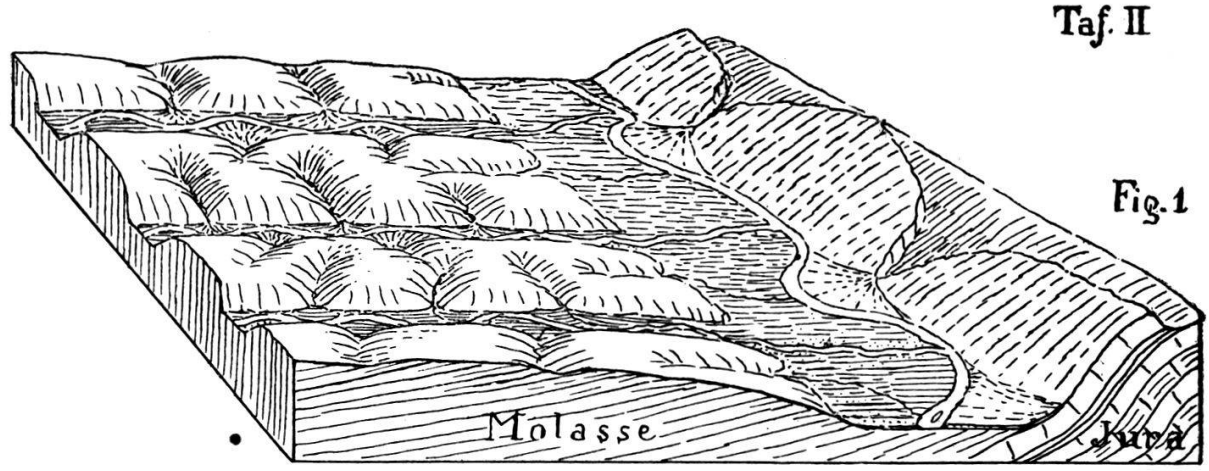


Fig. 1

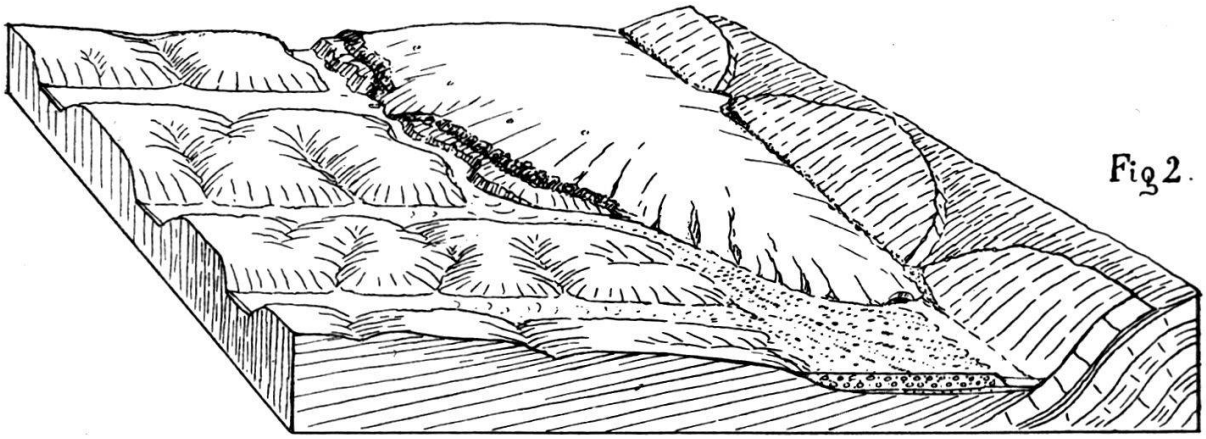


Fig. 2.

