Glazialmorphologische Untersuchungen in der Gegend von Solothurn

Autor(en): **Beck, P. Hugo**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Solothurn**

Band (Jahr): **18 (1957)**

PDF erstellt am: **01.06.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-543257

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

Glazialmorphologische Untersuchungen in der Gegend von Solothurn

von P. Hugo Beck, aus Willisau

Die Arbeit wurde als Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde
an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Freiburg
in der Schweiz gedruckt.

Einleitung

Aufgabe dieser Arbeit ist es, die Reliefformen in den ehemaligen Zungenbecken des würmeiszeitlichen Rhonegletschers bei Wangen an der Aare und bei Solothurn nach morphologischen und morphogenetischen Gesichtspunkten zu beschreiben, zu ordnen und zu erklären.

Das durch die Untersuchungen erfaßte Gebiet erstreckt sich von Grenchen dem Jurafuß entlang bis Niederbipp, und zwar so weit den Jurahang hinauf, als dieser noch von den Moränen der Würmeiszeit bedeckt ist. Die südliche Begrenzung verläuft von Arch aus über den Bucheggberg nach Biberist, Derendingen, Subingen bis Bannwil. Zwischen diesen beiden Grenzlinien liegt die Aareebene von Grenchen bis Wangen a. A.

Zur Hauptsache gehört das behandelte Gebiet politisch dem Kanton Solothurn an. Auf Berner Boden befinden sich das Bipper Amt, Teile des bernischen Oberaargau und die Gemeinden Leuzigen und Arch am Nordabhang des Bucheggberges.

Das Terrain entspricht folgenden Kartenblättern des Siegfriedatlas 1:25 000:

Grenchen Nr. 123, Büren a. A. Nr. 125, Weißenstein Nr. 112,
Solothurn Nr. 126, Wangen a. A. Nr. 113, Äschi Nr. 127,
Aarwangen Nr. 164, Langenthal Nr. 178.

Schon verschiedentlich hatte man sich im Laufe der Zeit mit Problemen der Solothurner Landschaft beschäftigt, doch fehlte bisher eine genaue kartographische Erfassung und Darstellung der heutigen Oberflächenformen.

Publikationen, die zu geologischen Fragen des Untersuchungsgebietes Stellung nehmen, sind erschienen von H. Mollet (44) und F. Antenen (9).

Anläßlich von Sondierbohrungen entlang der Aare, von Attisholz bis Wangen a. A., war H. Furrer die Gelegenheit geboten, die Resultate dieser Bohrungen geologisch auszuwerten. Er veröffentlichte darüber zwei Arbeiten (25 und 26).

Eine Gruppe von Veröffentlichungen befaßt sich mit Auswirkungen der letzten Eiszeit in der Solothurner Landschaft: F. Nußbaum (51, 53) und W. Staub (66).

Von der Existenz des postglazialen Solothurner Sees schrieben als erste A. Favre (23) und F. Mühlberg (48).

Über Siedlungsfragen im Seeland verbreiten sich die Abhandlungen von W. Staub (60 und 63) und W. Kaeser (37).

Für die Untersuchungen und für die notwendigen Kartierungsarbeiten wurden die Seite 7 erwähnten Blätter des Siegfriedatlas 1:25 000 benützt. Darnach erfolgten alle Orts- und Zahlenangaben. Die entsprechenden Blätter der neuen «Landeskarte der Schweiz» 1:25 000 und 1:50 000 waren im Zeitpunkt der Untersuchungen noch nicht lückenlos erhältlich. Soweit sie aber schon erschienen waren, wurden sie zum Vergleich herangezogen.

Eine ganz bedeutende Erleichterung der Arbeit stellte die Benützung von Flugaufnahmen dar, die in sehr zuvorkommender Weise von der Abteilung für Landestopographie, Wabern-Bern, zur Verfügung gestellt wurden. Mit Hilfe des «Aerotopo-Zeiß» konnte die Landschaft, gleichsam wie vom Flugzeug aus, stereoskopisch betrachtet und studiert werden. Dies half beim genauen Eintragen der einzelnen Reliefformen, erleichterte das Erfassen zusammengehöriger Formengruppen und ermöglichte das Erkennen oder Entdecken wichtiger Details, die im Gelände selber weniger schnell aufgefallen wären. Für die meisten Exkursionen stand ein Auto zur Verfügung. Es erlaubte ein rasches und häufig wiederholtes Vergleichen der verschiedenen Schotterarten, ein leichtes Verfolgen von Geländeformen und vor allem ein schnelles Erreichen des Arbeitsplatzes, so daß für die Erhebungen im Gelände eine merklich kürzere Zeitspanne anzusetzen war, als es ohne diese Hilfsmittel der Fall gewesen wäre.

An dieser Stelle möchte ich alle jene nennen, die mir bei der vorliegenden Arbeit mit Rat und Tat zur Seite gestanden sind. Vorab Dr. W. Staub in Bern. Vielen Dank schulde ich Prof. R. Lebeau, Fribourg, für das große Verständnis, das er meiner von Dr. W. Staub angeregten Themawahl entgegengebracht hat. Beide Herren hatten die Freundlichkeit, auf mehreren Exkursionen die Ergebnisse an Ort und Stelle gemeinsam zu kontrollieren. Im Verlaufe meiner Arbeit kam ich in Kontakt mit den Herren Dr. O. Büchi in Fribourg, Dr. E. Bütikofer in Wiedlisbach BE, Dr. J. Hug in Zürich, V. Kaufmann in Derendingen und Dr. H. Ledermann in Solothurn. Ihnen verdanke ich wertvolle Anregungen und Auskünfte. Nicht vergessen seien die Dienste des kantonalen Tiefbauamtes in Solothurn, verschiedener Gemeindekanzleien, der Bauunternehmungen F. Renfer (Solothurn und Biberist), Fein & Reichle (Solothurn) und F. Valli & Co. (Solothurn).

A. Überblick der Glazial- und Alluvialmorphologie

Die Morphologie beschäftigt sich mit den Reliefformen der Landschaft. Sie sucht die formgebenden Elemente herauszuarbeiten, indem sie die verschiedenen Oberflächenformen beschreibt, ordnet und bestehende Zusammenhänge aufzeigt. Desgleichen will sie eine Erklärung dafür geben, wie die Reliefformen eines Gebietes entstanden sind und warum gerade diese oder jene Formen vorherrschen.

Es ist unvermeidlich, daß die Morphologie auf Faktoren, die bei der Gestaltung der Landschaft bestimmend mitgewirkt haben oder immer noch mitwirken, Rücksicht nimmt. Die hauptsächlichsten unter ihnen sind Natur des Gesteins, die Arbeit des fließenden Wassers, Gletschererosion und -akkumulation, chemische und mechanische Verwitterung.

Die Reliefformen der Solothurner Landschaft, soweit diese Gegenstand der Untersuchung ist, sind durch die mehrmalige Vergletscherung des Gebietes und durch den Einfluß des Interglazials Riß-Würm und des Alluviums bedingt. Der Hauptanteil an der Formung der jetzigen Landschaft fällt aber der Würmeiszeit und dem an diese anschließenden Alluvium zu. Diluvium und Alluvium besitzen zahlreiche, für sie typische Gestaltungskräfte, die an der Formung des jetzigen Reliefs wesentlich beteiligt waren. So ist es nicht zu verwundern, daß im Untersuchungsgebiet ein reicher Formenschatz vorhanden ist.

Im Folgenden sei eine Übersicht über die wichtigsten glazialen, interglazialen oder alluvialen Formen geboten.

I. Glaziale Formen.

1. Primäre Bildungen.

a) Durch Gletscherakkumulation geschaffen:
Grundmoräne, Stirnmoräne, Seitenmoränen,
Schotterebenen,
Drumlins, Os, Kames.

b) Durch Gletschererosion und Schmelzwasser geschaffen:
Trogtal, Trogschultern, Gletscherrandtal.

2. Sekundäre Bildungen.

a) Seestauungen,
b) Bergstürze und Gehängeschlipfe.

II. Interglaziale oder alluviale Formen.

1. Flußanschwemmungen, bes. Schotterebenen.
2. Schotterterrassen, Erosionsränder.
3. Mäander.
4. Bachschuttkegel.
5. Trockenschuttkegel.
6. Schutthalden.
7. Murgänge.

Als «Primäre Bildungen» werden Formen verstanden, die unmittelbar durch den Gletscher geschaffen wurden und nicht erst Folgeerscheinungen des durch ihn bedingten Reliefs sind.

Mit «Sekundären Bildungen» sind solche Formen gemeint, die nur mittelbar, nicht direkt durch die Arbeit des Gletschers entstanden sind. So bewirkte die Gletschererosion direkt die Übertiefung der Talformen; eine nachträgliche Folge davon waren Bergstürze wegen der zu steil gewordenen Hänge. Durch den Schuttransport der Gletscher entstanden in den Zungenbecken zuerst die Stirnmoränen. Diese stauten die Wasser und führten zur Bildung von postglazialen Seen.

Drumlin im eigentlichen Sinne des Wortes kommen im Untersuchungsgebiet nicht vor. Sie lassen sich aber in anderen, benachbarten Gegenden recht häufig feststellen. Drumlin mit Schotterkern sind im übrigen Gebiet des Rhonegletschers zahlreich und waren Anlaß zu Siedlungen, z. B. Payerne, Avenches, Murten.

Os und Kames gehören nicht zu den heimischen glazialen Bildungen.

Trogtal und Trogschultern lassen sich heute im Gebiet der Zungenbecken von Wangen a. A. und Solothurn nicht mehr nachweisen. Sie müssen einst bestanden haben, da die Erosionskraft der Gletscher besonders in der Rißeiszeit recht bedeutend gewesen ist. Damals erfolgte auch die Hauptdurchtalung des Mittellandes. Die Trogtäler sind aber nachträglich durch den Gletscherschutt, durch Aufschotterung und Seeauffüllung zugedeckt worden.

Nach P. Beck, J. Büdel und anderen Autoren erfolgte die Hauptaufschotterung, von Sonderfällen abgesehen, beim Vorrücken des Vorlandgletschers. Da in diesem Zeitpunkt der Niederschlag gering war, blieb der fluvioglaziale Schutt liegen. Beim Rückzug kommt die Gletscherbewegung zumeist rasch zum Stillstand; periphere Rinnen hinter den Stirnmoränen des Maximalstandes ziehen einen Großteil der Schmelzwasser ab. Daraus folgt, daß die Bedingungen zum Entstehen großer Schotterfelder beim Gletscherrückzug seltener sind.

Früher herrschte die Meinung vor, daß die Gletscher bei ihrem Vorrücken allen Schutt, der sich vor der Vergletscherung angesammelt hatte, wegräumten. Heute weiß man, daß sie auch über lockere Gesteinsmassen, Schotterflächen oder Sandmassen hinweggehen können.

«Allein schon die Tatsache, daß die interglazialen Sande in großer Mächtigkeit unter den Würmmoränen noch vorhanden sind, dürfte die Möglichkeit der totalen Auserodierung eines mächtigen Schuttbodens durch den Eisschub ausschließen» (25, S. 278).

Nach P. Beck hängt die Wirkkraft der Gletscher in erster Linie von der Dicke der Eismassen ab. Eine Eisdicke von 600 m und weniger habe nur wenig Erosionskraft. Dagegen nehme letztere bedeutend zu, wenn die Eismächtigkeit 600 m übersteige.

J. Büdel sieht die Hauptursache der Erosionskraft der Gletscher in der Bewegungsgeschwindigkeit des Eises. Die Eisdicke spielt freilich auch eine Rolle, aber der wichtigste Faktor ist die Bewegungsgeschwindigkeit. Aus diesem Grunde vermochten die Gletscher der Mindel- und Frührißeiszeit im Seengebiet des Mittellandes kräftig zu erodieren. Den Gletschern der Spätriß- und der Würmeiszeit fehlte jedoch diese Erosionskraft, weil sie sich weniger rasch bewegten. Dazu kam noch, daß ihre Eisdicke kleiner war und die Gletscher durch den mächtigen Grundmoränenschutt gleichsam von ihrer Felsunterlage isoliert waren.

B. Morphologische Untersuchung des Zungenbeckens des würmeiszeitlichen Rhonegletschers von Grenchen bis Bannwil

a) VORWÜRMBILDUNGEN

1. Terrassenbildung der Plateauschotter südlich der Aareebene

In der Umgebung von Bern und Solothurn sind dreierlei Schotter zu unterscheiden. Die ältesten sind die *Plateauschotter*. Sie bestehen vorherrschend aus Aarematerial (der Rhonegletscher fehlte also) und zum Teil aus sehr morschen kristallinen Geröllen. Hierher gehören die Forstschotter, die einen Aaresee stauten. Die Plateauschotter liegen der bereits durchtalten Molasse auf. In der Tiefe befinden sie sich aber, wie eine Bohrung in Müntschemier gezeigt hat (J. Hug), unter den Älteren Seelandschottern. Die *Karlsruh- oder Zollikofenschotter* sind als Würmvorstoßschotter mit viel Rhonematerial zu deuten. Sie sind von Grundmoränen des würmeiszeitlichen Rhonegletschers überdeckt. Diese Schotter finden sich südwestlich Bern, im Tal von Ober- und Niederwangen, unter Grundmoräne der letzten

Eiszeit; ferner bauen sie die enge Waldhalbinsel nördlich Bern auf und stoßen bei Zollikofen unter die Grundmoräne der Zollikofengegend (29). Die *Älteren Seelandschotter* sind als Würm 1-Schotter (zum Teil sogar als randliche Schotter in Gegenwart des Gletschers) zu deuten. Es ist anzunehmen, daß ein paralleler Schuttstrom beim Vorrücken des Rhonegletschers sich auch im Seeland ausbreitete.

Die Plateauschotter haben ihren Namen dadurch erhalten, daß sie auf erhöhten Plateauflächen, aber auch auf den Hängen von Molassehügeln vorkommen. Dies ist besonders in den Gebieten westlich, nördlich und nordöstlich von Bern der Fall (30, S.57). Sie sind vorwiegend fluviatile Schotter, wie sich aus ihrer regelmäßigen horizontalen Lagerung ergibt. Bezeichnend ist die Höhenlage zwischen 500 und 600 m ü.M.(30, S.69). Zu beiden Seiten der Aareebene oberhalb Solothurn liegen die Plateauschotter durchschnittlich bei 530–540 m. Auf dem Büttenberg östlich Biel in großer Ausdehnung bei 562 m ü.M.

Der Zusammensetzung nach stammen die Gerölle der Plateauschotter, wie bereits gesagt, hauptsächlich aus dem Aaregebiet. Aber auch Emmeschotter ist vertreten. Die typischen Komponenten aus dem Aaregebiet sind Granit, Gneis und mesozoische Gerölle (Malmkalke), diejenigen aus dem Emmegebiet Quarzite, Radiolarite, rote und grüne Granite. Der Anteil an Aare- oder Emmematerial kann von Ort zu Ort etwas wechseln, je nachdem der Einfluß der Aare oder der Emme vorherrschend gewesen war.

E.Gerber (30, S.57 ff.) verlegt die Entstehung der Plateauschotter in die Interglazialzeit Riß-Würm. Nach P.Beck sind sie in einer Rückzugsphase der Rißvergletscherung entstanden. Die Schmelzwasser des Aaregletschers, verstärkt durch Saane und Sense, floßen in dem Gebiet zwischen Bucheggberg und dem Hügelgelände Bantiger-Burgdorf, in großer Breite hin- und herpendelnd, nordwärts gegen Wangen zu. Weil dieser Zustand sehr lange dauerte, entstand eine große Aufschotterung und damit eine mächtige Schotterdecke über dem ganzen Gebiet.

Die Plateauschotter sind allgemein überdeckt von den Moränen der Würmeiszeit. Sie sind jedoch nicht mit ihnen verzahnt, sondern die Grundmoräne ist davon scharf getrennt und anders zusammengesetzt. Das finden wir bestätigt sowohl für die Schotter in der Gegend von Solothurn als auch für jene an den anderen Orten ihres Vorkommens. Plateauschotter liegen meistens auf Molasseanhöhen und sind regelmäßiger horizontal geschichtet, als dies bei den Älteren Seelandschottern der Fall ist. Gerade darum werden sie von verschiedenen Autoren als fluviatile Schotter bezeichnet. Das Geröllmaterial ist von ziemlich einheitlicher Größe, jedoch im Durchschnitt auffallend größer als bei den Älteren Seelandschottern (S.45). Geschrammte Geschiebe fehlen. Bei einem Vergleich der Älteren Seelandschotter in Lüßlingen,

Nennigkofen und Leuzigen mit den Plateauschottern in den Aufschlüssen oberhalb Leuzigen (Dünnhüttli) und Arch treten diese Unterschiede deutlich zutage.

Über die Zusammensetzung der Plateauschotter orientieren verschiedene Aufschlüsse des Untersuchungsgebietes. Es mag von Interesse sein, zum Vergleich auch die Kiesgrube von Jegenstorf heranzuziehen, da ihre Schotter von E. Gerber als Plateauschotter beschrieben wurden (30, S. 59).

Kiesgrube auf dem Bimer bei *Jegenstorf* (604,9/211,25). Reicht hinunter bis auf 540 m. Im östlichen Teil besteht die ganze 15 m mächtige Wand aus Schottern, die unten verfestigt sind. Im mittleren Teil ist die obere Hälfte Moräne, die untere Kies. Im anschließenden westlichen Teil scheint die ganze Wand aus Moräne zu bestehen. Im westlichsten Teil wieder gut geschichtete Schotter, und zwar von unten bis oben. Die Grenze zwischen Schotter und Moräne verläuft somit wellig. Größte Gerölle bis etwa 50 cm Durchmesser. Sowohl in den Schottern wie auch in der Moräne mehrmals Gasterngranit, aber keine Rhonegesteine.

Aufschluß im Wald oberhalb *Ichertswil* (604,37/223,7). Die Schotter gehen etwa bis 560 m hinauf. Sie enthalten Gesteinsmaterial aus den nördlichen Kalkalpen mit Nagelfluh. Der Nagelfluhanteil ist recht bedeutend, so daß in diesem Gebiet der Einfluß der Emme wohl vorherrschend gewesen ist. Die Schotter sind von der Grundmoräne Würm 1 bedeckt. Diese hat eine Mächtigkeit von 1–2 m und wechselt von lehmig bis sandig.

Kiesgrube Dünnhüttli, oberhalb *Leuzigen* (602,325/224,15). Der Aufschluß liegt bei 545 m. Er besteht aus Plateauschottern von ungefähr gleicher Zusammensetzung wie in der Grube oberhalb Ichertswil. In diesem Aufschluß fällt das stark gepreßte, quarzitische Geröll auf; es ist für die Nagelfluh bezeichnend. Typische Bestandteile sind Radiolarite und rote Granite. Die Schotter sind stark geschichtet und etwas geneigt; über den Schottern liegt keine Grundmoräne Würm 1. Diese war sicherlich einmal vorhanden, wurde aber nachträglich beseitigt.

Aufschluß am Schwabsberg, oberhalb *Arch* (599,45/223,25). Die obere Grenze der Schotter beträgt 540 m. Es sind Plateauschotter mit vielen hellen, weißen Quarziten und Sandsteinen. Sie sind wieder von der gleichen Zusammensetzung wie in den Kiesgruben oberhalb Ichertswil und Leuzigen und dann von einer etwa 4 m mächtigen Grundmoräne Würm 1 überdeckt.

In der Oberflächengestalt der Landschaft von Solothurn treten die Plateauschotter nicht stark als eigene, selbständige Reliefform in die Erscheinung. Wie die Kiesgruben oberhalb Leuzigen (Dünnhüttli) und Arch (Schwabsberg) zeigen, gehen sie nach E. Baumberger, der es

zuerst dargetan hat, über die nördlichen Abhänge des Bucheggberges hinunter (12). Es bestand also vor der Ablagerung der Schotter bereits eine Durchtalung. Auf dem Bucheggberg liegen die Schotter der Molasse als Schotterdecke auf. Sie folgen dabei den Wellungen und Falten dieser Oberfläche und geben so das Relief der unter ihr liegenden Molasse wieder. Einzig im Gebiet, das auf halber Höhe des Bucheggberges südlich Nennigkofen, Leuzigen und Arch liegt, gibt es Terrassenformen. Die Plateauschotter liegen auch hier der Molasse auf, bilden aber einige terrassenartige Verebnungen, z. B. die Gebiete von Kohlrüti (530 m), Ägelmoos (550 m), Sandacker (550 m), Oberbergfeld (540 m) und Stöckern (535 m). Diese Verebnungen haben eine kleine Neigung gegen die Aareebene zu und sind als Erosionsreste erhalten geblieben. Sie sind von den Bächen des Bucheggberges zum Teil etwas modelliert, so daß sie nicht eine zusammenhängende Terrassenstufe bilden. Die terrassenartige Beschaffenheit dieses Gebietes wird jedem deutlich, der auf einem Gang von Lüterkofen über den Bucheggberg nach Leuzigen, bei Sandacker aus dem Walde heraustretend, die erwähnte Fläche vor sich sieht. Die Schotterterrassen endigen gegen die Aareebene in einem mehr oder weniger deutlichen Steilrand (Oberkante südwestlich Nennigkofen bei 480–490 m). Er ist eine Folgeerscheinung des Solothurner Stadiums. Die Gletscherzunge Würm 2 hat sich in die Plateauschotter und in die darunterliegende Molasse eingeschnitten. Dabei kam es zwischen Gletscher und Bucheggberg zur Bildung eines Gletscherrandtales.