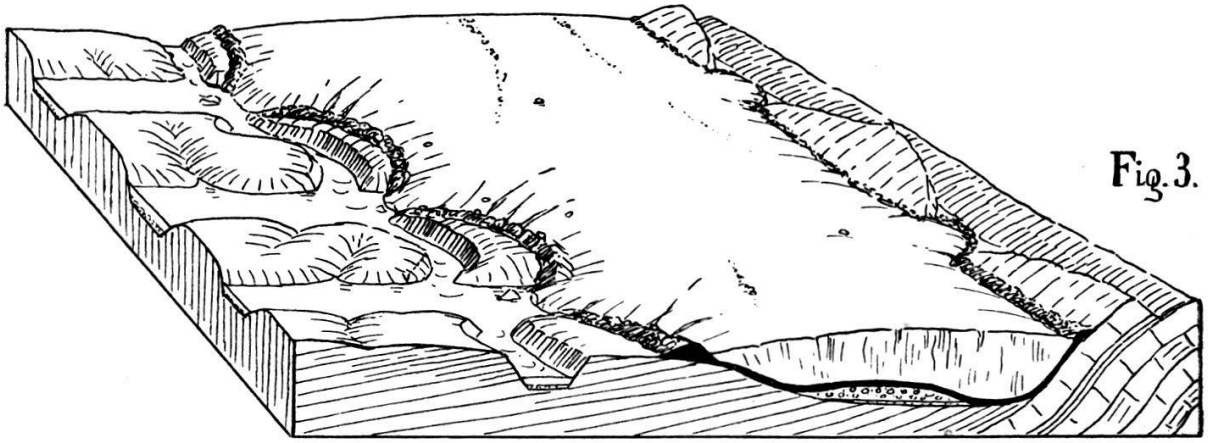


Fig. 3.

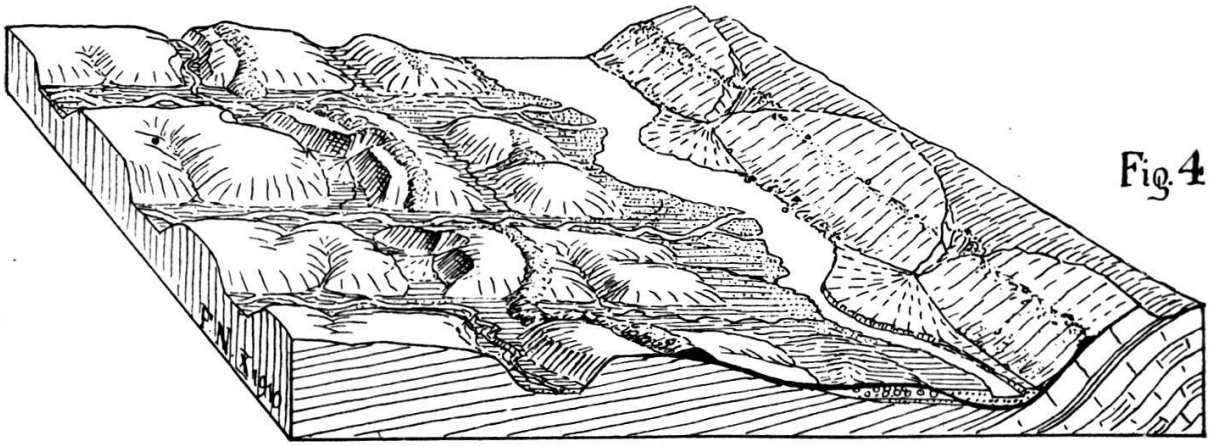


Fig. 4

Die Entwicklung von Flussablenkungen zur Eiszeit, im Gebiet des diluvialen Rhonegletschers (schematisiert).