2. Schotterterrasse am Jurasüdfuß zwischen Solothurn und Grenchen

Zwischen Solothurn und Grenchen liegt dem Jurafuß eine Schotterterrasse vorgelagert. Auf ihr befinden sich die Ortschaften Langendorf, Oberdorf und Lommiswil. Ihre mittlere Höhe ü. M. beträgt 550–580 m. Gegen die Aareebene zu wird die Terrasse durch einen Steilrand begrenzt, an dessen unterem Ende die Älteren Seelandschotter anschließen. Der Steilrand ist ein Rest des ehemaligen Gletscherrandtales, das während des Solothurner Stadiums von den Schmelzwassern entlang der Gletscherzunge gebildet worden ist. Die Oberkante der Steilstufe liegt bei Bellach auf 520 m und steigt bis Selzach (Kapf) auf 550 m. Gegen Bettlach und Grenchen läßt sie sich nicht mehr so klar verfolgen, da sie hier durch Schuttkegel und Bergstürze teilweise verwischt ist. Die Schotter dieser Terrasse ziehen sich vom oberen Rand des Steilabfalles weg horizontal bis an den Jura hin. Dies konnte anläßlich von Sondierbohrungen festgestellt werden, die in Lommiswil zwecks Bahnbauten vorgenommen wurden. Nach freundlicher Mitteilung von H. Ledermann wurde auf Schotter gleicher Art gestoßen,

wie sie in den Aufschlüssen des südlichen Terrassenrandes vorhanden sind. Die Schotter sind aber auf der ganzen Terrasse nirgends entblößt, sondern überall bedeckt, sei es von der Grundmoräne des Rhonegletschers Würm 1, sei es von Juraschutt. Bergseits liegt ein Streifen Juramaterial, das stark mit Grundmoräne Würm 1 durchsetzt ist.

An verschiedenen Stellen sind die Schotter gut aufgeschlossen. Eine größere Kiesgrube befindet sich im Geißloch nördlich Bellach. Sie enthält neben Aarematerial einen großen Anteil Quarzit, z.T. in großen Blöcken, jedoch kein Rhonematerial. Das vereinzelt festgestellte Grüngestein (Serpentin) stammt von der Grundmoräne, die über den Schottern liegt.

Zwei weitere Aufschlüsse finden sich oberhalb Selzach. Der eine östlich (520 m) und der andere westlich (540 m) vom Becherhubel. Beide zeigen ungefähr die gleiche Schotterzusammensetzung wie die große Kiesgrube im Geißloch. Die Grundmoräne, die über den Schottern gelegen haben muß, ist verschwunden. Zuoberst liegt Juraschutt und hat beim östlich gelegenen Aufschluß eine beträchtliche Mächtigkeit.

Die Schotter dieser Terrasse sind älter als die Älteren Seelandschotter und die Würmeiszeit. Denn sie befinden sich unter der Grundmoräne Würm 1 und tragen in sich eingebettet die Älteren Seelandschotter. Nach Zusammensetzung und Höhenlage könnten es Plateauschotter sein, die ursprünglich mit den Plateauschottern des Bucheggberges zu einer großen, nachher durchtalten Aufschotterung gehörten. Zur Hauptsache bestehen sie nämlich aus Aarematerial mit viel Quarzit und reichen genau wie auf dem Bucheggberg zur Höhe von 530–560 m hinauf. Bilden sie derart die Fortsetzung der Plateauschotter des Bucheggberges gegen den Jura hin, so sind sie keineswegs mit dem ostschweizerischen Deckenschotter gleichzusetzen. Der ebenfalls in die Interglazialzeit Riß-Würm einzuordnende Emmeschuttkegel östlich Attisholz besitzt am Jurafuß nur eine Höhe (Oberkante) von 450 m und ist wohl auch in die Plateauschotter eingeschachtelt.

Die Schotterterrasse nördlich Bellach, Selzach und Bettlach tritt im Relief ziemlich stark hervor. Sie liegt rund 100 m über der Aareebene und hebt sich von dieser durch den genannten Steilrand deutlich ab. Bergseits ist die Terrasse durch einen Streifen aus Juraschutt und Grundmoränenmaterial etwas überhöht. Wegen ihrer günstigen Sonnenexposition ist die Terrasse gut besiedelt; die Ortschaften und Weiler erreichen eine Höhenlage, die sich über derjenigen am Bucheggberg befindet (Foto 7).

3. Terrassenbildung der Emmeschotter

Eine weitere Schotterbildung aus der Periode des Interglazials Riß-Würm (oder der beginnenden Würmeiszeit) hat auf die Gestaltung

des Reliefs im Zungenbecken von Wangen a. A. einen Einfluß ausgeübt: die Schotterterrasse östlich von Attisholz, nördlich Bernerschachen, Hohfuhren und Wangen a. A. Ihr Steilabbruch, «Aarerain» genannt, läßt sich von Attisholz an gegen Osten über Flumenthal und östlich Flumenthal verfolgen bis in das Gebiet des Kleinhölzli, nordöstlich Wangen. Der obere Rand dieser auffallenden Steilstufe liegt im Durchschnitt bei 454 m, die Basis bei 425 m. Die 25–30 m hohe Wand fällt durch ihre regelmäßige Ausbildung sofort auf. Fast 7 km weit hält sie die beiden für den oberen Rand und für die Basis bezeichnenden Höhenlagen genau ein. Schon dieser Umstand dürfte ein Hinweis darauf sein, daß hier eine in waagrechter Richtung arbeitende und Niveaulinien bildende Kraft am Werke gewesen war. Der Steilrand ist nämlich die südliche Begrenzung einer terrassenförmigen, etwas erhöhten Talstufe, die sich gegen Norden bis an den Jurafuß hinzieht und die eigentliche Aareebene um rund 40 m überragt. Die Oberfläche der Stufe mißt in der Breite, zwischen Aarerain und Jurafuß, etwa 1,5 km und in der Länge, von Attisholz bis in die Gegend südlich Oberbipp, beinahe 7 km. Sie ist nicht ganz eben und flach, sondern trägt niedrige, langgezogene Hügel und Buckel als Moränenbildungen und Vorstoßschotter von Würm 1. Die Teile, die nur von der Grundmoräne Würm 1 bedeckt sind, liegen einheitlich bei 460 m. Juraschutt, Bergsturz- und Moränenmaterial bilden den Übergang zwischen Terrasse und Jura. Gerade hier auf diesem Schuttmaterial liegen die Ortschaften Attiswil, Wiedlisbach, Oberbipp und Niederbipp. Auf der eigentlichen Terrassenfläche finden sich jedoch keine Dörfer, sondern nur Weiler und Einzelhöfe.

H. Furrer hat das Schottermaterial der Terrasse eingehend studiert und beschrieben (25, S. 277). Die Schotter wurden von der Emme und wenigstens zeitweise auch von der Aare aufgeschüttet. Dafür zeugen die typischen Emme- und Aarekomponenten. Die Aufschüttung erfolgte auf breiter Ebene vor Herannahen des würmeiszeitlichen Rhonegletschers und war von diesem Herannahen durch einen gewissen Zeitabstand getrennt. Eine Eigenart dieser Emmeschotter besteht darin, daß sie gegen den Jurafuß hin rasch an Mächtigkeit abnehmen. Wie Schachtabteufungen gezeigt haben, besitzen sie stellenweise Deltaschichtungen mit Einschaltung von Sandbänken (25, S. 270). Ein weiterer charakteristischer Zug dieser Schotter zeigt sich darin, daß sie fast lückenlos von der Grundmoräne Würm 1 bedeckt sind oder den bereits erwähnten Vorstoßschottern und Rückzugsmoränen des Rhonegletschers als Unterlage dienen. Die Vorstoßschotter sind in der Gegend südlich Oberbipp in einigen Kiesgruben aufgeschlossen.

Die Schotter der *Kiesgrube* im *Pfaffenhubel* (618,225/233,45) bestehen aus Rhonegletschermaterial: viel kristallines Gestein, wie Ser-

pentin, Amphibolit, Quarzit, Gneis. Die Gerölle sind von unterschiedlicher Größe, und die Schotter zeigen geneigte Schichtung. Der Gletscher war also nahe. Man könnte den ganzen Pfaffenhubel als verrutschten Moränenwall mit kiesiger Moräne bezeichnen.

Die Schotter des *Aufschlusses* im *Hasenrain-Hügel* (618,225/234,00) weisen eine etwas abweichende Zusammensetzung auf. Der ganze Hügel besteht aus Schottern. Die Gerölle enthalten Malmkalke (blaue Kalksteine), Quarzite und etwas Rhonematerial (Serpentin). Darüber liegt keine Moräne.

Zusammenfassend läßt sich über die Terrasse südlich Attiswil, Wiedlisbach und Oberbipp folgendes festhalten. Die Terrasse wird von Emmeschottern gebildet. Auf diesen liegt scharf abgetrennt die Grundmoräne des Rhonegletschers Würm 1. Da und dort ist die Terrasse zudem noch von Moränenwällen und Vorstoßschottern des Wangener Stadiums bedeckt. Die bergseitige Begrenzung ist gekennzeichnet durch einen Streifen Gehängeschutt, der nach seiner Zusammensetzung ein Gemisch von Bachschuttkegel, Bergsturz- und Moränenmaterial darstellt. Die Steilwand des Aarerains besteht auf ihrer ganzen Länge aus Schottern. Ausgenommen westlich Attisholz ist nirgends Molasse anstehend. Streckenweise sind die Schotter des Steilrandes von mächtigen Schlammsandschichten bedeckt. So z. B. die seitlichen Ränder der Kiesgrube Attisholz. In der Grube K. Gugelmann im Bernerschachen sind die Gerölle nagelfluhartig verkittet; die Verkittung geht aber nicht tief. Nach freundlicher Mitteilung von E. Bütikofer findet sich am Steilhang des Kleinhölzli südlich Wiedlisbach nur fester, etwas lehmiger Sand.

Auf Grund dieser Beobachtung steht fest, daß hier, vor Eintreffen des würmeiszeitlichen Rhonegletschers vom Westen her, ein Schuttkegel der Emme im Entstehen begriffen war. Der Anschnitt entstand in spät- oder postglazialer Zeit durch die Aareschlingen, die, gegen den Jura gedrängt, den Fuß der Wand unterspülten.

4. *Bergsturzgebiet nördlich Attiswil, Wiedlisbach und Oberbipp*

Im Gebiet nördlich Attiswil, Wiedlisbach, Oberbipp ist vor der Würmvergletscherung ein Bergsturz erfolgt. Vermutlich ist er zeitlich zwischen Riß und Würm anzusetzen, da die Moränenbildungen Würm 1 unmittelbar auf dem Bergsturzmaterial liegen. Wie allgemein angenommen wird, ist der Bergsturz infolge Unterfahrens durch den Gletscher (Riß) ausgelöst worden. Das eigentliche Ausmaß und die genauen Umrisse des Bergsturzes lassen sich nicht angeben. Nach persönlicher Mitteilung fand schon H. Ledermann, daß der Jurarand von

Günsberg bis Niederbipp ausgebrochen ist und auch die südliche Malmwand fehlt. Auf Bergsturzmaterial stehen die Ortschaften Farnern, Wolfisberg, Rumisberg. Ob die Bergsturzmassen bis zur Linie Attiswil, Wiedlisbach, Oberbipp hinunterreichen, ist nicht sicher, da dieses Gebiet von der Grundmoräne Würm 1 bedeckt ist. Hingegen wurde das ganze Gelände nördlich dieser Linie vom Bergsturz erfaßt. Dies zeigt sich deutlich in der Oberflächengestaltung. Überall treten die horizontal liegenden Ränder der abgebrochenen Kalkschichten zutage. Sie liegen fast wie Treppenstufen übereinander und geben dem Jurafuß nördlich Attiswil, Wiedlisbach, Oberbipp ein stufenartig gegliedertes Aussehen.

Rumisberg soll nach der Sage «Fette Henne» geheißen haben. Wegen des Bergsturzes mußte das Gebiet geräumt werden und erhielt von von da an den Namen «Rumisberg» (= räumen). In der oberen Juragegend wurde durch den Bergsturz der Effingermergel, eine Juraschicht, freigelegt. Ihm verdankt das Gebiet von Wolfisberg und Farnern seine Fruchtbarkeit, da die Effingermergel einen ertragreicheren Boden ergeben als die übrigen Juraschichten (Lehrer Walter, Flumenthal).

b) WÜRMEISZEIT

1. Allgemeines

Während der Würmeiszeit bedeckte der Rhonegletscher den größten Teil des westschweizerischen Mittellandes. Bei seinem Höchststand staute sich der Gletscher an den Hängen der inneren Jurakette. Ein Seitenarm ergoß sich nach Nordosten ins subjurassische Seeland bis Wangen a. A. Die Eismassen reichten am Jura bis zu einer Höhe von 1250 m hinauf. Die Eisoberfläche senkte sich nach Osten, und bei Solothurn stieg das Eis nur noch bis 600–700 m ü. M. Den Mt. Jorat bedeckte eine Eismasse von etwa 350 m Mächtigkeit. Obwohl die Würmvergletscherung nicht an die Größe der früheren, vorletzten Eiszeit heranreichte, hat er doch eine große Bedeutung für die morphologische Gestaltung eines großen Teiles des schweizerischen Mittellandes. Das westschweizerische Mittelland war ganz unter den Eismassen begraben. Zur Zeit der größten Ausdehnung erstreckte sich der Rhonegletscher dem Jura entlang nach Osten bis in die Gegend von Oberbipp–Wangen a. A. Seine südliche Begrenzung wird ungefähr durch die Linie Herzogenbuchsee, Burgdorf, Bern markiert.

J.P. Portmann hat die petrographische Zusammensetzung der Würmmoränen im Seeland untersucht (55, S. 131).

37% kristallines Gestein,
27% alpine Sedimente,
25% Juragerölle,
11% Molassematerial.

Im Folgenden wird dargetan werden, daß es beim würmeiszeitlichen Rhonegletscher ein Stadium von Wangen a.A. (dem Maximalstand entsprechend) und ein Stadium von Solothurn gab. Zur Vereinfachung wird ersteres mit W 1 (= Würm 1), letzteres mit W 2 (= Würm 2) bezeichnet. H. Mollet sagt (47, S. 390), daß F. Nußbaum das zweite Rückzugsstadium nach dem Maximalstand bei Wangen a.A. «Würm 2» nennt. Nach F. Nußbaum wäre also W 2 nur eine Rückzugsphase von W 1. Diese Rückzugsphase müßte jedoch zeitlich noch vor dem Solothurner Stadium liegen, das oben W 2 genannt wurde. Diese Auffassung von F. Nußbaum ist in der Literatur sonst nirgends mehr vertreten. Vielmehr bürgert sich der Gebrauch ein, das Solothurner Stadium mit W 2 zu bezeichnen.

2. *Das Stadium von Wangen a.A.*

Grundmoränengebiet

Die Grundmoräne und ihre Verbreitung wird an den Anfang der Untersuchung gestellt, weil sie am ehesten die räumliche Ausdehnung des Rhonegletschers während des Wangener Stadiums bestimmt. Gegen Norden bildete die Jurakette die von der Natur gegebene Abgrenzung des Gletschers. Er zog sich ihr entlang und markierte durch reichliche Ablagerung von Grundmoränenmaterial und erratischen Blöcken die Höhe, bis zu welcher er den Jura hinanstieg. Seitliche Moränenwälle dagegen sind nicht zahlreich und geben weniger genaue Anhaltspunkte über die Höhe des Eises und das Gefälle des Eisrückens. Mit Hilfe von Grundmoräne und erratischen Blöcken läßt sich der nördliche Gletscherrand lückenlos bis ins Gebiet der Endmoränen verfolgen. Nach den Beobachtungen reichen diese in der Gegend oberhalb Grenchen bis 730–740 m hinauf. Auf Blatt 123 des Siegfriedatlas sind in diesem Gebiet gleich vier erratische Blöcke vermerkt. Die Koordinaten der drei höchst gelegenen sind 597,55/229,1; 597,9/229,5; 599,25/230,00. Die obere Grenze des Gletscherrandes verläuft regelmäßig und langsam sinkend bis gegen Balm bei Günsberg. Hier strich der Gletscher der Balmfluh entlang und hatte eine ungefähre Höhe

von 700 m. Im Waldgebiet über Lommiswil, Oberdorf und Rüttenen reichen die erratischen Blöcke bis zu jener Linie hinauf, bei welcher, durch weniger steile Schutthalden getrennt, der anstehende Jurakalk beginnt. In auffallender Weise fehlen sie oberhalb dieser Linie. Dies berechtigt zur Annahme, daß der Gletscher nicht wesentlich höher hinauf gereicht hat.

Das Becken von Günsberg hatte schon vor der Würmeiszeit bestanden. Die Eismassen von W 1 ergossen sich über dasselbe hinweg, modellierten dessen Boden und gaben ihm das typische Gepräge einer Glaziallandschaft mit langgezogenen runden Buckeln und Höhenrücken. Dies fällt sofort auf, wenn die Gegend von einem erhöhten Punkt aus betrachtet wird. Die nördliche Begrenzung des Gletschers tritt hier auch im Relief deutlich in Erscheinung. Sie folgt der Linie Balmfluh, Säget, Dählen, Glutzenberg, Hirzenmatt, Bann, Halsacker bis zum Punkt 650 nordöstlich Kammersrohr. Dabei sinkt der Gletscherrand von etwa 700 m Höhe bei Balmfluh bis auf Punkt 650 m. In der Umgebung von Günsberg zeugen zwei mächtige erratische Blöcke von der ehemaligen Anwesenheit des Rhonegletschers. Der eine liegt nordwestlich Günsberg (610,175/234,25). Er ist zum größten Teil im Boden vergraben und schaut nur mit der oberen Partie aus dem Gelände heraus. Der andere befindet sich bei Bann, nordöstlich Günsberg (611,25/234,75).

Vom genannten Punkt 650 über Kammersrohr folgt der Gletscher weiterhin dem Jurafuß; er verliert dabei regelmäßig an Höhe, 10 m auf je 400 m horizontaler Distanz, bis er bei Buchli, östlich Oberbipp, nach Süden umbiegt und in der Stirnmoräne des Längwald endigt.

Auch in diesem Abschnitt ist der Gletscherrand deutlich durch eine Serie von erratischen Blöcken aus der Würmeiszeit gekennzeichnet. Die Linie derselben verläuft von Alpfelenhöfe nach Gründen, Bleuerhöfe, nördlich Dettenbühl (Wiedlisbach) und schwenkt in die Mulde nördlich Oberbipp ein. E. Bütikofer hat vor einiger Zeit die Lage dieser erratischen Blöcke aufgenommen und dabei das hier skizzierte Bild bezüglich der nördlichen Begrenzung des Gletschers W 1 erhalten. Früher befanden sich am Südfuß des Jura weit mehr solche erratische Blöcke im Boden der Wiesen und Felder. Die kleineren wurden zumeist entfernt und oft zu Bauzwecken verwendet.

Die südliche Begrenzung des Rhonegletschers zur Zeit seines Maximalstandes befindet sich, wie schon angedeutet, bei Herzogenbuchsee, Burgdorf und in der Umgebung von Bern, wo sich der Aaregletscher an den Rhonegletscher legte. Sie liegt also nicht mehr im Untersuchungsgebiet.

Die Grundmoräne W 1, welche die Solothurner Landschaft lückenlos bedecken sollte, bildet heute keine zusammenhängende Decke

mehr. Zum Teil wurde sie durch Erosionskräfte weggeschafft, zum Teil durch jüngere Ablagerungen überdeckt. Sie findet sich (Karte II) auf den Plateauschottern am Südfuß des Jura (S. 15 ff.), im Gebiet zwischen Jurarand und Kalksporn von Solothurn, im Becken von Günsberg, am Jurafuß nördlich Attiswil, Wiedlisbach und Oberbipp. Sie bedeckt den Kalksporn von Solothurn, auf dem sich heute noch viele erratische Blöcke befinden, wie auch das Gebiet von Weihern, Riedholz und Attisholzwald südöstlich vom Sporn. Sie liegt auch auf der Terrassenbildung der Emmeschotter südlich Attiswil, Wiedlisbach und Oberbipp in einer Höhe von 455–470 m (S. 16). Ebenfalls sind der Bucheggberg, Vorder- und Hinter-Bleichenberg mit Dittiberg und das ganze Gebiet östlich Subingen und Deitingen wie auch südöstlich Wangenried und Wangen a. A. von der Grundmoräne W 1 bedeckt. Die Eintragungen derselben auf Karte II erfolgte für die Umgebung südöstlich Wangen a. A. nach der Geologischen Karte 1:200 000, Blatt 2, Basel–Bern. Oberhalb Solothurn findet das Grundmoränengebiet W 1 seine Begrenzung – wenigstens an der Oberfläche – gegen die Aareebene zu durch die Moränenbildungen des Solothurner Stadiums. Im Aare- und Emmegebiet zwischen Solothurn und Wangen ergaben Bohrungen das Vorhandensein von Grundmoräne W 1 in wechselnder Tiefe unter der Oberfläche; durchschnittlich sind es etwa 10 m (25, S. 277).

Auch dort, wo die Grundmoräne an der Oberfläche erhalten geblieben ist, kann sie stellenweise von alluvialen Bildungen (Gehängeschutt, Schuttkegel, Sandablagerungen, Bergstürze, Murgänge und Moore) bedeckt sein. Von diesen jüngsten Terrainformen wird im Abschnitt über die Alluvial-Morphologie die Rede sein (S. 58).

Die Grundmoräne W 1 zeigt in ihrer Zusammensetzung verschiedene Komponenten. Sie führt vor allem erratische Blöcke. Ferner enthält sie Lehmschichten (vorwiegend braun), lehmigen Sand oder sandigen Lehm und schwere bis mittelschwere Erde. In der Gegend der Endmoräne ist die Grundmoräne auch sandig-kiesig. Von Ort zu Ort kann die Zusammensetzung variieren, indem bald diese, bald jene Komponente vorwiegt. Zum Vergleich seien die Untersuchungen von J. L. Rumeau über die Beschaffenheit der Grundmoräne in der Gegend von Payerne erwähnt (56, S. 82/83). Sie besteht daselbst aus Lehm, der dem der Rißmoräne gleicht. Überall ist Sand vorhanden, und das Gerölle ist deutlich als geritztes Geschiebe erkennbar.

In morphologischer Hinsicht tritt die Grundmoräne W 1 nirgends als selbständige Reliefform in Erscheinung. Sie gestaltet die Landschaft mehr indirekt, indem sie die darunter liegenden Schotter vor Abtragung oder Zersetzung schützte und infolge ihrer Wasserundurchlässigkeit verschiedene Moorbildungen verursachte.

Die Stirnmoräne

Der Rhonegletscher W 1 zeigt keinen zusammenhängenden Endmoränengürtel. Die vorhandenen Ablagerungen gehören zu einzelnen Eiszungen, die ins Vorland vorgedrungen waren. Eine solche gut erhaltene Stirnmoräne liegt im Waldgebiet zwischen Niederbipp und Bannwil. Eine andere, südlich Bannwil, wurde durch die Erosionsarbeit der Önz von dem ihr im Westen zugehörigen Moränengebiet abgetrennt und gehört nicht mehr zum Untersuchungsgebiet.

Die Grenze der Stirnmoräne zwischen Niederbipp und Bannwil läßt sich nicht genau festlegen, da geeignete Aufschlüsse im Terrain fehlen. Fast das ganze Gebiet ist mit Wald bedeckt. Die beiden östlichsten erratischen Blöcke, welche für das Vorhandensein von Moränenmaterial zeugen, befinden sich nach E. Bütikofer bei Graufluh (621/233) und im Heiteren Moos (621,0/232,97) und sind unter Naturschutz gestellt. Im Längwald sind die erratischen Blöcke noch recht zahlreich; nach Osten zu werden sie immer spärlicher, bis sie mit den beiden genannten Findlingen vollständig aufhören. Auf der geologischen Karte von Mühlberg-Niggli (Roggen–Born–Boowald, 1911) sind im nordöstlichen Teil des Längwaldes zwei kleine Parzellen mit Rißmoränen vermerkt. Vermutlich gehören aber beide noch zur Würmmoräne; sie befinden sich ja ganz im Bereiche der Stirnmoräne vom Wangener Stadium. Auch für das Gebiet Rüttihof (622,45/233,55) gibt die Karte Rißmoräne an. Es ist aber kaum anzunehmen, daß die Stirnmoräne W 1 über Rüttihof vorgedrungen ist, denn sein höchster Punkt liegt bei 502 m, also höher als das westwärts gelegene Endmoränengebiet. Zudem ist die schon erwähnte Stirnmoräne südlich Bannwil nach Mühlberg–Niggli nicht weiter nach Osten vorgestoßen. Reliefform und Höhenlinien legen es nahe, daß die Ostgrenze der Stirnmoräne südlich Niederbipp verläuft, ungefähr entlang der Straße und Eisenbahnlinie Niederbipp–Bannwil.

Im Norden hebt sich der Endmoränengürtel durch die mehr oder weniger steile Böschung deutlich von der Oberen Niederterrasse ab. Dabei liegt die Endmoräne rund 10 m höher als die Obere Niederterrasse. Die Trennungsstufe beginnt an der Eisenbahnlinie Niederbipp–Wangen a. A. in der Nähe des Zingghofes und setzt sich in östlicher Richtung über Weidrain (476 m) bis in die Gegend von Holzacker fort. Hier biegt sie nach Südosten um, hat von da an einen ziemlich gewundenen Verlauf und schließt nahe Ziegelhütte ans Waldgebiet an. Das abschließende Umwenden nach Südosten trifft in auffallender Weise mit der Randzone der Stirnmoräne zusammen. Im eben geschilderten Sektor, südlich Niederbipp, liegen sehr typische

Verhältnisse vor, die über das Nebeneinander und Zusammenspiel von Stirnmoräne und Oberer Niederterrasse guten Aufschluß geben. Letztere wurde, von der Stirnmoräne weg nach außen, durch die Schmelzwasser des Gletschers als Schotterfeld aufgeschüttet. Ihre mittlere Höhe beträgt hier 460 m. In der Kontaktzone mit der Moräne sind es etwa 468 m. Der obere Rand der Stirnmoräne und das an diese gegen Süden anschließende Gebiet liegen bei 475–480 m. Das Gebiet der Endmoräne könnte mit einem kleinen, gegen die Mitte zu ansteigenden Hochplateau verglichen werden, das noch drei größere Stirnmoränenwälle von 503, 504 bzw. 514 m trägt. Der am höchsten gelegene Wall befindet sich im «Verbrennten Bann» und die beiden anderen östlich davon im eigentlichen Längwald.

Die südliche Begrenzung der Stirnmoräne, besonders dem Steilrand nördlich Walliswil–Bipp entlang, wurde von der Aare geschaffen. Die übereinanderliegenden Erosionsränder sind gut erkennbar. Nordwestlich Bannwil findet sich wiederum, der Stirnmoräne vorgelagert, ein Stück der Oberen Niederterrasse. Unmittelbar bei der Berührungslinie beider beträgt die Höhe etwa 468 m, sinkt dann aber gegen die Aare auf 440 m hinunter. Zum Gebiet der Stirnmoräne gehört auch das im Westen vom Längwald gelegene Kleinhölzli.

Beim langsam erfolgten Rückzug von seinem Maximalstand markierte der Gletscher die einzelnen Etappen mit Moränenwällen. Der Rückzug mag so erfolgt sein, daß der Gletscher etwas zurückging und dann wieder eine kurze Strecke vorstieß. Die langgezogenen, zum Teil unregelmäßigen Formen gewisser Rückzugsmoränen, besonders südlich Attiswil, und das Durcheinander von Kies, Sand und Lehm innerhalb desselben Moränenzuges legen diese Art des Rückzuges nahe.

Wie aus Karte II ersichtlich ist, gibt es folgende Rückzugsmoränen vom Wangener Stadium: Krähenbühl, Lerchen, Einisbühl-Inner–Steinacker-Birchlen als einheitlicher Moränenzug, Galgenholz, Loholz, Rütifeld bis Bomen mit Hohbühl als höchstem Punkt, Scharlen und Bannli. H. Ledermann weist fünf weitere Moränenwälle (Weiherrain, Bauherrenwäldli, Wall im Attisholzwald, Spießacker und Brestenberg) einem eigenen Stadium, dem Brestenbergstadium, zu. Doch hierüber wird später die Rede sein (S. 26). Im Gebiet südlich Oberbipp–Niederbipp, zwischen der Endmoräne und den Rückzugsstadien gelegen, finden sich noch kleine, rundliche Moränenbildungen: Tellenhubel, Hasenrain, Pfaffenhubel und Gürbelrain.

Von den genannten Stirn- und Rückzugsmoränen werden einige auch von F. Nußbaum erwähnt (53, S. 26/27). Hingegen dürfen «Allmend» (südlich Wiedlisbach) wie auch «Auf der Höhe» und «Neuhüsli» bei Flumenthal wohl nicht als Moränenwälle angesprochen werden, wie F. Nußbaum möchte; sie treten auch nicht als Wälle in Erschei-

nung. Besonders die Stellen bei Flumenthal sind entweder fast völlig eben oder doch nur ganz wenig aufgewölbt.

Seitenmoränen

Unter Seitenmoränen werden jene randlichen Ablagerungen des Gletschers verstanden, die sich in Form von länglichen Hügelzügen zu beiden Seiten der ehemaligen Gletscherzunge vorfinden. Es sind Wallmoränen, länger als breit und ziemlich symmetrisch in der Ausbildung. Die Ausmaße (Länge, Höhe und Mächtigkeit) können variieren je nach Umfang des im Gletscher mitgeführten Moränenmaterials und je nach den topographischen und klimatischen Bedingungen. Oft finden sich die Seitenmoränen schön geordnet in einer Reihe, eine hinter der anderen; sie markieren auf diese Weise die ehemalige seitliche Begrenzung des Gletschers. Beginnt sich der Gletscher durch Abschmelzen seiner Zunge zurückzuziehen, so können die einzelnen Stadien seines Rückzuges bzw. Schmälerwerdens durch parallel nebeneinanderliegende Seitenmoränenlinien gekennzeichnet sein.

Die Seitenmoränen des Wangener Stadiums (Karte II) finden sich dem Jurasüdfuß entlang. Hier sind nur die Moränen des nördlichen Gletscherrandes zu nennen. Diejenigen, welche den Südrand säumten, liegen in der Gegend von Herzogenbuchsee und Burgdorf, also außerhalb des Untersuchungsgebietes. Zur Verfolgung der Seitenmoränen W 1 empfiehlt es sich, von der Stirnmoräne weg nach Westen zu gehen.

Die erste Seitenmoräne liegt zwischen Oberbipp und Wiedlisbach, in der Gegend von Gerzmatt und Breitholz. Der Wall ist ein länglicher Hügel, der sich nicht besonders hoch über die Umgebung erhebt und ganz aus Moränenmaterial besteht. Der Kamm der Seitenmoräne liegt bei 500 m. Die Gesamtlänge der Moräne beträgt rund 800 m.

Zwei weitere Seitenmoränen finden sich zwischen Wiedlisbach und Attiswil in 540 m bzw. 590 m Höhe und haben eine Länge von 150 m bzw. 400 m. Sie liegen östlich von Dettenbühl (Wiedlisbach) und erreichen größere Höhen als die erstgenannte Moräne. Die kleinere liegt im Eichholzwald selbst (540 m), etwas verborgen und mit vielen erratischen Blöcken. Die größere, im «Oberen Burch» (590 m), ist durch den mehr als zimmergroßen erratischen Block, im Volksmund «Berner Stein» genannt, bemerkenswert. Von kleineren erratischen Blökken gibt es eine ganze Reihe.

Die nächsten drei Wallmoränen werden im Gebiet von Oberdorf und Lommiswil angetroffen. Sie sind gut bekannt. «Höhefeld», zwischen Wiedlisbach und Oberdorf gelegen (Foto 1/2), hat die typisch ausgeprägte Form einer Seitenmoräne: ein langgezogener Hügel mit höchstem Punkt bei 586 m. «Oberfeld», westlich Oberdorf, ist nur

halb so lang (1 km) und hat 610 m Höhe ü. M. «Hubelwäldli», östlich Lommiswil, erreicht eine Kammhöhe von 614 m und ist breiter als die beiden zuerstgenannten Moränen. Es fällt auf, wie diese drei Seitenmoränen von Oberdorf und Lommiswil noch sehr gut erhalten sind. Sie heben sich sehr deutlich im Terrain ab. Bei Langendorf gibt es noch zwei andere Moränenbildungen; ihre Deutung steht aber nicht fest. Es sind ganz flache, rundliche Buckel. Der eine, etwas größer, liegt zwischen Langendorf und Brüggmoos und erreicht 531 m. Beim Pflügen erwies er sich als ganz bespickt mit großen erratischen Blökken (die an der Oberfläche liegenden sind entfernt worden). Der kleinere Buckel schließt sich südlich an und reicht bis gegen 510 m hinauf. Es ist nicht entschieden, ob es sich hierbei um Wallmoränen oder Rückzugsmoränen handelt, oder ob beide irgendwie mit den Moränen des sogenannten Brestenbergstadiums in Zusammenhang stehen (dann wären sie deren geradlinige Fortsetzung gegen Westen; allerdings liegt der Solothurner Kalksporn mit einer Höhe von 560 m als trennende Barriere dazwischen). Ist eine eindeutige Lösung vorderhand kaum möglich, so steht doch sicher fest, daß die Wälle – nach ihrer Lage zu schließen – nicht zum Solothurner Stadium gehören.

Die hier erwähnten Seitenmoränen sind die einzigen Moränenwälle des Wangener Stadiums, die sich in der Gegend zwischen Oberbipp und Grenchen am Jurafuß vorfinden. Außer ihnen gibt es keine anderen aus der gleichen Gletscherperiode. Die Seitenmoränen des Solothurnerstadiums liegen südlich von ihnen und etwas tiefer. Von diesen wird später die Rede sein (S. 38). Eingehende Beobachtungen im Terrain führten zur Überzeugung, daß alle Angaben über das Vorkommen weiterer Moränenwälle, soweit diese innerhalb des Untersuchungsgebietes liegen sollen, kaum haltbar sind. Dabei wurde grundsätzlich als Moränenwall nur ein Gebilde angesprochen, das sich im Relief deutlich als Hügel abhebt, sei es Stirnmoräne, Seitenmoräne oder Drumlin. Auffallenderweise enthalten die Geologischen Karten der Schweiz 1:100 000 und 1:200 000 reichliche Eintragungen von Moränenwällen, die im soeben definierten Sinn gar nicht vorhanden sind. Auch F. Nußbaum (53, S. 23/24) nennt und zeichnet neben den oben erwähnten Wällen noch eine ganze Reihe anderer Seitenmoränen, die aber im Terrain nirgends in die Erscheinung treten. Die von ihm genannten zwei oberen Moränenreihen müßten zum Stadium von Wangen a. A. und die beiden unteren zu einem Rückzugsstadium des Rhonegletschers gerechnet werden. Diese Zuteilung läßt sich aber nicht aufrecht erhalten, da die Moränenwälle fehlen. Bei F. Antenen (9, S. 58/59) finden sich ebenfalls einige Angaben über Moränenwälle, die im Relief gar nicht zutage treten: Kapf (Selzach) 564 m besteht nur aus Schottern (S. 15), die von Juraschutt überdeckt sind; von Moräne (Seitenmoräne) keine erkennbare Spur. Ein Stück der

Schotterterrasse wurde durch Bacherosion abgetrennt und nachher als Moränenwall gedeutet. Auch Großzelg (Bellach) 555 m und Bannholz (Bellach) 538 m sind keine Moränenwälle. Bei anderen Angaben ist nicht klar verständlich, was gemeint ist.

Hier sind noch einige Moränenbildungen zu erwähnen, die im Relief stark hervortreten, aber weder zu den eigentlichen Stirn- noch zu den typischen Seitenmoränen zählen. Im Gebiete südlich Wangen a. A. finden sich drei moränenartige Erhebungen (Gemsbergwald 508 m, Knubel 592 m und der Hügelzug südöstlich Wangenried), die entweder noch zur Stirnmoräne des Wangener Stadiums oder vielleicht schon zur beginnenden Rückzugsphase gehören.

Südlich Solothurn, in der Nähe des Gisihübeli, findet sich das Taubenmösli (468 m). Es besteht aus Moränenmaterial und bietet das typische Bild einer Seitenmoräne, steht aber ganz isoliert da, ohne Zusammenhang mit ähnlichen Bildungen W 1. Ledermann vermutet, daß der Hügel noch zum Brestenbergstadium gehöre.

Zwischen Subingen und Inkwil gibt es eine Reihe drumlinartiger Hügel, deren Zahl gegen Süden ebenfalls zunimmt.

In der Zone von Oberdorf, Rüttenen und Balm bei Günsberg ist eine fast terrassenförmige Vorstufe zum Jura («Vorberg»). Es handelt sich dabei um eine Anhäufung von Moränenmaterial und Gehängeschutt, die vom Rhonegletscher etwas modelliert worden ist. Doch gibt es keine Moränenwälle, und die Ablagerung als Ganzes ist nicht als Seitenmoräne anzusprechen, trotz den Darlegungen in früheren Publikationen.

Eine ähnliche Erscheinung zeigt sich beim Kalksporn von Solothurn. Beinahe um den ganzen Sporn herum ist, gewissermaßen als äußere Zone, formloses Grundmoränenmaterial angelagert. Aber irgendwelche typische Wallmoränenbildungen lassen sich nicht erkennen. Dagegen sind die Stirnmoränen der Rückzugsphase W 1 diesem Material als besondere Bildungen aufgesetzt (Bännli und Scharlen). Sowohl diese Rückzugsmoränen als auch die Seitenmoränen von Oberdorf, die sich in unmittelbarer Nähe befinden, zeigen durch ihre typisch ausgeprägte Gestalt, daß das Material um den Kalksporn nicht als Seitenmoräne angesprochen werden kann, sondern zur formlosen Grundmoräne gehört. Der Kalksporn trägt jedoch auf seinem Rücken zahlreiche erratische Blöcke.

Brestenbergstadium

Im Gebiet zwischen Feldbrunnen und Riedholz fallen einige Moränenbildungen durch ihre Anordnung und ihre frischen Formen auf. Wie Karte II zeigt, liegen sie in zwei Reihen hintereinander. Die vordere, nördlich gelegene Gruppe besteht aus drei kleineren Moränen-

wällen, die das Aussehen von Seitenmoränen oder Drumlins haben. Ihre Längsachse weist zum Teil nach Osten, zum Teil nach Nordosten, also in Richtung zur Endmoräne von Wangen hin. Zu diesen drei Moränenwällen gehören: Weiherrain, Bauherrenwäldli und ein Moränenbuckel im Attisholzwald. Rückwärts, nach Süden, folgen zwei größere Moränenzüge. Sie sind ziemlich höher und größer als die drei erstgenannten. Es sind die Moränen Brestenberg (488 m) und Spießacker (491 m). Der Wall Brestenberg verläuft in SW–NE-Richtung, ähnlich wie die beiden vor ihm liegenden kleineren Moränen. «Spießacker» ist dagegen anders orientiert. Die Längsachse weist nach Osten und biegt südöstlich gegen den Brestenberg um.

Wegen der allgemeinen Anlage und Orientierung dieser fünf Moränenwälle faßt sie H. Ledermann (mündliche Angabe) als eigenes Stadium (Brestenbergstadium) auf. Die Geschlossenheit der Wälle und ihre Orientierung scheint anzudeuten, daß sie zu einem ehemaligen Moränenkranz gehörten, von dem jetzt der größere, südliche Teil fehlt. Ein Rest davon wäre das Taubenmösli im Süden von Solothurn (S. 26). Für die Annahme eines «Brestenbergstadiums» sprechen auch die südwestlich davon gelegenen Lehm- und Sandrelikte bei Vögelishof (Feldbrunnen), 440–450 m, und das durch Sondierbohrungen nachgewiesene Vorkommen von blauem, graublauem und gelblichem Lehm 120 bzw. 40 m südlich der Aare.

Ob es sich in Wirklichkeit um eine Rückzugsphase des Wangener Stadiums oder um einen Maximalstand des Solothurner Stadiums oder tatsächlich um ein eigenes, selbständiges Gletscherstadium handelt, dafür sind nach H. Ledermann noch zu wenig Beweise vorhanden.