la grande gravière de Niederbuchsiten, dans celle située à l'ouest de Kestenholz, sur le flanc nord de la colline et sur le flanc sud, dans la gravière, au croisement des routes Kestenholz-Wolfwil et Niederbuchsiten-Aarwangen. Les alluvions sont recouvertes par la moraine de fond fortement oxydée de l'avant-dernière glaciation; on observe cette couverture au sommet de la colline, sur la route Kestenholz-Wolfwil et dans la marnière, au nord de Schweissacker, où elle est oxydée sur plus de 4 mètres d'épaisseur. Le socle molassique sur lequel reposent les alluvions surplombe la surface de la basse terrasse du Gäu de 5 à 10 mètres, sur le flanc nord de la colline, tandis que sur le flanc sud il doit se trouver un peu au-dessous de la surface de la basse terrasse de Wolfwil. Les matériaux sont assez gros, avec peu de sable; les galets sont bien polis, aplatis et imbriqués; on a bien ici un dépôt de grande rivière et non la moraine remaniée de Würm, comme le prouve le manque presque complet de matériaux du Valais; les roches sont ici absolument les mêmes que dans la haute terrasse du Seeland, c'est-à-dire les roches du bassin fluvial de l'Aar et de la Sarine.»

Ich kann die Beobachtungen von B. Aeberhardt durchaus bestätigen; wir treffen hier analoge Verhältnisse an, wie sie F. Mühlberg in der Grube von Bruderhaus bei Entfelden dargelegt hat[1]). Im übrigen lassen sich in unserem Gebiet noch andere Schotteraufschlüsse beobachten, so westlich von Kestenholz bei Im Holz. Hier ist 15 m mächtiger verkitteter Schotter in 480 m sichtbar; er liegt somit 25 m über der Niederterrasse, während östlich davon bei Ob. Schweissacker (im Dickbann) wenig verfestigter Schotter den Ostrand eines Terrassenrestes in 444—460 m zusammensetzt und nicht von Moräne bedeckt ist; vielleicht haben wir hier noch einen Erosionsrest der aufgeschütteten Niederterrasse vor uns. Anders verhält es sich dagegen mit dem Schotter in 450—460 m bei Unt. Schweissacker; er bildet eine ausgesprochen löcherige Nagelfluh, die von verwitterter Grundmoräne überlagert ist. Es mag im Anschluss hieran noch bemerkt werden, dass auch unter den Alt-Moränen von Langenthal und Madiswil älterer Schotter auftritt.

c. Grosse Verbreitung weisen ältere Schotter im Bereiche

[1]) Der Boden von Aarau. 1896.

der würm-eiszeitlichen Ablagerungen auf, und zwar sowohl im Liegenden der Niederterrasse als auch der Jung-Moräne.

Unter grobem, unverfestigtem Rhonegletscherschotter treten namentlich an der Aare, an einigen Orten verfestigte Bänke von Aareschotter auf, so westlich Aarwangen beim Hinterbann und westlich Bannwil beim Fahrhöfli.

Ähnliche Verhältnisse hat Du Pasquier bei Klingnau beobachtet; er sagt darüber [1]: «Schon die Verfestigung eines Teiles des Kieses in den unteren Lagen einer Kiesgrube ist auffallend und dürfte als abnorm gelten, da die Verfestigung sonst stets von aussen nach innen vor sich geht» [2]. Du Pasquier kommt zum Schluss, dass hier offenbar zwei verschiedenartige Schotter vorliegen dürften; dieser Fall trifft auch in unserem Gebiet zu; der obere Schotter ist sicher eine fluvioglaciale Bildung der Würmeiszeit, während der untere anderer Entstehung sein kann.