Nach dem jetzigen Stand der Untersuchungen dürfte es sich bei den Moränen von Brestenberg am ehesten um eine stärker betonte Rückzugsphase des Wangener Stadiums handeln. Eine Zugehörigkeit zum Solothurner Stadium kommt wohl weniger oder überhaupt nicht in Frage. Denn, wie sich später noch zeigen wird, bilden die glazialen Formen von W 2 ein in sich geschlossenes Ganzes. Zudem, und dies ist charakteristisch für W 2, stieg der Gletscher im Gebiet von Grenchen bis Solothurn nirgends über die ihn umgebenden, heute unsichtbaren Molassewände hinauf. Bei Brestenberg liegen die Moränen – es würde sich dabei um Stirnmoränen handeln – der Molasse in beträchtlicher Höhe (Basislinie bei 440 m) auf. Die Gletscherzunge W 2 aber senkte sich regelmäßig gegen das Gebiet ihrer Stirnmoräne bei Solothurn. Dieses regelmäßige Absinken läßt sich auch an den zugehörigen Seitenmoränen klar verfolgen, die zielstrebig auf ihre Stirnmoräne (460–470 m Kammhöhe) hinweisen. Brestenberg dagegen liegt bei 491 m (Kammhöhe von Spießacker). Wären die Moränen von Brestenberg ein Maximalstand von W 2, so würden nach Westen zu die entsprechenden Seitenmoränen, die nach Anordnung und Höhenlage mit der

Stirnmoräne korrespondieren, gänzlich fehlen – ebenso eine vorgelagerte fluvioglaziale Niederterrasse.

Das Brestenbergstadium gehört der Zeit an, als der Rhonegletscher bis Wangen und Bannwil reichte. Dafür sprechen mehrere Gründe. Die Brestenbergmoränen halten sich an die gleichen Höhenlagen wie die Rückzugsmoränen südlich Attiswil. Der Erosionsrand des Aarerains, der sich bis westlich Attisholz fortsetzt, ist durch die gleiche Erosionskraft geschaffen worden, die auch den heute fehlenden Moränenkranz des Brestenbergstadiums wegerodiert hat. Daher fällt die Entstehung der Moränenbildung zwischen Feldbrunnen und Riedholz zum mindesten irgendwie mit dem Wangener Stadium zusammen.

Die Obere Niederterrasse

Die Obere Niederterrasse wird von den Schotterfeldern gebildet, die sich vor den W 1-Stirnmoränen ostwärts ausbreiten. Sie wird auch «Niederterrasse im eigentlichen Sinne» genannt, weil es sich dabei um die Schotterebenen handelt, die außerhalb der Endmoränen des Maximalstandes des würmeiszeitlichen Rhonegletschers liegen. Auffallend ist die sehr beträchtliche Höhenlage mit etwa 50 m über der Aare.

Über die Entstehung schreibt F. Nußbaum (53, S. 5 ff.): «In durchaus entsprechender Weise zeigten der deutsche Forscher E. Brückner 1886 und im Jahre 1891 der Neuenburger Geologe Léon de Pasquier, daß sich auch unterhalb der Endmoränen des Rhonegletschers, bei Wangen a. A., weite, von den damaligen Schmelzbächen abgelagerte Schotterfelder ausdehnen, von denen das eine sich talabwärts dem Jurafuß entlang zieht und dort von der Dünnern durchflossen wird, während das andere dem Laufe der Aare folgt, die sich hier 20–30 m tief in jene während der letzten Eiszeit entstandenen Schottermassen eingeschnitten hat. Auf diese Weise haben sich zu beiden Seiten der Aare Terrassen gebildet, die man auch deshalb als Niederterrassen bezeichnet hat, weil sich weiter talabwärts noch eine 40–50 m höhere Terrasse, die sogenannte Hochterrasse, einstellt, namentlich in der Gegend von Aarau, Brugg, Turgi, Klingnau.»

Die Höhe der Oberen Niederterrasse variiert etwas. Das Schotterfeld, das sich dem Jurafuß entlang hinzieht, hat in der Gegend südlich Niederbipp eine mittlere Höhe von 460 m. Je nach der Lage der Endmoränen, von denen diese Schotterterrassen ihren Ausgang nahmen, liegen sie etwas höher oder tiefer. Sie erstrecken sich ziemlich weit ostwärts, bis in die Gegend von Olten. F. Nußbaum erwähnt des Näheren drei solche Terrassen: Die Önztalterrasse (456–443 m), die Niederterrasse von Bannwil (444–425 m) und die Niederterrasse von Aarwangen–Aarburg, 10–17 m über der Aare liegend (53, S. 29/30). Diese tieferen Niveaus stehen wohl in Zusammenhang mit dem Niveau der

Unteren Niederterrasse, die zum Stadium von Solothurn gehört. Es geht jedoch über den Rahmen dieser Arbeit hinaus, näher auf die erwähnten Terrassenbildungen einzutreten.

Die Schotter der Oberen Niederterrasse bestehen in erster Linie aus Rhonematerial. Charakteristisch für sie ist die Anwesenheit von eingelagerten großen Blöcken, die auf die Nähe des Gletschers hinweisen. Ihrer Entstehung nach gehören sie zur Periode der größten Ausdehnung des würmeiszeitlichen Rhonegletschers, als dessen Stirnmoräne über Wangen a. A. hinaus bis in die Gegend von Bannwil reichte.

Andere Schotterbildungen

Dem westlichen Molasserand des Deitinger Waldes ist auf eine kurze Strecke eine Schotterbank vorgelagert, die sich vom Oberen Oliberg bis Eimatt, südlich Deitingen, hinzieht (Karte II). Ihre Höhe beträgt 440 m. Der Aufschluß am Oberen Oliberg (614,25/229,625) und die östlich gelegene Grube (614,75/230,00), die sich in der Schotterbildung befinden, zeigen Rhonematerial. Vermutlich handelt es sich hier um eine Bildung des Rhonegletschers aus der Zeit, als dieser von seinem Maximalstand bei Bannwil zurückwich. Die Schotterbank bildet im Relief eine Zwischenstufe zwischen der Unteren Niederterrasse westlich Deitingen und dem nach Osten anschließenden Molassegebiet des Deitinger Waldes. Sie ist nicht groß, etwa 2 km lang und 400 m breit; sie hebt sich aber doch recht deutlich ab, sowohl von der Unteren Niederterrasse als auch von der Molasse des Deitinger Waldes.

Abflussrinne des Rhonegletschers im Wangener Stadium

Eine sehr markante und eigenartige Bildung stellt die ehemalige Abflußrinne von Schmelzwassern des Rhonegletschers im Gebiet von Ober- und Niederbipp dar. Die Rinne beginnt östlich Oberbipp, setzt sich südlich Dorf Niederbipp fort und verliert sich bald darauf in der Oberen Niederterrasse. Ihre Gesamtlänge beträgt etwa 4 km. Im östlichen Teil ist die Rinne ziemlich schmal (rund 100 m breit); sie weitet sich jedoch stetig bis auf 400 m Breite. Dort, wo sich die Rinne in der Oberen Niederterrasse verliert, biegen ihre seitlichen Ränder deutlich schallbecherförmig nach außen um. In der nördlichen Uferböschung liegt eine Kiesgrube (620,1/235,65), die aber heute aufgelassen ist. Sie zeigt das Geröll der Oberen Niederterrasse und enthält kein Juramaterial. Es handelt sich also nicht um einen Schuttkegel der Jurabäche, z. B. der Anteren. Die Geröllgrößen sind sehr verschieden. Daß es

sich um eine Abflußrinne handelt, zeigt auch das Vorhandensein eines Baches, der noch heute in der Mitte der Rinne dahinfließt. Die Vermutung liegt nahe, daß ein Gletscherrandtal vorliegt. Eine Abflußrinne für Juragewässer wäre wohl auf weitere Erstreckung hin zu verfolgen, und die Schotter müßten Juramaterial führen.

Der Glazialsee von Wangen a. A.

Verschiedene Anzeichen deuten darauf hin, daß sich unmittelbar beim Rückzug des würmeiszeitlichen Rhonegletschers vom Gletscherende bei Wangen a. A. weg ein See bildete, der durch die Stirnmoräne W 1 gestaut wurde. Dieser See ist nicht identisch mit dem spät- oder postglazialen Solothurner See.

Die *Kiesgrube* am Oberen Oliberg bei *Deitingen* (614,25/229,625) zeigt in ihrer ganzen Höhe Deltaschichtung. Das betreffende Material wurde somit unter stehendem Wasser abgelagert. Es besteht aus Rhonegeschiebe und ist von keiner Moräne überdeckt. Die etappenweise Entleerung des ehemaligen Sees ist gekennzeichnet durch untereinanderliegende Seeterrassen, die südlich und östlich des Aufschlusses noch sichtbar sind. Die Oberkante der Kiesgrube liegt bei 447 m ü. M. (Foto 3).

600 m nordöstlich von dieser Kiesgrube findet sich eine weitere mit dem Namen «Biel» (614,75/230,00). Sie liegt nahe der Straße Deitingen–Wangen a. A. Die Deltaschichtung ist auch hier trotz Verschüttung erkennbar. Die Kiesschichten fallen nach Südosten. Vorwiegend Rhonematerial, aus Kies und Sand bestehend. Der Sand ist umgelagerter Molassesand und wurde wohl einst als Uferschlamm abgesetzt. Zwischen den Schottern liegen zahlreiche tonig-lehmige Sandbänke. Der Gletscher muß sehr nahe gewesen sein, weil sich im Kies mittelgroße, eckige Blöcke befinden. Auch hier sind die Schotter von keiner Grundmoräne überdeckt. Der obere Rand des Aufschlusses liegt bei 445–450 m und weist auf ein Seeniveau von etwa 450 m hin.

An verschiedenen Stellen der Unteren Niederterrasse findet sich brauner oder blauer Ton.

Bei Drainagearbeiten in der Gemeinde Deitingen wurde in einer Tiefe von etwa 1 m auf eine dünne Schicht blauen Tons gestoßen.

In Luterbach gibt es im «Affolter Wald» ebenfalls Lager blauen Tons. Die horizontale Ausdehnung deckt sich ungefähr mit derjenigen des Waldbodens (433–438 m).

Über das Tonvorkommen in der Gemeinde Derendingen liegen zwei Mitteilungen vor. «Als Lehmlager werden seit 1863 die 2 m dicken Schlemmlehmlager in der Derendinger Heidenegg ausgebeutet und daraus jährlich drei Millionen Ziegel und Backsteine hergestellt»(V. Kaufmann).

Von der Einwohnergemeinde Biberist erfuhr ich: «...Abgesehen von einigen Kiesgebieten ist der Untergrund ziemlich gleichförmig. Es folgen sich von oben nach unten: 0,3–1 m Humusschichten; 1 m tonig-sandiger Lehm, meistens undurchlässig; darunter sandige und lehmige Kiese, oft Kies.»

Vorkommen von blauem Ton wurde auch für das Gebiet östlich und südöstlich der Stadt Solothurn festgestellt. Es handelt sich dabei um die Tiefbohrung 1950 für die Wasserversorgung Solothurn und um eine Bohrung, die in der Aarematte vorgenommen wurde.

Der tiefergelegene Teil des Dorfes Flumenthal steht auf der Unteren Niederterrasse. Unter der Oberfläche besteht diese vielfach aus Schichten von braunem Lehm, die drei bis fünf Meter dick sein können (Lehrer Walter, Flumenthal).

Nach den Ausführungen von H. Furrer (25, S. 275) sind bei den Sondierbohrungen für das Kraftwerkprojekt Luterbach, 1946–47, postglaziale Sandlager angefahren worden. Letztere befinden sich in einer Tiefe von 10–20 m unter der Oberfläche. Heute sind sie von den alluvialen Ablagerungen der Emme überdeckt. Als «postglazial» bezeichnet sie H. Furrer, weil sie meistens unmittelbar über der Grundmoräne W 1 liegen, welche die letzte eiszeitliche Gletscherbildung in diesem Gebiet ist. Die Sande sind wohl als Ablagerungen im Glazialsee von Wangen a.A. zu denken, bevor sich dessen Wasser bei Walliswil-Bipp einen Ausgang aus dem See geschaffen hatten.

Das Gebiet der heutigen alluvialen Aareebene zwischen Attisholz und Wangen a. A. zeigt gegenüber dem der Unteren Niederterrasse eine auffallend stark veränderte Bodenbeschaffenheit. Die Aareebene Schachen, Berner Schachen, Hohfuhren und Wangen a. A. umfassend, liegt tiefer als die Untere Niederterrasse und hat eine mittlere Höhe von 426 m ü. M. Die Aare und die Emme haben sich hier in die Untere Niederterrasse und in die darunter liegenden Emmeschotter eingegraben. Durch ihre Erosionsarbeit haben sie die lehmigen Ablagerungen des Sees von Wangen a. A. wegtransportiert, so daß bis auf wenige Reste hier nirgends mehr auf Tonvorkommen gestoßen wird. Über und in die Ablagerungen des Wangener Sees wurden ein rezenter Emmeschuttkegel und während des Solothurner Stadiums die Untere Niederterrasse aufgeschüttet. Dieser Umstand mag erklären, warum die ehemaligen Lehm- und Sandlager nicht mehr in regelmäßig geordneten, horizontalen Schichten vorkommen, und die Schotter der Ebene östlich Solothurn stellenweise mit Lehm (Ton) durchmischt sind.

Die Spiegelhöhe des Glazialsees von Wangen a. A. betrug rund 450 m. Sie mag ursprünglich etwas höher gewesen sein. Denn die Stirnmoränen bei Walliswil–Bipp, durch die sich die Wasser erst einen Abfluß schaffen mußten, liegen höher. Doch gibt es im Terrain keinen

Anhaltspunkt, der ein anfänglich höheres Niveau erforderte. Es besteht auch die Möglichkeit, daß die Bedingungen für Zu- und Abfluß an weiter südlich gelegenen Stellen den Seespiegel nie über 450 m steigen ließen. Für diese Spiegelhöhe von 450 m sprechen vor allem die Höhe der Deltaschichtung in den Aufschlüssen bei Deitingen mit etwa 447 m ü. M. und der obere Rand des Aarerains östlich Flumenthal. Da dieser Rand konstant bei 450 m liegt und die Wasser der Aare und der Emme bis auf diese Höhe ihren Schlammsand ablagerten, ohne daß über dieser Grenze irgendwie Seeablagerungen zu finden sind, muß der Seespiegel auch diese Höhe erreicht, jedoch nicht überschritten haben. Die allmähliche Entleerung des Sees wird heute noch angedeutet durch untereinanderliegende Terrassen. Erkennbar sind diese in der Bucht südlich des Oberen Oliberges (Deitingen) und lassen sich auf gleicher Höhe zwischen Deitingen und Wangenried weiterverfolgen. Die einzelnen Phasen beim Abfließen des Sees sind auch nördlich Walliswil-Bipp in Form von übereinanderliegenden Erosionsrändern feststellbar.

Der Glazialsee von Wangen a. A. erstreckte sich im Süden von Deitingen über Wangenried, Wangen a. A. bis zu den Stirnmoränen von Walliswil–Bipp. Im Norden von Walliswil–Bipp verlief die Grenze ungefähr parallel zum heutigen Aarerain bis gegen Solothurn hinauf. Der Aarerain selber ist nach dem Ausfließen des Sees von Wangen durch Hin- und Herpendeln der Aare in Zusammenarbeit mit der Emme geschaffen worden und deckt sich daher nicht mehr mit dem Nordufer des ehemaligen Sees. Welches die Ausdehnung des Sees nach Süden gewesen ist, konnte nicht festgestellt werden. Gegen Westen wird der See dem sich zurückziehenden Rhonegletscher gefolgt sein, indem er eine Art Gletscherrandsee nach dem Typ des gut bekannten Märjelensees bildete.

Der Glazialsee von Wangen a. A. verschwand wahrscheinlich, als sich seine Wasser in die Stirnmoränen bei Walliswil–Bipp eingeschnitten hatten.

Zeitlich ist der See unmittelbar nach dem Maximalstand des Wangener, aber vor dem Solothurner Stadium des Rhonegletschers anzusetzen. Für diese Datierung sprechen mehrere Gründe. Nach allgemeinen Feststellungen entsteht hinter den Stirnmoränen eines sich zurückziehenden Gletschers sehr leicht ein Stausee. Diese Beobachtung konnte in den meisten von Gletschern verlassenen Zungenbecken gemacht werden. H. Mollet berichtet über mehrere Sondierbohrungen innerhalb der Stadt Solothurn (1923 und 1926). Darnach war die unterste Bildung Grundmoräne. Darüber liegt 8–10 m blauer Seelehm. Auffallenderweise befanden sich in diesem blauen Lehm mehrere erratische Blöcke. Daraus kann geschlossen werden, daß die Lehmbildung vor einem erneuten Gletschervorstoß eingesetzt hatte (53, S. 23).

Über diese Lehmablagerung hin erfolgte nochmals ein Gletschervorstoß. Er hat die erratischen Blöcke bis Solothurn gebracht und entspricht dem W 2-Stadium. Diese erratischen Blöcke zeugen sowohl für die Existenz des Solothurner Stadiums (W 2) wie auch für den Glazialsee von Wangen a. A., der dem W 2-Stadium vorausging.

Bergsturzgebiet Grenchen–Bettlach

Im Gebiet zwischen Grenchen und Bettlach befindet sich, breit hingelagert, Bergsturzmaterial. Der Bergsturz muß durch Unterfahrung der Jurahänge durch den Rhonegletscher ausgelöst worden sein. Seine Schuttmassen stammen vom Gebiet des Bettlacher Berges. Sie stürzten anfänglich durch eine schmale Rinne hinab, verbreiteten sich dann fächerförmig über den Hang zwischen Grenchen und Bettlach und gelangten bis zum heutigen Talboden hinunter (Karte II). Das Material des Bergsturzes besteht ausschließlich aus großen Blökken von Jurakalk.

Der Bergsturz erfolgte wohl in der Zeit zwischen dem Wangener und Solothurner Stadium. Schon seine gut erhaltenen Formen legen nahe, daß er aus jüngster geologischer Zeit stammt. Der obere Teil der Bergsturzmassen, der im Gebiet von W 1 liegt, wird von gar keiner Moränenschicht bedeckt. Unter einer dünnen Humusschicht von ungefähr 30 cm oder weniger zeigen sich die großen Steinblöcke aus Jurakalk und erschweren das Pflügen ganz erheblich. Sie wurden vielmals durch Sprengen beseitigt. Diejenigen Teile des Bergsturzes, die ins Gebiet von W 2 hinunterreichen, sind von Grundmoränenmaterial des Solothurner Stadiums bedeckt. Daraus ergibt sich eindeutig, daß der Bergsturz nach W 1, aber vor W 2 anzusetzen ist.

Morphologisch bewirkte der Bergsturz eine buckelartige, wenn auch flache Aufwölbung des Geländes, die von der Aareebene aus gut erkennbar ist. Sie beträgt im Durchschnitt bloss etwa 20 m. Das Bergsturzgebiet ist heute vom Terrain, das sich nach Osten und Westen anschließt, nicht mehr durch eine scharf markierte Trennungslinie abgegrenzt. Durch die Vegetation sind die Trennungslinien verwischt. Doch kennen die Leute, die das Land bebauen, genau die seitlichen Ränder und die untere Begrenzung des Bergsturzes. Östlich und westlich vom Bergsturz ist das Umpflügen des Bodens viel leichter.

3. Das Stadium von Solothurn

Beweis für das Solothurner Stadium

Daß es im Gebiet des würmeiszeitlichen Rhonegletschers das bereits mehrmals genannte Stadium von Solothurn gegeben hat, ist schon

seit einiger Zeit bekannt. H. Mollet erwähnt es. Doch versteht er darunter nicht ein erneutes Vorrücken des Rhonegletschers bis Solothurn nach einem zeitweiligen Zurückweichen, sondern nur eine Rückzugsphase des Gletschers, während welcher die Gletscherzunge längere Zeit im Gebiet der heutigen Stadt Solothurn verweilt hätte.