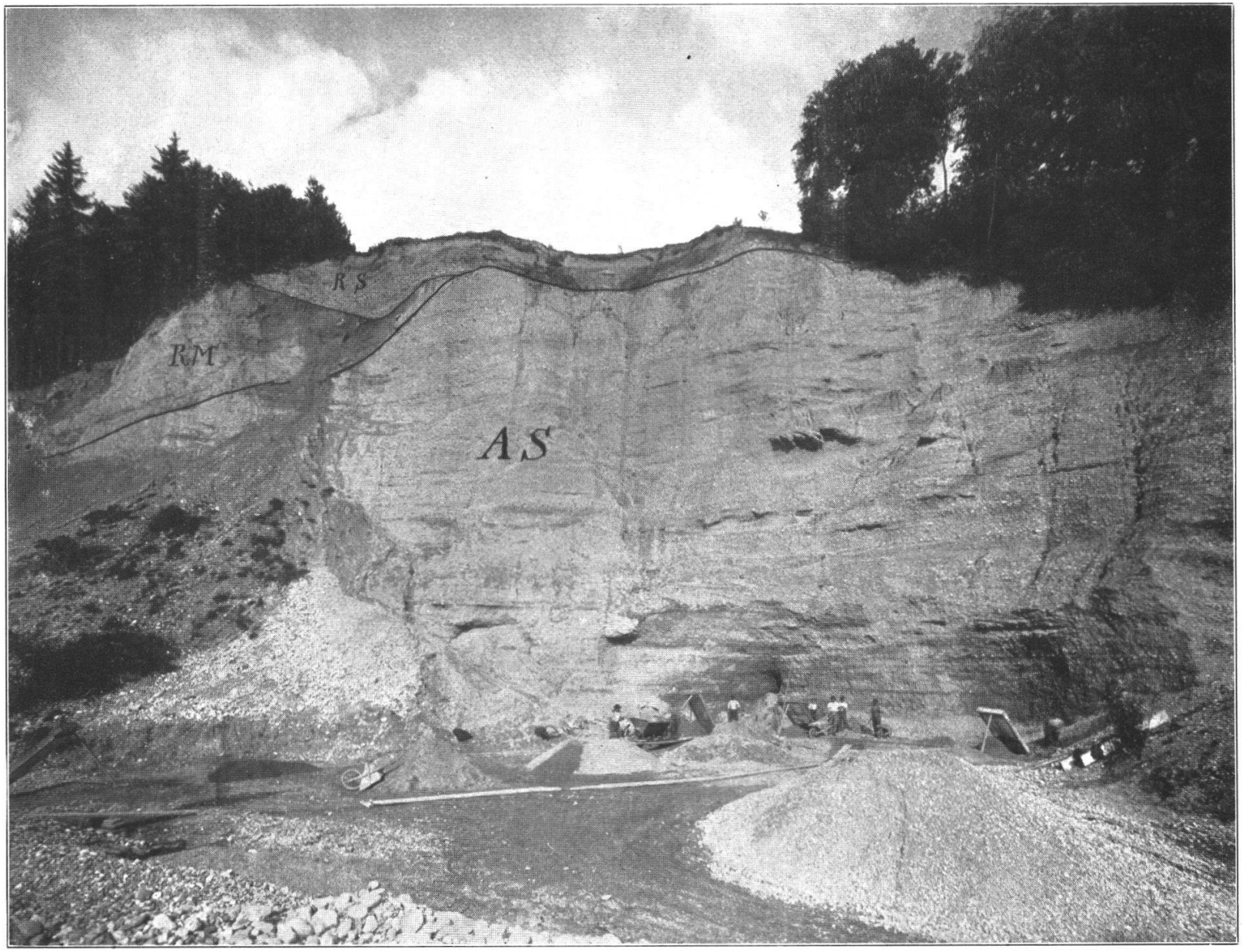
Deutlicher ist die Unterscheidung dieser Ablagerungen in allen den Aufschlüssen, in welchen Rhonegletschermoräne mächtige, teils stark verfestigte, teils lockere Schotter mit ausschliesslich Aare- und Emmengeröllen überlagert; solches ist der Fall bei Walliswil-Bipp, wo die Mächtigkeit des liegenden Schotters mindestens 25 m erreicht (vergl. Taf. III); ferner südlich Walliswil-Wangen in 470 m (zwischen den Quoten 477 und 455, an der Strasse); sofern diese beiden Schotter derselben Bildung angehören, müsste auf eine Gesamtmächtigkeit von 50 m geschlossen werden. Andere Aufschlüsse finden sich im Attisholzwald und am Aarerain, westlich und östlich Flumenthal, ferner bei Wil (w. Horiwil) in 450—460 m, bei der Mühle von Halten in Q. 473, östlich Halten am Kreuzweg oberh. Q. 472, ferner im Seehubel am Burgäschisee in 480 m und am Oenzberg bei Wanzwil bei Q. 461, hier ziemlich locker, und wie im Seehubel mit vielen groben 25 bis 30 cm grossen Geröllen; an beiden Orten treten vereinzelte Wallisergesteine auf; am Oenzberg fand ich auch gekritzte Geschiebe.

Auffallend mächtig sind Schotterlagen südlich Herzogenbuchsee im Löliwald; hier ist hangende Moräne nicht mehr sichtbar.

---

[1]) Ueber d. fluvioglac. Ablag., p. 40.

[2]) In gleicher Weise hat sich auch A. Baltzer geäussert. Der diluviale Aargletscher etc., p. 85.



Phot. Adrian Rickli.

Tafel III. **Die Diluvialschotter von Walliswil-Wangen.**

AS = Aare- und Emme-Schotter. RM = Grundmoräne des Rhonegletschers. RS = Niederterrasse.

Dagegen treffen wir den vorigen ähnliche Aufschlüsse ohne Rhonematerial in der Emme- und Urtenenniederung bei Kernenried, Jegenstorf, Hindelbank und Fraubrunnen[1]; dann westlich Solothurn im Liegenden der Moräne oberhalb Selzach und Bellach 70—100 m über der Talsohle, so im Grossgraben ob Bellach trefflich aufgeschlossen.

Im Liegenden der tiefsten Ufermoräne, die bei Solothurn endet, treten Schotter mit Rhonegeröllen auf, so bei Lüsslingen, Leuzigen, Busswil, Lyss, Kallnach und Kerzers, dann bei Müntschemier, Ins, Treiten etc.

Anders verhält es sich dagegen mit höhergelegenen Schottern südlich von der Aare auf dem Bucheggberg bei Arch und Lüterkofen, 100—120 m über dem Aretal; ihre stratigraphische Stellung ist durchaus rätselhaft; möglicherweise lassen sie sich mit südlich und südwestlich gelegenen Schottern in Beziehung bringen, deren fluvioglaciale Natur ich 1907 nachzuweisen versucht habe.[1])

Über die Entstehung der tiefer gelegenen, oben besprochenen liegenden Schotter soll in dem nächsten Abschnitt die Rede sein.

2. Entstehung. Wie eingangs angedeutet, betrachtet B. Aeberhardt die liegenden Schotter im Gäu als fluviatile Anschwemmungen der der Riss-Eiszeit vorangehenden Interglacialzeit; die liegenden Schotter bei Wangen und oberhalb Solothurn sollen in entsprechender Weise aus der letzten Interglacialzeit stammen.

Wenn auch die petrographischen Verhältnisse der Schotter stark für diese Annahmen sprechen, so lassen sich doch auch Gründe gegen die Auffassung Aeberhardts anführen; ich glaube behaupten zu dürfen, dass die liegenden Schotter unseres Gebietes mit der eiszeitlichen Vergletscherung in Beziehung gebracht werden können.

Zu dieser Behauptung werde ich durch folgende Erwägungen über Talbildung im Aaregebiet, über die Verbreitung und Zusammensetzung der Schotter geleitet.

a. Nach der Lage zu den hangenden Moränen müssen wir zwei verschieden alte Schotterbildungen unterscheiden; der ältere Schotter ist vor der risseiszeitlichen, der jüngere vor der

[1]) Vergl. meine Studie über die Schotter im Seeland, Mitt. nat. Ges. Bern, 1907.

würmeiszeitlichen Ausdehnung des Rhonegletschers abgelagert worden. Der ältere Schotter wurde in einer Talsohle aufgeschüttet, die vor der Riss-Eiszeit bis nahezu auf die heutige Tiefe eingeschnitten gewesen war, wie schon F. Mühlberg, Du Pasquier[1]) und Osk. Frey erkannt haben. Dieses heutige Tal liegt aber in einem Talboden, dessen Lage durch den jüngeren Deckenschotter angedeutet wird.