Ein solches selbständiges Gletscherstadium innerhalb der gleichen Eiszeit kann nicht ganz isoliert nur für den Rhonegletscher bestanden haben. Es war durch die allgemeinen klimatischen Verhältnisse und deren Änderungen bedingt. Infolgedessen müssen sich auch die Auswirkungen derselben im ganzen vergletscherten Gebiet gezeigt haben, in der Westschweiz sowohl für den Rhone- als auch für den Aaregletscher. Und dies ist tatsächlich der Fall. P. Beck (13) hat für den Aaregletscher nachgewiesen, daß sich zwischen den W 1-Grundmoränen und den W 2-Moränen Münsinger Schotter einschalten. Nach seiner Auffassung reichte der Aaregletscher bei seiner größten Ausdehnung in der Würmeiszeit (Gurtenstadium) über Bern hinaus und legte sich an den Rhonegletscher. Später zog er sich bis Spiez zurück und stieß dann wieder bis Bern vor (Bernstadium). Ein Interstadial W 1–W 2 für den Aaregletscher nimmt neuerdings auch E. Gerber an (31). Die Gleichstellung Bernstadium des Aaregletschers mit dem Solothurner Stadium des Rhonegletschers läßt sich im Gelände feststellen. Es entspricht nämlich dem Bernstadium, wie R. Rutsch gezeigt hat (57), ein Haltestadium eines Rhonegletscherlappens bei Thörishaus (Karte I). Die Schmelzwasser flossen durch das Tal von Ober- und Niederwangen gegen Bern. Ein weiterer Lappen endete bei Wohlen an der heutigen Aare. Die Schmelzwasser strömten damals, entgegengesetzt zur heutigen Talneigung, gegen Bern. Erst nach Zurückschmelzen dieser Lappen konnte die Aare von Bern nach Westen fließen.

Die Frage nach einem selbständigen Solothurner Stadium (W 2) läßt sich wohl am besten im Zusammenhang mit den unter den Moränen von W 2 gelegenen Älteren Seelandschottern erklären. In mehreren darin angelegten großen Kiesgruben des Berner Seelandes treten lehmige ungeschichtete Grundmoränenpakete auf. So in den Kiesgruben von Avenches, von Müntschemier und Lüßlingen. In Müntschemier zeigen die Schotter jene schon mehrmals bildlich dargestellte Stauchung oder Faltung der Seelandschotter, welche deutlich die Bewegung des Rhonegletschers W 2 in der Richtung gegen Solothurn dartut (Foto 5). Die Älteren Seelandschotter haben für das Seeland eine große wirtschaftliche Bedeutung, weil sie wegen des hohen Anteils an kristallinen Geschieben aus dem Wallis ein vorzügliches Material für Betonzubereitung und Bahnunterlagen liefern. Nach oben zu enthalten diese Schotter stellenweise große erratische Blöcke, ein Beweis für die Nähe des Gletscherrandes. Vor dem Überfahren durch den Rhone-

gletscher W 2 trat an verschiedenen Stellen ein schwacher Abtrag ein; dadurch erscheint die Unterlage der W 2-Grundmoräne wellig. Die Schotter selber unterscheiden sich durch ihren Anteil an Serpentin, Quarziten, Graniten, Vallorcinekonglommeraten, Grüngesteinen, Amphiboliten. W. Staub schreibt: «Die Älteren Seelandschotter erweisen sich somit als eine randliche Ablagerung des würmeiszeitlichen Rhonegletschers vor seinem letzten Vorstoß bis Solothurn. Das Eis mag in der Interstadialzeit die Talsohle noch bedeckt haben, schwoll dann wieder an, um von Payerne abwärts die Schotter zu überfahren und bis Solothurn zu gelangen. Dabei lag die Oberfläche des Eises im Gebiet der Wasserscheide zum Genfersee etwa 500 Meter tiefer als bei der maximalen Ausdehnung des würmeiszeitlichen Rhonegletschers (W 1)» (66, S. 112).

Für das Solothurner Stadium (W2) sprechen unzweideutig das Auftreten der Unteren Niederterrasse am Außensaum des Solothurner Endmoränengürtels, östlich der Stadt (die Untere Niederterrasse unterscheidet sich morphologisch und nach ihrer Gesteinszusammensetzung von der jüngeren, an sie anschließenden Aareebene), und das ehemalige Zungenbecken westlich Solothurn mit dem heutigen Aarelauf und den Ablagerungen des ehemaligen Solothurner Sees.

Wird die Glazialmorphologie der Gegend westlich von Solothurn betrachtet, so fällt auf, wie links und rechts der Aare eine Reihe gut ausgebildeter Seitenmoränen den Rand der Aareebene säumt. Diese Moränen schließen in gerader Linie an die Stirnmoräne von Solothurn an und finden in ihr den natürlichen Abschluß (Karte II).Derart gut ausgebildete und in symmetrischen Reihen angeordnete Moränen sind dem Gletscherrückzugsstadium kaum eigen. Moränen, die der Gletscher während seines Weichens zurückläßt, sind meistens weniger gut ausgebildet und ziemlich regellos über das Gelände verstreut. Die Rückzugsmoränen südlich Attiswil, Wiedlisbach und Oberbipp sind ein Beispiel dafür. Die Stirnmoräne von Solothurn bildet mit den zugehörigen Seitenmoränen ein in sich geschlossenes Ganzes. Scharf zeichnet sich auch ein unterer Landschaftsgürtel mit starker Moränenablagerung ab und unterscheidet sich von den Hochflächen des mit W 1-Grundmoränen bedeckten Gebietes. W. Staub (66, S. 112, 113) bietet eine Übersicht über die obere Grenze dieses unteren Landschaftsgürtels zu beiden Seiten der ehemaligen Gletscherzunge. Es sind die Seitenwälle von W 2, die diese Grenze markieren. «Bei Solothurn liegen die niederen Seitenwälle bei 450–460 m ü. M.; im Länghölzli bei Selzach am Jurafuß bei 503 m; weitere Wälle lassen sich verfolgen über Bühlen (Bettlach), Unterdäderiz, Grenchen 510 m, am Weg Pieterlen–Romont bei 550 m, am Nidauer Berg und im Gaicht ob Twann bei etwa 650 m. Auf der Gegenseite, am Südostrand der alten Gletscherzunge, liegen die Zahlen etwas niedriger, doch ist die

obere Grenze des unteren Landschaftsgürtels an einigen Stellen durch seitliche Wallmoränen klar gezeichnet. Südöstlich Payerne, bei Montagny-les-Monts, steht die Burgruine bei 547 m ü. M. auf einem Moränenwall. Weiter finden sich Moränen südöstlich Avenches unterhalb Champ du Bry bei Courtion, 549 m; südlich Murten liegt die Grenze oberhalb Schloß und Dorf Münchenwiler bei 540–550 m; eine Eiszunge ragte hier wohl zur Biberen hinüber, wo sie einer solchen aus dem Kessel von Wallenried begegnete. Der untere Landschaftsgürtel zeichnet sich durch seine fruchtbaren Gärten und Obstbäume aus und steht auch so im Gegensatz zur Hochfläche.»

Stirnmoräne

Auf der Stirnmoräne W 2 (die in der Karte II mit Streifen bzw. Punkten der Signatur 4 bzw. 5 angegeben ist) steht heute die Stadt Solothurn. Infolge vieler baulicher Eingriffe wurde die Naturlandschaft weitgehend verändert. Beobachtungen, die anläßlich von Erdarbeiten gemacht wurden, ergeben trotzdem ein ziemlich klares Bild.

Der Außenrand der Stirnmoräne verläuft vom südlichen Ende des Kalksporns («Hübeli») über Kloster «Namen Jesu», Lindenweg, Kloster St. Joseph und von hier geradeaus bis zur Aare. Auf der rechten Aareseite erstreckt sich der Außenrand vom Rötiquai bis zum Anfang der Zuchwiler Straße, und von hier folgt er der Wassergasse und deren geradlinigen Fortsetzung i. S. des Bürgerspitals. Der innere Rand der Stirnmoräne beginnt beim Stäffiserweg; dann verläuft er beinahe parallel zum Außenrand, geht bei der Wengibrücke über die Aare, schließt in der Nähe der Bürenstraße an die Eisenbahnlinie Solothurn–Lyß an und folgt dieser in westlicher Richtung. Die höchste Erhebung, der Kamm der Stirnmoräne, ist recht deutlich erkennbar. Die alten Stadtteile mit den Befestigungsanlagen liegen genau auf diesem Kamm. Daß es sich hier um den heute höchsten Teil der Stirnmoräne handelt, wird beim Einbiegen von der Bielstraße her in die Werkhofstraße besonders deutlich. Kurz nach der Abzweigung beginnt das Gelände bis zur reformierten Kirche zu steigen und senkt sich wieder beim Beginn der Baselstraße. Die Kammhöhe der Stirnmoräne liegt heute durchschnittlich bei 450 m. Sie mag ursprünglich, vor ihrer Abtragung, 470 m betragen haben (Foto 11).

Die innere Grenzlinie des Endmoränenwalles wurde am Stäffiserweg und für den Außenrand am Anfang der Baselstraße (südlich Kloster St. Joseph) anläßlich von Bauarbeiten festgestellt. Bei beiden Baustellen zeigte sich ein deutlicher Übergang vom Endmoränenmaterial ins Gebiet der Seeablagerungen im Westen und ins Schotterfeld der Unteren Niederterrasse im Osten. So nach freundlicher Mit-

teilung von H. Ledermann. Nach Angaben der Bauunternehmung Renfer, Biberist, besteht das Material der Stirnmoräne nördlich der Aare mehr aus Schottern, die Ähnlichkeit mit denjenigen der Kiesgruben von Lüßlingen und Leuzigen haben. Es wäre also anzunehmen, daß die Stirnmoräne hier bis auf die unter ihr liegenden Älteren Seelandschotter abgetragen worden ist. Dagegen enthält die Endmoräne südlich der Aare, vom Roßmarktplatz bis in die Gegend des Gisihübeli, fast nur Rhonegletschermaterial. Drei Sondierbohrungen, deren Ergebnisse mir von H. Ledermann zur Verfügung gestellt worden sind, geben guten Einblick in die Bodenverhältnisse.

Tiefbohrung im Brühl, 1908 (605,580/228,070)

0– 1 m: Torf
1–46 m: Blaue Seeletten
46–58 m: Grundmoräne.

Baugrunduntersuchung Volkshaus, 1952 (607,150/228,150)

0 – 1,2 m: Auffüllung (künstlich)
1,2 – 6 m: Blauer Lehm
6 –16,22 m: Graublauer, lehmiger Schlammsand
16,22–16,76 m: Graublauer Lehm
16,76–18,24 m: Grauer Schlammsand
18,24–18,80 m: Graublauer Lehm
18,80–20,24 m: Kiesige Moräne

Tiefbohrung für die *Wasserversorgung* Solothurn, 1950 (608,430/228,430)

0 – 1,3 m: Lehmiger Sand
1,3 –10,5 m: Sandiger Kies
10,5 –18,9 m: Sand
18,9 –31,8 m: Gelblicher und graublauer Lehm
31,8 –41,7 m: Sandiger Kies
41,7 –42,7 m: Feiner Sand
42,7 –47,1 m: Schwachsandiger Lehm.

Die beiden ersten Bohrungen liegen innerhalb des Außenrandes der Stirnmoräne und bestätigen durch ihre Resultate das Vorhandensein von Moränenmaterial. Dabei liegt das Moränenmaterial bei der Baugrunduntersuchung «Volkshaus» im Gebiet der eigentlichen Stirnmoräne und erreicht in der Bohrung 20 m Tiefe. Die Grundmoräne markiert gerade durch diese geringe Tiefe das Endstadium des Gletschers. Dieser hatte hier nicht mehr die Erosionskraft der einstigen Gletscherzunge und vermochte die Unterlage nicht mehr bis zur Tiefe von 46 m aufzuschürfen. Darum findet sich das Moränenmaterial hier bloß in einer Tiefe von 18–19 m.

Die dritte Bohrung (Tiefbohrung für die Wasserversorgung Solothurn) liegt außerhalb, östlich, des Endmoränengürtels, zeigt kein Moränenmaterial mehr (trotz der großen Bohrtiefe von 47 m) und be-

weist damit, daß der Gletscher im Solothurner Stadium nicht über das heutige Stadtgebiet hinaus vorgedrungen ist.

In der Modellierung des Geländes tritt die Stirnmoräne von Solothurn noch deutlich in Erscheinung, besonders in ihrem südlich der Aare gelegenen Teile. Beim Studium des Terrains von Schöngrüen- und Lerchenfeld lassen sich ihre Umrisse unschwer erkennen. Wie schon erwähnt, liegen die alten Stadtteile (Foto 10) mit den Befestigungsanlagen auf dem Kamm der Stirnmoräne, wobei das Gelände von diesem Kamm weg nach Westen und Osten merklich abfällt. Unmittelbar südlich des Kalksporns befindet sich ein Schotterfeld, das in gleicher Höhe eben an die Stirnmoräne anschließt. Es besteht aus einem Gemisch von Juraschutt, Rhonematerial und Älteren Seelandschottern. Seine Entstehung verdankt es der Aufschotterungsarbeit der Gletscherwasser und der Jurabäche. Der Übergang von der Endmoräne zu diesem anschließenden, für gewöhnlich tiefer gelegenen Gelände ist hier etwas verwischt. Darum kann der Außenrand der Endmoräne nicht mehr überall lückenlos festgestellt werden.

Es wurde auch bemerkt, daß durch häufige Terrainbewegungen die ursprünglichen Bodenformen im Stadtgebiet stark verändert worden sind.

Abschließend muß erwähnt werden, daß die Stirnmoräne bald nach Rückzug des Gletschers vom Solothurner Stadium ihre anfängliche Form verloren hat. Bei ihrer Entstehung wird die Moräne, nach den Höhenlagen der zugehörigen Seitenmoränen zu schließen, eine Höhe von etwa 460–470 m gehabt haben. Nach dem Verschwinden der Eismassen entstand der durch die Stirnmoräne gestaute Solothurner See. Seine Wasser fanden noch keine vorbereitete Abflußrinne vor und nahmen darum ihren Weg an verschiedenen Stellen über die Moräne hinweg. Dabei erfolgte stellenweise ein Abtrag des Moränenmaterials, aber auch eine Anhäufung von Sand und lehmigem Material. Dieser Auf- und Abbau dauerte so lange, bis das Seewasser gegen die Mitte der Stirnmoräne zu einen Ausgang geschaffen hatte.

Seitenmoränen

Nach Westen zu findet die Stirnmoräne von Solothurn ihre natürliche Fortsetzung in zwei Reihen gut ausgebildeter Moränenwälle: die Seitenmoränen des W 2-Stadiums. Sie liegen zu beiden Seiten der Aareebene, ein Moränenwall fast genau hinter dem anderen (Karte II), und markieren so durch ihre Lage die seitliche Begrenzung des Gletschers W 2. Ihre Höhe liegt zwischen 460–514 m.

Soweit es sich um das hier in Rede stehende Untersuchungsgebiet handelt, sind die Moränenwälle auf der rechten Aareseite zahlreicher.

Von der Stirnmoräne ausgehend findet sich am Nordabhang des Bucheggberges eine beinahe ununterbrochene Reihe von Seitenmoränen, die sich linienförmig dem Hang entlang ziehen, von diesem aber durch ein schmales Gletscherrandtal getrennt sind: Hunnenberg (493 m, Foto 6) und der zu ihm gehörende Gisberg (463 m); die drei Wälle Hohlen (462 m), P. 471 u. Riemberg (458 m) bei Lüßlingen bildeten ursprünglich wohl einen einzigen, zusammenhängenden Moränenwall, der durch nachträgliche Erosion in drei kleinere Erhebungen geteilt worden ist; Riemberg (490 m) bei Nennigkofen; Weihermatten (481 m); Längenberg (514 m); Reckholderacker und Hohäcker (463 m) zwischen Nennigkofen und Leuzigen; Äbnit (476 m) östlich von Arch.

Am nördlichen Gletscherrand, dem Jurafuß entlang, sind die Seitenmoränen weniger zahlreich. Der Grund hiefür mag zum Teil darin liegen, daß die Moränenwälle, besonders zwischen Bellach und Solothurn, durch die Jurabäche weitgehend zerstört und abgetragen worden sind. Diese Bäche, die für gewöhnlich klein erscheinen, können auch jetzt noch bei plötzlichem Hochwasser gewaltig anwachsen und große Geschiebemassen mit sich führen. Im Gebiet zwischen Solothurn und Grenchen befinden sich heute vier Seitenmoränen, die den nördlichen Rand der Gletscherzunge säumten: Geugenspüel (463 m) östlich von Bellach; ein flacher, buckelartiger Höhenzug zwischen Schäfershof und dem Weiher nördlich Bellach; Länghölzli (512 m) mit Weiheracker (465 m, Foto 7/8) und Bühlen (503 m) östlich Bettlach. Bei der Seitenmoräne des Länghölzli können zwei Stufen festgestellt werden. Die gegen Bellach zu gelegene, untere Seitenmoräne, Weiheracker genannt, liegt bei 465 m, hat eine Länge von einem Kilometer, besteht an der Oberfläche aus sandigem Lehm und trägt in ihren bewaldeten Partien viele große erratische Blöcke. Das Länghölzli, die westliche Fortsetzung des gleichen Walles, besitzt eine Länge von 1,3 km und weist gegenüber dem Weiheracker eine auffallende Terrainerhöhung auf. Der Kamm des Länghölzli liegt bei 512 m. Eine in den oberen Partien dieses Walles gelegene Kiesgrube gibt Aufschluß über die Zusammensetzung des Materials. In den unteren Lagen zeigt die Grube ausgesprochenen Grundmoränencharakter: durch Gletscherdruck zersprungenes Geschiebe und verschiedene Grüngesteine. Nach oben zu nehmen die eckigen Blöcke aus weißem Jurakalk überhand. Diese bilden eine Schicht von 2–3 m Mächtigkeit. Sie sind während der Gletscherzeit W 2 irgendwo in Form eines kleinen Bergsturzes vom Jura auf den Gletscher herunter gefallen, von diesem weitertransportiert und bei der Bildung der Seitenmoräne des Länghölzli abgelagert worden. Der Moränenwall «Bühlen» östlich Bettlach trägt knapp unter der Oberfläche große erratische Blöcke. Sie sind zum Teil von so großem Ausmaß, daß von ihrer Wegschaffung bis heute abgesehen wurde.

Soweit die Beobachtungen reichen, zeigen fast alle W 2-Seitenmoränen in Aufbau und Zusammensetzung das gleiche Material. Der Schotterkern ist mit lehmiger Grundmoräne und erratischen Blöcken bedeckt. Die Schotter des Kernes können nach Zusammensetzung und Herkunft variieren. Bald sind es zur Hauptsache Ältere Seelandschotter, bald enthalten sie überwiegend geschichtetes, also eigentliches Moränenmaterial. Diese Zusammensetzung bestätigt das Vorhandensein des nahen Gletschers, zum Teil aber auch von Toteis. Die Seitenmoräne «Hohlen» bei Lüßlingen ist an zwei Stellen aufgeschlossen. Die größere der beiden Kiesgruben zeigt deutlich, daß ihr Schotterkern aus Älteren Seelandschottern besteht; er enthält aber auch ungeschichtete Grundmoränenpakete. Im oberen Teil der Grube kommen viele große erratische Blöcke (Rhoneerratikum) vor. Zuoberst ist eine humifizierte Schicht von Grundmoräne W 2. «Hohäcker», eine Wallmoräne nordöstlich Leuzigen, hat ebenfalls einen Kern aus Älteren Seelandschottern. F. Antenen schreibt darüber: «Lehmige Grundmoräne mit größeren Blöcken ist in die horizontal gelagerten Schotter eingeknetet und ihnen nur zum Teil aufgelagert» (9, S. 78).

Die Zusammensetzung des Länghölzli ist schon oben (S.39) erwähnt worden. Auch hier liegt ein Schotterkern vor, dem Grundmoränenmaterial ein- und übergelagert ist.

Charakteristisch für alle Seitenmoränen des W 2-Stadiums ist das Vorhandensein vieler erratischer Blöcke verschiedenster Größe und die Bedeckung mit Grundmoräne W 2, zumeist nur auf dem der Aareebene zugekehrten Hang. Die Grundmoränenschicht hat auf dem Kamm des Walles eine Mächtigkeit von etwa 1–2 m, nimmt aber gegen den Fuß des Moränenwalles hin an Dicke zu und kann eine Mächtigkeit von beinahe 8 m erreichen.

Die Seitenmoränen treten im Gelände deutlich in Erscheinung. Was sie auszeichnet, ist ihre regelmäßige Anordnung. Sie liegen in einer Reihe, eine nach der anderen, als Fortsetzung der Stirnmoräne von Solothurn. Einige heben sich vom umliegenden Gebiet besonders stark ab. So z. B. der Hunnenberg und das Länghölzli, die 30 bzw. 20 m aus dem Terrain emporragen. Ihre Kämme liegen rund 60–80 m höher als die Aareebene.