Nun ist auf die Ablagerung des jüngeren Deckenschotters unzweifelhaft eine Periode der Erosion gefolgt, während welcher die Täler annähernd bis auf ihr heutiges Niveau eingeschnitten und sodann allmählich verbreitert worden sind. Die Erscheinungen dieser Neubelebung der Flusserosion dürften auf zwei Ursachen zurückgeführt werden, erstens auf die Verschiebung der Erosionsbasis, infolge einer Hebung des gesamten Molasselandes[2]), und zweitens auf die Geröllarmut der interglacialen Flüsse.

Es ist nicht ohne weiteres klar, aus welchen Gründen die Flüsse ein 120 m tiefes und 2—3 km breites Tal einschneiden, um darauf dasselbe mit bis 50 m mächtigem Schotter anzufüllen; entweder hat nach der Talbildung eine Verbiegung der Talsohle im Sinne einer Beckenbildung oder eine Klimaänderung mit vermehrter Geröllführung der Flüsse stattgefunden.

Eine solche Verbiegung der Talsohle müsste sich in der Existenz rückläufiger Talstücke äussern. Allein, B. Aeberhardt weist im Gegenteil auf die Gleichsinnigkeit seiner weitausgedehnten «interglacialen» Schotterterrassen hin[3]).

Es kann also für die Verschüttung der Täler nur eine Klimaänderung in Betracht kommen.

b. Auf die Art dieser Klimaänderung können wir aus dem petrographischen Charakter und aus der Verbreitung der Liegend-Schotter Schlüsse ziehen. Es wäre der Fall denkbar, dass bei Zunahme der Trockenheit bis zum Grade der Versteppung eines Gebietes eine Verschotterung der Talsohlen eintreten könnte, indem die in den feuchten Gebirgsregionen entstandenen Flüsse ihre

---

[1]) Ueber die fluvioglacialen Ablagerungen etc., p. 48.

[2]) Vergl. darüber p. 19 meiner Studie: Die Täler der Schweizeralpen, Nr. 3 der wiss. Mitt. des schweizer. Alpin. Mus. Bern, 1910.

[3]) Note sur le quaternaire du Seeland, arch. des sc. phys. et nat. 1903, p. 226, und Note préliminaire sur les terrasses d'alluvions de la Suisse occidentale. Eclog. geol. Helv., Vol. X, Nr. 1, p. 22.

Geschiebe in den trockenen Ebenen infolge des durch Verdunstung erzeugten Wasserverlustes liegen lassen, wie man überall am Gebirgsfuss von Steppengebieten beobachten kann. In diesem Falle müssten die Gerölle der breiten Schuttkegel auch den Gesteinen im Einzugsgebiet der betreffenden Flüsse entsprechen; auf unser Gebiet bezogen, sollten wir z. B. in der Niederung unterhalb Burgdorf nur Gerölle aus dem Napfgebiet, auf dem linken Ufer der Aare bei Solothurn, Walliswil und Kestenholz ausschliesslich Kalkgerölle der von zahlreichen Wildbächen und von der Dünnern entwässerten Juraketten erwarten. Auch müssten wir eine Abnahme der Geröllgrösse mit zunehmender Entfernung bemerken.

Diese beiden Voraussetzungen treffen bei uns jedoch nicht zu: Mitten im Akkumulationsgebiet der Emme und östlich davon finden wir Gerölle aus dem Berner Oberland, ebenso am Fusse der Juraabhänge und an der Mündung jurassischer Flüsse; ausserdem treten liegende Aareschotter westlich von Bern bis an die Sense und Saane und bei Lyss wie im übrigen Seeland auf[1]). Diese ungeheure Ausdehnung des Schuttkegels der Aare quer durch Gebiete anderer Flüsse hindurch kann niemals mit rein fluviatiler Schotterbildung in Einklang gebracht werden; es muss eine mechanische Ablenkung der Aareschotter nach Osten stattgefunden haben.

Was die Geröllgrösse anbetrifft, so zeigt sich im allgemeinen grosse Gleichmässigkeit (in der Regel Ei- bis Faustgrösse); gelegentlich ist das Korn feiner, hier und da aber auch auffallend grob, so am Burgäschisee und Oenzberg; die Frage, ob es möglich sei, dass Protogin-, Gasterengranit- und Gneissblöcke von 30—50 cm Durchmesser einzig nur durch das beständige Stossen und Rollen im Flusse vom Ursprungsgebiet bis zum Ablagerungsort hätten gelangen können, müssen wir entschieden verneinen. Blöcke dieser Gesteinsarten wären auf dem 100 km langen Wege längst zu Sand zerrieben worden.

Als Ursache der vermehrten Geröllführung der Flüsse kann demnach nicht ein Steppenklima, sondern es muss offenbar eine andere Art der Klimaänderung in Betracht kommen.

Nun muss betont werden, dass die stratigraphisch gleich

[1]) Ueber die Schotter im Seeland, Mitt. nat. Ges. Bern, 1907.

gestellten Schotter im Aaretal westlich Solothurn und im Seeland Rhonegerölle aufnehmen und dass solche Schotter bei Kerzers, Pfauen, Ins und Schüpfen mit Rhonegletscher-Moräne wechsellagern[1]), ganz ähnlich, wie wir dies im Gebiet der würmeiszeitlichen Ufermoräne bei Bäriswil, Krauchthal, Burgdorf und Rumendingen haben bemerken können.

Diese Beobachtungen zwingen uns zu folgenden Schlüssen: 1. Die Liegend-Schotter sind als fluvioglaciale Bildungen ehemaliger Vergletscherungen des Aaregebietes entstanden. 2. Die weit nach Osten greifende Verbreitung der Aareschotter ist der ablenkenden Wirkung des vorstossenden Rhonegletschers zuzuschreiben. (Der Vorgang dieser Schotter-Ablenkung durch den dem Jura entlang vordringenden Rhonegletscher ist auf Taf. II, Fig. 2 veranschaulicht.) Die Mächtigkeit der Aareschotter lässt auf einen längeren stationären Zustand des weit über Bern hinaus vorgestossenen Aaregletschers schliessen, und zwar jeweilen vor der Maximalausdehnung des Rhonegletschers zur Riss- und zur Würm-Eiszeit. 3. Nichts spricht dafür, dass der Rhonegletscher früher, vor der Riss-Eiszeit, bis in diese Gegend vorgedrungen sei.

V. Schlussfolgerungen.

Fassen wir obige Ausführungen zusammen, so gelangen wir zu folgenden Ergebnissen:

1. Die sog. «verwaschenen Jung-Moränen» erweisen sich teils als frische Jungmoränen, teils als Altmoränen.

2. Die bisher als fluviatil und interglacial gedeuteten liegenden Schotter sind als fluvioglaciale Bildungen des dil. Aaregletschers aufzufassen, die jeweilen vor der Maximalausdehnung des Rhonegletschers der Riss- und Würm-Eiszeit abgelagert worden sein dürften.

3. Der allmählich vorstossende Rhonegletscher hat jeweilen die westschweizerischen Flüsse, wie Sense, Aare und Emme, an seinem rechtsseitigen Rande abgelenkt und sie zum Einschneiden neuer Täler veranlasst, die heute als sog. «Trockentäler» erscheinen.

---

[1]) Ueber die Schotter im Seeland.