F. Antenen (9, S. 59) erwähnt zwei Moränenwälle, die in den Bereich des Solothurner Stadiums fallen: Rosegg (480 m) und Solothurn (450 m). Rosegg erweist sich nicht als Moränenwall, sondern gehört zum Gebiet der Grundmoräne W 1. Das Terrain wurde von den Jurabächen derart bearbeitet, daß nach der topographischen Karte eine Wallmoräne vermutet werden könnte. Solothurn (450 m) aber gehört wahrscheinlich zum Gebiet der Stirnmoräne W 2, wenngleich sich nicht genau erkennen läßt, welcher Punkt mit Solothurn (450 m) eigentlich gemeint ist.

Gisihübeli (Foto 9). Dieser Moränenhügel südlich des Bürgerspitals Solothurn könnte nach Form und Anlage sowohl dem Wangener als auch dem Solothurner Stadium zugehören. Beim Bau des Wasserreservoirs auf dem Kamm des Hügels (488 m) kam unter einer 8 m mächtigen Grundmoränendecke verfestigter Schotter zum Vorschein (H. Ledermann). Wie ein aufgelassener Aufschluß zeigt, fehlen Malmkalke ganz. Rhoneerratikum tritt stark zurück. Dafür gibt es viele Quarzite und dichte Sandsteine. Das Gisihübeli ist demnach ein Rest des Emmeschuttkegels, der von Würmmoräne überdeckt ist.

Nach seiner Form und allgemeinen Anordnung scheint das Gisihübeli ein Stück einer Seiten- oder der Endmoräne des Solothurner Stadiums zu sein. Durch die Schmelzwasser des Gletschers W 2 oder durch die Wasser eines früheren Emmelaufes (Unterbiberist–Äspli) ist der Wall aus dem Zusammenhang von Stirn- und Seitenmoränen losgetrennt worden. Gegen diese Auffassung spricht allerdings die Tatsache, daß das Gisihübeli doch etwas außerhalb des Verbandes der Stirn- und Seitenmoränen W 2 steht und daß sein Schotterkern eine ganz andere Zusammensetzung aufweist als diejenige der übrigen W 2-Seitenmoränen. Gleichwohl neige ich dazu, das Gisihübeli wegen seiner Morphologie und Orientierung dem Solothurner Stadium zuzuteilen.

Grundmoräne

Die im Gebiet zwischen Solothurn und Grenchen zutagetretende Grundmoräne W 2 bildet zwei schmale Streifen zu beiden Seiten der Aareebene. Sie liegt meistens den Älteren Seelandschottern auf. Ihre horizontale Ausdehnung deckte sich ursprünglich wohl genau mit derjenigen der Seelandschotter. Heute aber ist diese Überdeckung nicht mehr lückenlos, da die Grundmoräne an verschiedenen Stellen wegerodiert ist. So besonders entlang den Bächen, die vom Jura und Bucheggberg herunter der Aare zufließen. Links und rechts vom Hunnenberg und auf dem Gelände zwischen Hunnenberg und der Stadt Solothurn fehlt die Grundmoräne vollständig. Sie wurde aber 1908 bei Brühl, westlich Solothurn, in einer Tiefe von 46 m durch eine Bohrung nachgewiesen. Der Rhonegletscher des Solothurner Stadiums hat also das breite Zungenbecken zwischen Jurafuß und Bucheggberg noch weiter vertieft und dabei seine Grundmoräne abgelagert. Nachher wurde diese von den blauen Tonen des postglazialen Solothurner Sees zugedeckt. Nach ihrer Zusammensetzung besteht die Grundmoräne W 2 aus schwerer bis mittelschwerer Erde, gelblichen Tonen und lehmigen, sandigen Partien. Stellenweise ist sie von erratischen Blökken durchsetzt.

Morphologisch kommt der Grundmoräne W 2 keine selbständige Bedeutung zu. Sie hat an der Gestaltung der Landschaft nur insofern

Anteil gehabt, als sie durch ihre wasserundurchlässigen Schichten Anlaß zur Bildung von Mooren war. Noch in neuerer Zeit mußten südlich Bettlach, Selzach und Bellach Drainagearbeiten vorgenommen werden, um den Boden für die Landwirtschaft nutzbar zu machen. Da aber die Grundmoränendecke wie ein Teppich den Älteren Seelandschottern aufliegt, gibt sie deren Reliefformen wieder.

Grenze zwischen Würm 1 und Würm 2

Die Grenze zwischen W 1 und W 2 im Aaretal westlich Solothurn läßt sich morphologisch und geologisch genau feststellen. Am Nordabhang des Bucheggberges übersteigen nämlich die Seitenmoränen W 2 nirgends die Molasseränder, welche durch die schürfende Arbeit des Rhonegletschers oder fluviatile Erosion bloßgelegt worden sind. Die Moränenbildungen W 2 befinden sich überall nördlich der zutagetretenden Molassevorkommen. Das führt zur Annahme, daß der Rhonegletscher im Solothurner Stadium zwischen dem Jurafuß und den Molassewänden des Bucheggberges eingebettet war. Die Gletscherzunge folgte bei ihrem Vorrücken den Linien und Einbuchtungen der heute verdeckten Molasseränder. Das erklärt, warum die Seitenmoränen W 2 südlich Leuzigen eine Schwenkung gegen den Bucheggberg hin machen. Der Gletscher folgte dem Molasserand, der durch seinen eigenen Verlauf den Gletschermassen diesen Weg wies. Dem Bucheggberg entlang wird die Grenzlinie zwischen W 1 und W 2 durch den äußeren Rand der am südlichsten gelegenen Seitenmoränen gebildet. Sie zieht sich demnach am Südrand der Moränenwälle Hunnenberg, Gisberg, Hohlen, Riemberg (490 m), Weihermatten, Längenberg und Äbnit hin. Südlich Leuzigen verläuft sie nördlich den Molassevorkommen. Am Jurafuß ist die Grenze zwischen W 1 und W 2 noch besser erkennbar. Sie wird hier durch den nördlichen Rand der Seitenmoränen Geugenspüel, Buckel zwischen Schäfershof und Weiher, Weiheracker–Länghölzli und Bühlen gebildet und liegt auf der ganzen Strecke immer zwischen dem Terrassenrand der Plateauschotter und den Seitenmoränen W 2.

Gletscherrandtäler im Solothurner Stadium

Zu beiden Seiten des Rhonegletschers W 2 haben dessen Schmelzwasser Gletscherrandtäler geschaffen, die noch heute morphologisch gut erkennbar sind. Das Gletscherrandtal am Südfuß des Jura ist schon von H. Mollet als solches erkannt worden (46). Es erstreckt sich von Bettlach bis nordöstlich Bellach, also fast bis in die Stadt Solothurn hinein und liegt genau zwischen den vier Seitenmoränen W 2 und dem Terrassenrand der Plateauschotter am Jurafuß (Karte II).

Diese Abflußrinne hat ein deutliches Gefälle in Richtung von Bettlach nach Bellach. Das zeigt sich beim Vergleich der verschiedenen Höhenstufen innerhalb der Abflußrinne. Die Höhe des Rinnenbodens beträgt bei Bettlach 490–480 m, bei Selzach 480–470 m und bei Bellach 460–450 m.Das ergibt auf eine Distanz von 7 km ein Gefälle von 40 m oder 5,7‰. Freilich ist das Gletscherrandtal stellenweise zugeschüttet und da und dort in seinen Formen etwas verwischt. So erfolgten Aufschüttungen durch einen Murgang zwischen Bettlach und Selzach und durch einen rezenten Bachschuttkegel aus dem Känelmoos nordöstlich Selzach. Zwischen Bellach und Solothurn ist die Abflußrinne wegen der zerstörenden Arbeit der Jurabäche nicht mehr erkennbar. H. Mollet schreibt von einer Tiefbohrung (46), die 1943 auf Veranlassung der Gemeinde Bellach zum Zwecke der Wasserversorgung ausgeführt wurde. Die Bohrung erfolgte bei Punkt 467, hart am östlichen Rande des Siegfriedblattes 123. Dabei ergaben sich für die Abflußrinne folgende Bodenschichten: 0–0,6 m Humus; 0,6–1,6 m Lehm mit etwas Kies; 1,6–3,61 m grober Sand; 3,61–4,6 m grober Kies; 4,6–9,6 m Kies und Sand; 9,6–12,6 m gröberer Sand; 12,6–13,6 m Sand; 13,6–16,3 m Kies mit viel Sand; 16,3–17,8 m Kalkfelsen (?). Diese linksseitige Abflußrinne des Rhonegletschers vom Solothurner Stadium hatte sicherlich einmal eine Fortsetzung über die Stadt Solothurn hinaus, wenigstens solange, als die Gletscherzunge bei Solothurn lag. Diese Fortsetzung ist heute, wie schon erwähnt, zugeschüttet. Vermutlich steht die Entstehung des Schotterfeldes im Gebiet der neuen Kantonsschule, also nordöstlich der Stirnmoräne W 2, mit dieser Zuschüttung der Endpartien des Gletscherrandtales im Zusammenhang (Foto 7/8).

Das Gletscherrandtal auf der rechten Seite des Rhonegletschers W 2 liegt zwischen den Seitenmoränen des Solothurner Stadiums und den Molasserändern des Bucheggberges. Es ist als solches gut erkennbar und befindet sich auf der Grenze zwischen W 1 und W 2. Diese Abflußrinne der Gletscherwasser beginnt am Südrand des Längenberges südöstlich Leuzigen in 480 m Höhe, geht in Windungen hinunter bis gegen Nennigkofen, folgt von da weg dem südlichen Rand der Moränenwälle Hohlen und Hunnenberg und setzt sich entlang der Stirnmoräne von Solothurn bis an die Biberiststraße fort. Ihre Länge mißt 6,5 km, und das mittlere Gefälle beträgt 30m oder 4,6‰. Der Talboden der Rinne besteht aus Sand und Kies, enthält von Nennigkofen an aufwärts auch lehmige Schichten. Hinter dem Hunnenberg tritt die Form eines Gletscherrandtales am klarsten zutage. Bei Lüßlingen erfolgt durch die Erosionsarbeit der Gewässer, die vom Bucheggberg herunterkommen, ein Unterbruch in der Rinne. Von Nennigkofen an bis zum Längenberg hinauf ist die Form als Gletscherrandtal nicht mehr so ausgeprägt. Im Gebiet zwischen Stirnmoräne

von Solothurn und Gisihübeli ist die Abflußrinne durch einen gewissen Abtrag etwas verwischt (Foto 6).

Die Untere Niederterrasse

Es handelt sich bei der Unteren Niederterrasse um jene Schotterebene, die sich von der Stirnmoräne des Solothurner Stadiums hinweg talabwärts erstreckt. Sie erhielt auch den Namen «Niederterrasse im uneigentlichen Sinne», weil es sich nur um fluvioglaziale Schotter eines Zwischenstadiums innerhalb derselben Eiszeit handelt.

Die Untere Niederterrasse verdankt ihre Entstehung fluvioglazialen Schottern aus der Zeit, als die Gletscherzunge nur noch bis Solothurn reichte. Mit ihrer mittleren Höhe von 433 m liegt sie 7 m über dem Aarespiegel und hat eine leichte Neigung gegen Nordosten. Sie ist hauptsächlich aus Rhonematerial zusammengesetzt. Eine besondere Eigenart zeigt sich darin, daß ihre Schotter stark mit Schichten von braunem und blauem Lehm durchsetzt sind, weil sie über den alten Seeboden des ehemaligen Glazialsees von Wangen aufgeschüttet wurden.

Auf dem Gebiet der Unteren Niederterrasse befinden sich heute die Ortschaften Zuchwil, Derendingen, Luterbach, Deitingen, Subingen und Flumenthal (unterer Teil). Die jetzige Umgrenzung der Unteren Niederterrasse verläuft zunächst entlang der Straße Solothurn-Zuchwil und folgt dann den Molasserändern des Vorder-Bleichenberges und des Dittiberges. Von Derendingen bis Subingen läßt sich eine genaue Grenzlinie nicht leicht angeben. Die Kontrolle des Materials, das in diesem Gebiet bei Erdarbeiten zutagegefördert wurde, ergab folgendes Bild: südlich der gezogenen Linie (Karte II) wurde kein Rhonematerial, sondern nur Emmekies gefunden, während nördlich davon noch viel Rhonegletschermaterial anzutreffen ist. Im Gebiet von Subingen–Deitingen wird die Grenze der Unteren Niederterrasse genau von der Ösch gebildet. Unterfuhren–Stöckern nordöstlich von Deitingen und Moosacker–Schürmatt nordwestlich von Wangenried gehören entsprechend ihrem Niveau (432 m) und nach ihrer Bodenbeschaffenheit noch zur Unteren Niederterrasse. Von Deitingen aus zieht sich die Grenze über Stöcklimatt, Burg, Burgmoos, Lachenallmend gegen den Wilihof hin bis an das Aareufer. Mit kleineren Unterbrechungen – Wilihof und Emmemündung – folgt sie dem rechten Aareufer bis Solothurn. Zwei kleinere Teile der Unteren Niederterrasse liegen auf dem linken Aareufer, nämlich die Sandmatt (ein schmaler Streifen Land links der Aare unmittelbar unterhalb Solothurn) und der tiefer gelegene Teil des Dorfes Flumenthal.

Die Bildung der Unteren Niederterrasse erfolgte während des Solothurner Stadiums, also beinahe am Ende der Würmeiszeit, unmittel-

bar vor oder dann zu Anfang des Alluviums. Das ergibt sich aus dem Umstand, daß dort die Untere Niederterrasse und das Emmealluvium fast ohne sichtbare Niveauunterschiede ineinander übergehen.

Sicherlich hat die Untere Niederterrasse einst das ganze Gebiet links und rechts und weiter abwärts des heutigen Aarelaufes von Solothurn bis Walliswil–Bipp eingenommen. Durch die Erosionsarbeit der Aare und der Emme sind aber große Teile davon weggetragen worden.

Die Älteren Seelandschotter

Das Seeland erfuhr eine erste fluviatile Durchtalung in der vorletzten oder großen Zwischeneiszeit. Die nachfolgenden Eisströme, sowohl der Riß- wie der Würmeiszeit, sind also über dieses Molassegebiet des schweizerischen Mittellandes geflossen und haben dessen Oberfläche umgeformt. Die rißeiszeitlichen Endmoränen und Schotter liegen außerhalb der würmeiszeitlichen, also außerhalb des Untersuchungsgebietes. Alte Schotter erhielten sich jedoch in tiefen Rinnen.

Die Bezeichnung Ältere Seelandschotter nennt zuerst das Gebiet, in dem sie vorkommen: das Seeland, in welchem der Rhonegletscher am längsten geweilt hat. Ältere Seelandschotter heißen sie wegen anderer Schotterbildungen im gleichen Gebiet, die aber jünger (postglazial) sind und darum den Namen Jüngere Seelandschotter tragen.

Die Älteren Seelandschotter liegen allgemein zwischen 440–480 m ü. M. Die mittlere Höhe für ihre Basis beträgt im Untersuchungsgebiet 440–450 m und für die Oberkante 460 m. Damit will nicht gesagt sein, daß sie nicht auch auf höheren Niveaus als 460 m anzutreffen wären. Am Rande des Aaretales liegen sie der Molasse meist direkt auf oder sind in die Plateauschotter eingeschachtelt. Die Schotter enthalten von Kerzers an aufwärts vorwiegend Rhonematerial; südwestlich des Seelandes bestehen sie aus Saane- und Rhonegeröll und stellen von Kerzers an abwärts eine deutliche Mischung von Rhone- und Aarematerial dar (9, S.77). Rhone- und Aareanteil sind in den Aufschlüssen des Untersuchungsgebietes nicht überall konstant. Er kann ziemlich variieren. So tritt z. B. in der Kiesgrube von Leuzigen (Metten) – wenigstens im jetzigen Zustand des Abbaues (Foto 4) – das Kristalline in auffallender Weise zurück, während das Aarematerial vorwiegt; in der Kiesgrube Lüßlingen (Hohlen) ist gerade das Umgekehrte der Fall.

Im Gegensatz zu den Plateauschottern bestehen die Älteren Seelandschotter vielfach aus verhältnismäßig kleinen Geröllen. In einigen Kiesgruben, z. B. in Avenches, zeigen sich auch Grundmoränenpakete in den Schottern. Diese Schotter sind häufig kreuzweise geschichtet und führen zwischengelagerte, oft mächtige Sandlinsen. Die Plateauschotter dagegen besitzen mehr horizontale Schichtung und enthalten

in verschiedenen Höhenlagen ziemlich große Gerölle und bestehen nur aus Emme- und Aarematerial (S. 12). Rhonematerial fehlt bei ihnen. Als weitere Eigenheit der Älteren Seelandschotter nennt F. Antenen die Verzahnung mit der Grundmoräne W 2 und das örtliche Vorhandensein einer Übergangsstufe zwischen Grundmoräne W 2 und den Älteren Seelandschottern (9, S. 78).

Die Älteren Seelandschotter verbreiten sich zu beiden Seiten der Aareebene bis an den Außenrand der Stirnmoräne von Solothurn. Sie verlaufen als schmaler Streifen von Leuzigen bis Solothurn zwischen Bahndamm und Molasserand des Bucheggberges. Dem Jurafuß entlang bilden sie von Bettlach bis Solothurn ebenfalls einen schmalen Streifen, der zwischen Bielstraße und dem Terrassenrand des Weiherrains liegt (Karte II). Beide Streifen sind aber von Wall- und Grundmoränen des Solothurner Stadiums bedeckt; am Jurafuß haben zudem die Jurabäche noch Schuttkegel darübergeführt. Die Bedeckung mit Moränen ist indessen heute nicht mehr lückenlos; da und dort wurde sie durch verschiedene Ursachen beseitigt. In Leuzigen und Lüßlingen haben die Bäche vom Bucheggberg die Grundmoräne weggeschwemmt und die darunterliegenden Schotter freigelegt. Auch von Lüßlingen bis Solothurn fehlt die Moränenbedeckung, und zwar links und rechts vom Hunnenberg wie auch von diesem bis zur Stadt. Die Bedeckung fehlt ferner in Bellach, dem Weiherrain entlang von Gärisch bis zum Weiher. Aufgeschlossen sind die Älteren Seelandschotter in den Gruben von Lüßlingen und Leuzigen; am Gisihübeli bei Solothurn scheinen sie zu fehlen. Im Gemeindebann Leuzigen bestehen kleine, flache Bodenerhebungen und Kämme von wenig hohen Hügelzügen aus Älteren Seelandschottern. Die Moränenbedeckung ist hier weggescheuert worden. Die Schotter von Lüßlingen und Leuzigen eignen sich bestens zur Betonherstellung und für Straßenbau und sind daher gesucht.

Im Gebiet der Stadt Solothurn sind die Älteren Seelandschotter nach leichter Abtragung von der Stirnmoräne des Solothurner Stadiums überfahren worden. Vermutlich ist diese Stirnmoräne durch die Wasser des Solothurner Sees, die anfänglich über sie hinweg den Abfluß suchten, stellenweise bis auf das Niveau der Älteren Seelandschotter hinunter entfernt worden (S. 38). Die Höhenlage von 440–450 m, die in der Stadt getroffen wird, spricht für diese Annahme. Nach Angaben der Bauunternehmung Renfer, Biberist, liegen die Stadtteile nördlich der Aare vorwiegend auf Älteren Seelandschottern. Es ist das gleiche Schottermaterial, das am Nordfuß des Bucheggberges von Arch über Leuzigen bis Solothurn vorkommt (S. 37). Die Stadtteile südlich der Aare, vom Roßmarktplatz bis zum Gisihübeli hinauf, stehen jedoch auf Rhonegletschermaterial der Stirnmoräne W 2. Hier

ist also die Stirnmoräne erhalten geblieben und kann beim Aushub für Neubauten beobachtet werden.

Die Gebiete der Baselstraße bis St. Katharina und von Fegetz bis St. Nikolaus befinden sich außerhalb der Endmoräne. Der Untergrund besteht aus Älteren Seelandschottern, die mit Juraschutt stark durchmischt sind. Diese Schotter zeigen sich auch in Zuchwil außerhalb der Stirnmoräne, ihr anliegend, und bilden eine kleine, dem Bleichenberg vorgelagerte Terrasse. In der Zusammensetzung entsprechen sie hier ganz derjenigen der großen Kiesgrube in Leuzigen, fehlen aber im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes.

Die Ablagerung der Älteren Seelandschotter fällt in die Vorstoßzeit des Würmgletschers. Auch F. Antenen (9, S. 94) verlegt sie in diese Vorstoßperiode, ohne dabei zwischen W 1 und W 2 zu unterscheiden. Auffallend ist, daß die Schotter nach oben hin große Blöcke einschließen, welche die Nähe des Eises wahrscheinlich machen. Auf diesen Umstand hat vor allem W. Staub hingewiesen (66, S. 112). F. Antenen (9, S. 94) ist der Ansicht, daß die Schotter beim Vorrücken des Gletschers gebildet worden seien: «Die rasch bewegten Schmelzwasser des Gletschers bauten frontal und seitlich Schotterfelder auf..., der kräftiger anschwellende Gletscher überbordete schließlich die lateralen Kiesabsätze, setzte ihnen seine Grundmoräne auf...» Die Moränenbedeckung fehlt dort, wo im Solothurner Stadium der Gletscher nicht mehr hingekommen ist. Das trifft außerhalb der Stirnmoräne von Solothurn für das Gebiet der Grundmoräne W 1 zu. Auch daraus ergibt sich, daß die Älteren Seelandschotter zwischen dem Stadium von Wangen und dem von Solothurn entstanden sind. Mit W. Staub komme ich zur Auffassung, daß die Ablagerung der am tiefsten aufgeschlossenen Teile der Älteren Seelandschotter in die Vorstoßzeit der Würmvergletscherung W 1 fällt und in der Interstadialzeit W 1–W 2 um Toteismassen herum fortgesetzt wurde. Darum die randliche Lage der Schotter zur heutigen Aareebene. Zudem verhütete das Toteis in der Interstadialzeit, daß das Becken des postglazialen Solothurner Sees mit Schottermassen zugeschüttet wurde. Und da die oberen Schichten der Älteren Seelandschotter mit erratischen Blöcken und Grundmoränenpaketen stark gemischt sind, muß ihre Ablagerung während des Solothurner Stadiums noch angedauert haben oder zum Abschluß gekommen sein. Deshalb finden sich die Älteren Seelandschotter nur bis Solothurn.

In morphologischer Hinsicht zeigen sich die Älteren Seelandschotter sowohl am Jurafuß als auch am Nordabhang des Bucheggberges als schmale Schotterfelder mit einer leichten Neigung gegen die Aareebene zu. Diese Neigung rührt von der schürfenden Arbeit des Glet-

schers in der Talmitte her. Durch dieses kleine Gefälle heben sich die Schotter randlich von der Aareebene, wie auch von der nächstfolgenden höheren Geländestufe, oft durch einen steiler abfallenden Terrassenrand erkennbar, deutlich ab. Die Oberfläche der Älteren Seelandschotter ist durch den Gletscher modelliert. Sie ist nicht ganz eben, sondern leicht gewellt und erlitt noch vor Überlagerung mit W 2-Moränen stellenweise einen leichten Abtrag.

Der Solothurner See mit Spiegelhöhen 450 m und 430 m

«Alphonse Favre hatte», wie A. Heim schreibt (32, S. 396), «zuerst die Spuren der postglazialen Deltas und des alten Ufers eines großen Sees an Stelle der jetzigen Jurarandseen verfolgt, der im Niveau 451/452 m von Orbe bis zu den Endmoränen von Solothurn reichte.» Nach A. Favre haben F. Mühlberg, H. Mollet, H. Furrer, H. Schardt und andere über diesen großen See am Jurarand geschrieben.

Für die Existenz des Solothurner Sees liegen eindeutige Anzeichen vor[1]). Vorerst ist im ganzen Gebiet der heutigen Aareebene westlich Solothurn das Vorkommen von blauem, z. T. eine Kleinfauna führendem Ton zu nennen. Unter einer Torf- oder Humuslage von etwa 0,3 m folgen Schichten blauen Tons, die 1–45 m mächtig sein können. Die Tiefbohrung im Brühl westlich Solothurn, 1908, zeigte folgendes Bild (S. 37): 0–1 m Torf; 1–46 m blaue Seeletten; 46–58 m Grundmoräne W 2. Die Tonschichten mögen hier deshalb so mächtig sein, weil es sich um Ablagerungen in der Seemitte und nicht an den Uferzonen handelt. Die Seeablagerungen reichen vom Westen her bis hart an die Stadt Solothurn heran und hören dann plötzlich auf. Innerhalb der Stadt zeigt der Untergrund eine ziemlich verworrene Schichtung: Sand, Kies und Moränenmaterial wirr durcheinander. Dr. J. Hug, Zürich, hatte die Freundlichkeit, die Bohrprofile wie folgt zu ergänzen:

Bohrung bei Büren a. A., etwa 300 m oberhalb der Mündung der alten Aare in den heutigen Lauf, 1953.

0 – 5,5 m Schuttkegel, äußerster Ostrand des Aareschuttkegels
5,5–14,4 m Seeschlamm

Bohrung im Seitental bei Pieterlen, 1950.

0 –11,1 m Grober Sand mit einzelnen Kiesbänken (Aufschüttung), 2,1–6,9 m Jurakies, gelb
11,1 –12,8 m Seeauffüllung (Sand usw.)
12,8 –13,15 m Moräne
13,15– x m Molasse

Bohrung bei Worben-Dorf, 1951.

0 –20 m Alluvium, Lehmschichten bei 9,2–10,2 m

---

[1]) In einer Arbeit, die für Bd. 56 des Bull. Soc. frib. sc. nat. angemeldet ist, bezweifelt der Neuenburger Fischerei-Inspektor A. Quartier die Existenz dieses Sees.

Bohrung zwischen Bußwil und Worben, links der alten Aare, 1951.
0 –13,3 m Kies, Flußschuttkegel der Aare
13,3– x m Grauer Sand (Seeauffüllung)

Bohrung bei Aarberg, etwa 1 km nördlich Aarberg, 1946.
0– 8 m Kies und Sand
8–10 m Kies und feiner Sand
10–12 m Kies und Sand
12–19 m Feines Material
19– x m Lehm, beginnend bei 427 m ü.M.

Bei allen diesen Bohrungen, die zur Feststellung von Grundwasserströmen durchgeführt wurden, zeigt sich, daß das gröbere Material der oberen Schichten weiter unten in immer feineres übergeht. Auch ein Zeichen für Seeauffüllung.

In den Gebieten der Aareebene südlich Grenchen, Bettlach, Selzach und Bellach sind in jüngster Zeit Drainagearbeiten ausgeführt worden. Hierbei zeigte sich immer wieder, daß unter einer dünnen Schicht schwarzer Erde, Humus oder Torf blauer Ton von verschiedener Mächtigkeit liegt. Dies wurde auch für die rechts der Aare liegenden Gebiete bestätigt. An verschiedenen Orten trat bei Erdarbeiten Seekreide zutage. So z. B. am Rande der Aareebene südlich Bettlach und Grenchen. Auf den an die Ebene angrenzenden Abhängen geht der blaue Ton wegen Verwitterungserscheinungen allmählich in braunen Lehm über. Dieser braune Lehm steigt südlich Bellach, Selzach, Bettlach und Grenchen, wie bei Aushubarbeiten für Neubauten festgestellt wurde, stellenweise bis auf 445–450 m den Hang hinauf.

F. Antenen schreibt in seiner «Geologie des Seelandes» (9) von zwei Bohrungen im Aaretal bei Safnern und bei Port am linken Ufer des Nidau–Büren-Kanals. Sie wurden in den Jahren 1933 und 1934 ausgeführt. Aus den dabei festgestellten Ablagerungen schloß er mit Sicherheit auf die Existenz des postglazialen Solothurner Sees. Das Aaretal selber liegt hier 432–436 m ü. M.

Safnern: 65 m Tiefe. Von oben nach unten: Lehmig-sandige Ablagerungen fluviatiler und lakustrer Entstehung der postglazialen Zeit; Grundmoräne des Rhonegletschers (20 m); Molassegrund.

Port: 12,55 m Tiefe. Von oben nach unten: Seeschlamm im Wechsel mit Flußkiesen (Schüß) und Torferde; Grundmoräne; Molassegrund.

Der Solothurner See entstand nach Rückzug des Rhonegletschers W 2 und wurde durch die Stirnmoräne von Solothurn gestaut. Er gehört in die Spät- oder Postglazialzeit. Seine Ablagerungen (Sand, blauer Ton, Seekreide) liegen über der Grundmoräne W 2, wie sich denn auch im Neuenburger und Murtener See Deltas in die mit dem W 2-Stadium zusammenhängenden Älteren Seelandschotter eingeschnitten haben. Der postglaziale Solothurner See ist somit nicht

identisch mit dem Glazialsee von Wangen a.A., welcher gemäss den Darlegungen von S. 30 ff der Interstadialzeit nach dem Rückschmelzen des W 1-Gletschers angehört.

Der Solothurner See hat, wie das Studium seiner Ausdehnung zeigt, zwei Spiegelhöhen gehabt. Die eine lag bei etwa 450/452 m, die andere bei 430/432 m. Hervorgerufen wurde die Tieferlegung durch teilweises Ausfließen des Sees, als sich seine Wasser durch die Stirnmoräne von Solothurn bis auf das Niveau der östlich davon gelegenen Unteren Niederterrasse herabgearbeitet hatten (S. 38). Die Schotterebene der Unteren Niederterrasse verhinderte das weitere Absinken des Seespiegels.

Für die Spiegelhöhe von 450 m sprechen die Deltas der Aare bei Aarberg, der Schüß bei Pieterlen–Lengnau, wahrscheinlich auch der Areuse bei Boudry–Cortaillod und des Baches Greng zwischen Murten und Faoug mit dem «Großfeld» und dem «Port du Lac». Wie S. 49 erwähnt, findet sich südlich Bellach, Selzach, Bettlach und Grenchen auf den unteren Hangpartien bis zu 445 - 450 m brauner Lehm vor. Auch Seekreide wurde in dieser Zone bei Drainagearbeiten schon angetroffen. Der See war also nie sehr tief, umfaßte aber talaufwärts noch die Ebenen der Broye und der Orbe. Das ergibt eine Länge von 100 km (Solothurn–Entreroches) bzw. 65 km (Solothurn–Payerne), bei einer Breite von 16 km (Avenches–Auvernier). Mehrere Höhen ragten als Inseln über die Wasser: Munterfeld (458 m) bei Grenchen; Büttenberg 555 m; Jensberg (614 m); Höhenzüge am östlichen Ufer des Bielersees; Hügel von Siselen (488 m) und Finsterhennen (486 m); nördlicher Teil der Petersinsel (474 m); Jolimont (604 m); Mt. Vuilly (656 m); Hügel südöstlich Yverdon (556 m).

Vermutlich ist der Seespiegel bald auf 430/432 m gesunken. Denn die Stirnmoräne von Solothurn stellte für die Wasser kein allzu großes Hindernis dar, so daß ein Abfluß bald geschaffen war.

Die Spiegelhöhe von etwa 430 m wird bezeugt durch die Ablagerungen von Sand und blauem Ton, welche die Aareebene westlich Solothurn bis in eine Höhe von 425–429 m ü. M. füllen. Unter der Erdoberfläche geht der blaue Ton vielfach in schwarze Erde und Torf über, ein Zeichen für die nur langsame Verlandung des ehemaligen Sees. Einen Anhaltspunkt für die Spiegelhöhe von etwa 430 m des einstigen Solothurner Sees folgt auch aus dem Vergleich mit dem mittleren Wasserstand der drei Juraseen (1890–1930). Murtener See: 429,43 m; Neuenburger See: 429,29 m; Bieler See: 429 m. Bei der Hochwasserkatastrophe vom November und Dezember 1944 stiegen die Spiegelhöhen ganz bedeutend an. Murtener See: 431,82 m; Neuenburger See: 431,4 m; Bieler See: 431,18 m. 432 m war das Niveau des großen Solothurner Sees, bevor er teilweise verlandete und sich in die drei heutigen Juraseen auflöste (64, S. 2/3).

Die Ausdehnung des Solothurner Sees deckt sich im wesentlichen mit derjenigen der heutigen Aareebene. Durch die Absenkung von 450 m auf 432 m wurde seine Oberfläche wohl etwas verkleinert. Zur großen Hauptsache blieb aber der See in seinem ganzen Raum bestehen. Durch das Vorkommen von blauem Ton und Seekreide konnte die Grenze des Sees von 430/432 m Spiegelhöhe ziemlich genau ermittelt werden[1]). Auf dem rechten Aareufer, am Nordabhang des Bucheggberges, folgt sie von Solothurn aus gegen Westen zu der Eisenbahnlinie Solothurn–Lyß. Am Jurafuß verläuft sie in der Nähe der großen Bielstraße. Bei Bellach liegt sie südlich, im Osten von Selzach nördlich derselben und folgt von Bettlach an bis Grenchen wiederum der Bielstraße. Dem Jurafuß entlang ist der Verlauf der Seegrenze nicht so geradlinig wie auf der gegenüberliegenden rechten Aareseite, weil die Jurabäche da und dort die Lehmdecke zerstört oder mit Ablagerungen stark überdeckt haben. So hat der «Wildbach» bei Bellach die Grenze des Tonvorkommens nach Süden verlegt, indem er die Tonschichten südlich der Bielstraße wegerodiert und das Gelände mit seinem Geschiebe überfahren hat. Auf Ton wird hier erst wieder südlich der Eisenbahnlinie Solothurn–Grenchen gestoßen. Südlich Selzach hat der Dorfbach zwischen Bielstraße und Eisenbahnlinie einen großen Schuttkegel über den blauen Ton aufgetragen.

Bis gegen Dotzigen liegt die Aareebene bei etwa 432 m ü. M. Von Dotzigen an steigt sie flußaufwärts allmählich auf 444 m. Dies infolge der rezenten Kiesaufschüttungen durch die Aare im Gebiet zwischen Dotzigen und Kerzers. Das Große Moos liegt wiederum tiefer, etwa 436 m.

Vom Solothurner See schreibt F. Antenen: «Er war gering an Tiefe und zudem starker Verschlammung durch trübe Schmelzwasser des noch immer das Genfer Seebecken überflutenden Gletschers ausgesetzt. Der Solothurner See muß rasch an Tiefe und an Raum verloren haben, was durch die Erosion seines Abflusses in die Stirnmoräne (bei Solothurn) beschleunigt worden ist» (9, S. 142). «So sehen wir zwei ihrem Wesen nach entgegengesetzte Prozesse, Akkumulation und Erosion, nach dem gleichen Ziel hinstreben, nach der Verlandung des Jurasees. Sie wirkten sich zunächst in der Dreiteilung des großen Beckens aus. Wir sehen Neuenburger, Murtener und Bieler See entstehen» (9, S. 127).

In diesem Zusammenhang kann auch erwähnt werden, daß die Wasser des Solothurner Sees anfänglich in breiter Ausdehnung über die Barriere der Stirnmoräne (Solothurn) hinweggeflossen sind (S.38). Dabei mögen auf der Unteren Niederterrasse, östlich Solothurn, kleinere Teilseen von mehr oder weniger großer Ausdehnung entstanden sein. Vielleicht war auch die Abflußrinne bei Walliswil–Bipp noch

---

[1]) Ungefähr parallel hiezu verlaufen die Grenzen des Sees mit 450 m Spiegelhöhe.

nicht ganz bis auf das Niveau der Schotterebene eingeschnitten gewesen, so daß die Entstehung dieser kleinen Seen auch von daher begünstigt wurde. Jedenfalls ließe sich auf diese Weise gut erklären, warum die Schotter der Unteren Niederterrasse stellenweise – vor allem in den oberen Schichten – mit braunem Lehm durchmischt sind.

Einen sehr wertvollen Beitrag zur Kenntnis des Seelandes nach Absenkung des Seespiegels von 450 m bot David Andrist (5 und 6). Nach Rückzug des Rhonegletschers von Solothurn gegen Westen gab es noch einen kurzen intermittierenden Vorstoß bis an den Rand des Büttenberges, der das Eis teilte. Der Pieterlen-Arm des Gletschers, der einen beträchtlichen Anteil an Jurageschieben mitgeführt haben muß, reichte nicht mehr bis ins Lengnau-Moos. Sein Abfluß, die Schüß, lieferte Kies in die Gegend des heutigen Moosbaches. Der wichtigere, südliche Gletscherarm lagerte seine linke Ufermoräne schräg vor das Pieterlental ab. Die Moräne besteht vorwiegend aus kristallinen Walliser Geschieben. Dieser grobe Schutt liegt auf hellem Glazialton (Seeletten) und mag am Südabhang des Büttenberges kleine Bäumchen getragen haben. In einer Höhenlage von 433 m ü. M. fanden sich Artefakte, die wahrscheinlich ans Ende des Magdalénien oder an den Anfang des Mesolithicums zu stellen sind. Damals war also der Seespiegel von 452 m bereits abgesenkt. Im Pieterlental lagen in der Birkenzeit und beginnenden Föhrenzeit älteste Kiesaufschüttungen auf bläulichen Seeletten. Das Tal selber zeigt eine Meereshöhe von 441 m und war also ein Teil des Solothurner Sees von 450 m Spiegelhöhe gewesen. Der Mensch des Mesolithicums lebte noch im Kulturzustand der vorangegangenen Rentierzeit, also als Wanderfischer, in einem Seengebiet mit sinkendem Wasserspiegel. Zu Beginn des Neolithicums um 4000 v. Chr. hatten die Juraseen einen tiefen Stand. In dieser noch trockenen Zeit schwemmten die Flüsse Kies und Sand auf die Deltas; in den Sümpfen bildeten sich Torflager. Damit hatte der Solothurner See im engeren Sinne sein Ende erreicht. Als die Menschen der jüngeren Steinzeit die Ufer besiedelten, war wegen des reichen Niederschlages (Eichenmischwaldzeit) der Seespiegel wieder auf 440 m Meereshöhe angestiegen (S. 69).

Aus den Spuren des Wellenschlages am Ufer des Neuenburger Sees schließt A. Borel (19) für die älteste Pfahlbauzeit auf einen Wasserstand von 427,3–427,9 m. W. Staub (60) bestimmt das Ufer des Bieler Sees für den Pfahlbau bei Lüscherz zu 429,4 m (mittlerer Seestand). Nach A. Borel war der Seestand zur Bronzezeit mit 426 m einer der tiefsten.

In der Römerzeit kam der Stand der Juraseen etwa dem heutigen gleich. Erst vom 16. Jahrhundert an, als infolge unvorsichtiger Rodungen im Napfgebiet der Emmeschuttkegel in das Aarebett hineinzuwachsen begann, trat ein Rückstau der Aare ein, der vor der Jura-

gewässerkorrektion zu großen Überschwemmungen im Seeland führte, rund drei Jahrhunderte dauerte und das Gebiet in Armut brachte. Seither gehen die Schwankungen von 428,3 bis 430 m.

c) ALLUVIALE BILDUNGEN

1. Allgemeines

Die alluvialen Formen des Untersuchungsgebietes verdanken ihre Entstehung fast ausschließlich der akkumulierenden und erodierenden Arbeit des fließenden Wassers. Als Wirkkräfte, die bei diesen Vorgängen besonders beteiligt waren und es zum Teil noch sind, betätigten sich die Schmelzwasser der Gletscher, die Flußläufe der Aare und Emme, auch Bäche, die vom Jura herunter der Aare zuströmen, und einige kleinere Gewässer auf der Nordseite des Bucheggberges. Ihre Arbeit bestand in der Bildung von Schotterebenen, Terrassen und Schuttkegeln sowie in der Schaffung von Steilstufen, übereinanderliegenden Erosionsrändern und kleineren Flußtälern.

Es sind jedoch nicht alle Verebnungen fluviatilen Ursprungs, denn es gibt auch solche, die durch allmähliche Seeauffüllung, verbunden mit nachträglichem Ausfließen des Sees, entstanden sind. Der ehemalige Seeboden ist in diesem Falle zur Ebene geworden (heutige Aareebene westlich Solothurn).

Stellenweise sind die oberen Jurahänge so steil, daß sich an deren Fuß eine zusammenhängende Schutthalde gebildet hat, aus der sie nun herausragen. Trockenschuttkegel, die in ihrem Aussehen steilen Bachschuttkegeln gleichen, fehlen.

Im Gebiet westlich Solothurn ist die Ebene so flach, daß die Aare sie in vielen Windungen durchfließt.

Nachstehend sollen jene Bildungen zur Sprache kommen, die während des Alluviums entstanden sind. Ältere Schotterebenen, Terrassen und Steilstufen usw. sind im Zusammenhang mit der Periode, der sie angehören, behandelt worden.

2. Alluviale Ebenen

Die Aareebene von Solothurn bis Walliswil–Bipp

Diese Aareebene erstreckt sich von Attisholz über Wangen a. A. hinaus bis Walliswil–Bipp. Im Norden ist sie durch den Aarerain begrenzt, im Süden durch die Ränder der Unteren Niederterrasse sowie durch die aufsteigende Molasse des Gemsberg- und Galgenrainwaldes. Verstärkt durch die Emme hat sich die Aare in die Schotter der Un-

teren Niederterrasse und auch in die darunterliegenden Emmeschotter eingegraben. Die Ebene liegt an der Berührungslinie 2-4 m tiefer als die Untere Niederterrasse. Ihre mittlere Höhe beträgt im Gebiet von Schachen 426 m und senkt sich gegen Walliswil–Bipp auf 419 m herab, rund 7 m auf 6 km Entfernung.

Die Aareebene und deren Untergrund hat H. Furrer eingehend beschrieben (25). «Die Studien für das Kraftwerkprojekt Luterbach erforderten eine Reihe von Sondierbohrungen im Gebiete längs der Aare zwischen Solothurn und Wangen. Die geologischen und geotechnischen Verhältnisse in den für den Bau wesentlichen Niveauanlagen von rund 400–420 m ü. M. waren für die Projektierung zum großen Teil unbekannt. Zur Abklärung dieser Verhältnisse erfolgte der Auftrag zur Ausführung von 34 Sondierbohrungen... Durch die Ausführung von zusätzlichen 17 Bohrungen von geringerer Tiefe im Neubaugelände der Zellulosefabrik Attisholz... konnten die geologischen Resultate der Bohrkampagne von Luterbach ergänzt werden... Die Tiefe der Bohrungen betrug 7–27 m mit einer durchschnittlichen Bohrlochtiefe von 18 m. Die Bohrungen erfolgten beidseitig der Aare. Zwischen den einzelnen bestehen Abstände von 600–1000 m» (25, S. 269/270).

Wie der geologische Situationsplan der Sondierbohrungen zeigt (25, S. 271), ist nur Bohrung 1b, eventuell auch Bohrung 11, im Gebiet der Unteren Niederterrasse ausgeführt worden. Alle übrigen liegen im Gebiet der heutigen Aareebene östlich Solothurn. Das geologische Profil (25, S. 277) zeigt von unten nach oben folgende Schichten: Molasse; Rißmoräne (hypothetisch); frühinterglaziale Schotter (hypothetisch); mittel- bis spätinterglazialer Schlammsand; Würmmoräne; postglazialer Schlammsand; Emmeschotter; rezenter Schlammsand.

Der Untergrund, auf dem die Aare fließt, besteht aus Emmeschotter. Diese sind in der Nähe des Aarelaufes von einer 0,5–2 m dicken Schlammsandschicht bedeckt (25, S. 276).

In der Aareebene befinden sich Attisholz, Teile des Wilihofes, die Gebiete von Berner Schachen, Schachen, Hohfuhren, in einer alten Aareschlinge das sogenannte Moos, Wangen a. A. und bis Walliswil–Bipp zwei schmale Landstreifen zu beiden Seiten der Aare.

Die Bodenbeschaffenheit der Aareebene unterscheidet sich deutlich von derjenigen der an sie grenzenden Unteren Niederterrasse; doch zeigt sie nicht überall dieselbe Zusammensetzung. Zum Teil handelt es sich um Moorboden, der erst durch Drainage nutzbar gemacht werden mußte, zum Teil ist es Kiesboden, der alles Wasser durchsickern läßt, so daß Gefahr für Trockenheit besteht.

Die Aareebene östlich Solothurn entstand erst nach der Eiszeit. Sie ist eine Alluvialbildung, wobei sich Erosion und Akkumulation verbanden. Die Wasser der Aare und der Emme hatten sich zunächst in die Untere Niederterrasse bis auf die darunterliegenden Emmeschotter

eingegraben; das geschah vermutlich unmittelbar während und nach dem ehemaligen Solothurner See. Die Wassermassen waren damals genügend stark, um diese Erosionsarbeit zu leisten. Heute fließt die Aare im Untersuchungsgebiet zum größten Teil auf Emmeschotter und lagert ihren Schlammsand über größere Areale ab (25, S. 282).

Die Aareebene westlich der Stadt Solothurn

Die Aareebene im Zungenbecken westlich der Stadt Solothurn verdankt ihre Entstehung dem postglazialen Solothurner See. Sie stellt eigentlich den Boden des ehemaligen Sees dar. Dieser Boden besteht aus Seeauffüllung. Für gewöhnlich zeigt das Bodenprofil von oben nach unten folgende Schichten (S. 37): 0,3 m schwarze Erde, Humus oder Torf; 1–46 m blauer Lehm; unter dem Lehm liegt die Grundmoräne W 2 oder stellenweise auch Sand, besonders in den Randpartien der Ebene. Durch diese Zusammensetzung unterscheidet sich die Aareebene westlich Solothurn von derjenigen im Osten der Stadt (S. 54). Das lehmige und sandige Material verrät die Seeauffüllung. Die Aareebene zwischen Attisholz und Wangen a. A. dagegen besteht aus Kies und Schottern, die von der Emme und der Aare herrühren. Auch oberhalb Dotzigen liegen Aareschotter über blauem Seeton. Nur die Schotter führen Grundwasser; dieses fehlt in der Ebene westlich Solothurn.

Durchschnittlich weist die Aareebene eine Höhe von 432 m auf. Sie liegt eingebettet zwischen den Älteren Seelandschottern, die als randliche Ablagerungen den Nordabhang des Bucheggberges und den Südfuß des Jura säumen. Die Grenzlinie verläuft im Süden der Eisenbahnlinie Solothurn-Lyß entlang. Im Norden bildet die Bielstraße die ungefähre Grenze zwischen Aareebene und Älteren Seelandschottern. Da und dort wird diese Linie durch die alluvialen Bildungen der Jurabäche unterbrochen. Im Osten grenzt die Ebene an die Stirnmoräne von Solothurn. Nach Westen zu erstreckt sie sich über das Untersuchungsgebiet hinaus und ist ein Teilstück des großen Gebietes, in dem Bieler, Murtener und Neuenburger See eingebettet liegen.

Die Aareebene westlich Solothurn ist ganz flach. Eine leichte Überhöhung zeigen nur die Gebietsstreifen an der Aare und an den Jurabächen, da diese Gewässer einen erhöhten Ufersaum aus Geröll und Sand aufgeschüttet haben. Es sind dies südlich Bellach der Wild- und der Bülletsbach, südlich Selzach der Selzach- und Haagbach, südlich Bettlach der Giglerbach und südlich Grenchen der Witibach. Weil die Aare in früheren Zeiten öfters über ihre Ufer getreten ist, sind die ihrem Lauf benachbarten Gebiete verschiedenerorts mit einer Schicht Flußgeschiebe überdeckt.

Die rezente Aareebene zwischen Attisholz und Wangen a. A. zeigt auf eine Distanz von 7,5 km ein Gefälle von etwa 10 m (= 1,3‰).

Die Aareebene westlich Solothurn dagegen weist auf eine horizontale Distanz von 14,5 km – zwischen Büren a. A. und Solothurn – ein Gefälle von nur 4 m auf (= 0,276‰). Dadurch wurde die Aare gezwungen, in vielen Windungen ihren Lauf durch die Ebene zu nehmen. Durch ihre horizontalflache Ausbildung und durch ihre etwas erhöhte Lage bildet die Aareebene im Zungenbecken westlich Solothurn, verglichen mit den Ebenen östlich der Stadt, sozusagen eine leicht erhöhte Plattform.

In der Aareebene westlich Solothurn finden sich keine Ortschaften, weil das Gebiet in früheren Zeiten oft von Überschwemmungen heimgesucht wurde. Der Untergrund erweist sich zudem vielfach als zu unstabil, als daß er solide Konstruktionen gestatten würde. Neubauten auf diesem Terrain sind, wie es sich auch in jüngster Zeit gezeigt hat, meistens mit großen Schwierigkeiten verbunden. Sogar die Bielstraße, die sich am Rande der Ebene hinzieht, leidet darunter, daß ihr Untergrund von sandiger, lehmiger Beschaffenheit ist. Darum verläuft sie zwischen Bellach und Selzach in welligem Auf und Ab. Für die landwirtschaftliche Nutzung der Aareebene haben sich die Verhältnisse insofern gebessert, als nach Durchführung von Drainagearbeiten heute weite Strecken mit Getreide bebaut werden können.

Der Emmeschuttkegel

Die Schotterebene der Emme schließt im Norden an die Untere Niederterrasse an. Sie liegt, soweit sie sich innerhalb des Untersuchungsgebietes befindet, zwischen den Molassehöhen des Bucheggberges und denjenigen östlich Subingen, Öckingen und Kriegstetten. Hier finden sich, nebst den genannten Ortschaften, Derendingen (südlicher Teil), Biberist und Gerlafingen.

In historischer Zeit durch die Emme aufgeschüttet, bildet die Ebene eine große Fläche, die sich flußaufwärts bis in die Gegend von Hindelbank–Burgdorf erstreckt. In ihrem unteren, nördlich gelegenen Teil liegt sie bei 444 m, steigt nach Süden zu gleichmäßig an und erreicht bei Hindelbank eine mittlere Höhe von 500 m ü. M.

«Die Alluvialböden der Emme enthalten in den höheren Lagen im allgemeinen einen lehmigen Sand (Schlicksand, Überschwemmungslehm); darunter liegen die eigentlichen Emmeschotter... Der Emmekies besteht in der Hauptsache aus Nagelfluhmaterial» (30, S. 76/77). Geröllunterschungen ergaben für die vier häufigsten Gesteinsarten folgende prozentuale Anteile: 42% Quarzit; 22% Kieselkalke; 17% Flyschsandstein; 12% exotische Granite, Porphyre usw. aus der Molassenagelfluh (30).

Gegen Norden zu schließt die Emmeebene auf einer Linie, die von Derendingen nach Subingen verläuft, an die Untere Niederterrasse an. Wo der Übergang eigentlich stattfindet, konnte nicht mit Sicherheit festgestellt werden (S. 44). Jedenfalls erfolgt er ohne jegliche sichtbare Markierung im Gelände. Es läßt sich nur sagen, daß südlich der angegebenen Linie (Karte II) die Aufschlüsse und Baugruben bloß Emmematerial zeigen, während nördlich davon die Schotter zur Hauptsache aus Rhonematerial bestehen. Im letzteren Falle handelt es sich um die Untere Niederterrasse, deren Schotter während des Solothurner Stadiums sich mit den Emmeschottern verzahnt haben. Somit dürfte die Emme vom Solothurner Stadium an den heutigen Lauf eingeschlagen haben. Die Überhöhung des Emmeschuttkegels (= Emmeebene) geschah vor allem seit dem 16. Jahrhundert, als das Napfgebiet stärker besiedelt und der dortige Wald unvorsichtig gerodet wurde. Diese Überhöhung führte dann zu einem Rückstau der Aare und zu den Überschwemmungen im Seeland, die beide erst durch die Juragewässerkorrektion behoben wurden (S. 52).

Mit den übrigen Alluvialböden des Untersuchungsgebietes bildet die Emmeebene die am tiefsten gelegenen Teile, welchen von allen Seiten die Wasser zuströmen. Daß aber die Emmeebene, trotz der in früheren Jahrhunderten häufigen Überschwemmungen, doch mit zahlreichen Ortschaften besiedelt ist, muß dem Umstand zugeschrieben werden, daß sie noch etwas höher liegt als die beiden Aareebenen westlich und östlich Solothurn und in nördlicher Richtung ein ansehnliches Gefälle besitzt (4‰). Deshalb konnten die zwischen Wällen gebannten Wasser rasch abfließen. Der Emmeschuttkegel ist das reichste Grundwassergebiet der ganzen Landschaft.

3. *Talbildungen*

Unter dem erodierenden Einfluß der Bäche und Flüsse entstehen Täler. Wenn ein Fluß sehr rasch und stark einschneidet, bildet sich ein Klammtal mit nahezu senkrechten Talwänden. Mit dem Fortschreiten der Erosion auf den Seitenhängen entwickelt sich daraus ein Kerbtal (V-Tal) und schließlich ein Tal mit breiter Sohle und wenig steilen Seitenhängen (40, S. 55).

Es lassen sich im untersuchten Gebiet verschiedene Typen dieser Talformen nachweisen.

Im Känelmoos nördlich Selzach hat der Selzachbach einen etwas breiteren, aber noch wenig tiefen Graben geschaffen. Die erodierende Arbeit des Bülletsbaches und des Dorfbaches von Bellach führte zur Bildung von zwei kurzen, engen Talschluchten: Großgraben nordwestlich und Geißloch nordöstlich Bellach. Die Siggern hat ihr ur-

sprünglich enges Tal teilweise wieder mit den eigenen Ablagerungen aufgefüllt. Ihre Uferböschungen treten streckenweise ziemlich weit auseinander und sind schon sehr abgeschrägt, ein Zeichen fortgeschrittener Talbildung. Ihr Talboden macht südlich Niederwil (Günsberg) den Eindruck einer Alluvialebene, in die sich die Siggern selber einzugraben beginnt.

Südlich Oberbipp hat sich der Dorfbach eine Rinne gegraben, der heute ein Stück weit die Eisenbahnlinie Olten–Solothurn folgt.

Auf dem Nordabhang des Bucheggberges gibt es im Untersuchungsgebiet nur die Flußtalbildung im Wildmannswald. Im Gebiet der Ortschaften Lüßlingen und Leuzigen haben die Dorfbäche einen Taleinschnitt höchstens angedeutet; wegen ihres kleinen Einzugsgebietes sind sie zu schwach, um sich tiefer in den Untergrund einzuschneiden.

4. *Schuttkegel, Schutthalden, Murgänge*

Zur besseren Übersicht wird zwischen Bach- und Trockenschuttkegeln, Schutthalden und Murgängen unterschieden.

Bachschuttkegel. Flüsse und Bäche führen den in ihr Bett gefallenen Gesteinsschutt solange mit, als sie hiezu genügend Kraft besitzen. Sobald sie in eine weniger steile Talstufe einmünden, lassen sie das mitgeführte Material in Form von Schuttkegeln liegen; die Wasser haben infolge Geschwindigkeitsverlust für den Weitertransport zu wenig Kraft. Die Gestalt der Bachschuttkegel kann ganz verschieden sein. Für gewöhnlich ist sie die eines Halbkegels. Je nach dem Verlauf der Wasserrinne kann sie auch gebogen oder einseitig ausgebildet, ganz flach oder steil sein. Solche Bachschuttkegel finden sich im Untersuchungsgebiet beinahe ausschließlich dem Jurafuß entlang, weil die Bäche hier das nötige Gefälle aufweisen. Diese Voraussetzung trifft jedoch für die südlich der Aare gelegenen Gewässer nicht zu. Darum ist dort nirgends die typisch ausgeprägte Form eines Bachschuttkegels festzustellen.

Eine ganze Reihe von Schuttkegeln zeugt für die Arbeit der Jurabäche. Bei Selzach hat der Selzachbach gleich zwei Schuttkegel nacheinander aufgeschüttet. Der Bach kommt aus dem Känelmoos, mündet bei Seuset in ein kleines Tal (ehemaliges Gletscherrandtal W 2) und bildet hier den ersten Schuttkegel, der sich fächerförmig gegen den Hügelzug des Länghölzli ausbreitet. Der zweite Schuttkegel liegt beim Eintritt des Selzachbaches in die Aareebene. Hier wendet sich der Bach plötzlich nach Westen. Das hat zur Folge, daß der Schuttkegel in seinen unteren Partien ebenfalls nach Westen gerichtet ist. Auch südlich Langendorf entstand durch die Arbeit des Wildbach ein Schuttkegel. Auf ihm stehen heute einige Quartiere von Solothurn-West.

Die Siggern hat östlich Flumenthal einen Schuttkegel in die Aareebene vorgetrieben. Zwei weitere finden sich östlich davon am Fuße des Aarerains beim Eintritt der Dorfbäche von Wiedlisbach und Oberbipp in die Aareebene (Karte II). Die Ortschaften Attiswil, Oberbipp und teilweise auch Niederbipp stehen auf Bachschuttkegeln. Ein solcher wurde zwischen Attiswil und Wiedlisbach («Wehri») vom Wehribach aufgeschüttet.

Der Schuttkegel von Niederbipp ist in Wirklichkeit kleiner, als er auf der Geologischen Karte der Schweiz 1:200 000 (Blatt 2) eingezeichnet ist, und reicht höchstens bis an die Eisenbahnlinie Niederbipp-Wangen a. A. hinunter (S.29).

Weil die Jurabäche seit einiger Zeit ein eingedämmtes Bachbett haben, geht das Wachstum ihrer Schuttkegel nur noch langsam voran. Die Schuttkegel sind von der Vegetation ganz bedeckt und tragen verschiedene Siedlungen.

Trockenschuttkegel sind als typische Bildungen der Gebirgsregionen im Untersuchungsgebiet nirgends anzutreffen.

Schutthalden und Schuttfelder entstehen am Fuße steilerer Gehänge und Felswände.

Zwischen Solothurn und Grenchen ist dem Jurafuß die Terrasse der Plateauschotter vorgelagert. Der Übergang von dieser Terrasse zu den steil ansteigenden Hängen des eigentlichen Juraberges bildet – von Grenchen bis Balm (Günsberg) – eine Zone aus Gehängeschutt. Sie ist nicht so steil wie der Jura selber, aber doch steiler als die Terrasse der Plateauschotter. Da sie einst noch stark von der Grundmoräne W1 bedeckt war, liegt ein buntes Gemisch von Juraschutt, Grundmoränenmaterial und erratischen Blöcken vor. Diese Anhäufung von Gehängeschutt hat im Gebiet von Rüttenen bis Niederwil (Günsberg) insofern eine besondere Modellierung erfahren, als beim Rückzug des Gletschers W 1 die schmälerwerdende Gletscherzunge sich in die Schuttmassen eingeschnitten und die Böschung teilweise steiler gemacht hat. Darum scheint das Gebiet nördlich und nordöstlich Rüttenen eine Terrasse zu bilden (Karte II; S. 26).

Schuttfelder finden sich auch nördlich Attiswil, Wiedlisbach und Oberbipp. Sie liegen oberhalb des Grundmoränengebietes W 1 auf einer terrassenförmigen Verebnung in etwa 650–690 m Höhe. Ihr Material besteht ausschließlich aus Juraschutt, der von den höhergelegenen Felsen heruntergestürzt ist. Auf einer dieser Schuttflächen liegt das Dorf Rumisberg, 640–650 m ü. M.

Murgänge entwickeln sich, wenn der an grobem Schutt reiche Boden auf steilen Gehängen mit Wasser stark durchtränkt wird. Sie sind ein zähflüssiges, ruckweise sich abwärtswälzendes Gemisch von Wasser, Erde, Schutt, Blöcken und Holz. Ursachen dazu sind Wolkenbrüche oder langandauernde Regengüsse, rasche Schneeschmelzen oder

Stauungen des Abflusses. Solche Murgänge gleichen gletscherähnlichen Schuttströmen mit aufgewölbter, wulstiger Oberfläche und steilen Rändern (40, S. 39/46).

Westlich Selzach ist nach der Würmeiszeit ein Murgang niedergegangen. Seine oberste Abrißstelle liegt nördlich Vögelishof (Selzach) in 620 m Höhe. Die Schuttmassen reichen bis hart an die heutige Bielstraße hinunter. Beim Niedergehen hat der Murgang den Terrassenrand der Plateauschotter zerstört und das Gletscherrandtal des Solothurner Stadiums zwischen Bettlach und Selzach zugeschüttet. Gegen die Bielstraße hin zeigt er die typischen Formen mit aufgewölbter Oberfläche und steilen Rändern.

5. *Gewässer und spezielle Erosionsformen*

Das heutige Gewässernetz

Von den heutigen Flüssen und Bächen ist schon mehrmals die Rede gewesen, z. B. im Zusammenhang mit den Reliefformen, die sie geschaffen haben. Nun soll eine kurze Zusammenfassung über Entwicklung und Bedeutung einzelner wichtiger Wasserläufe während und seit der letzten Eiszeit geboten werden. Hierbei werden Mäander und Erosionsränder als spezielle Erosionsformen kurz erwähnt.

Aare. Nach dem Rückzug des Gletscherlappens bei Wohlen (Karte I) floß die Aare über Bern, Wohlen, Oltigen der Saane zu und mit dieser gemeinsam über Bargen, Aarberg in den postglazialen großen Solothurner See, in dem sie westlich Aarberg ein flaches Delta aufschüttete. Nachdem der See ausgeflossen war, schuf sich die Aare im ehemaligen Seeboden ihr eigenes Bett. Wegen des geringen Gefälles (etwa 0,276‰) war die Aare gezwungen, ihren Weg in vielen Windungen zu nehmen. So entstanden jene Flußformen, die große Ähnlichkeit mit freien Flußmäandern haben. Zu nennen sind die Mäander nördlich Lüßlingen–Nennigkofen und Leuzigen. Weiter nach Westen zu entstanden noch andere Mäander; sie liegen aber außerhalb des Untersuchungsgebietes.

Östlich Solothurn hat die Aare ein merklich größeres Gefälle (1,3‰). Sie fließt schneller und besitzt darum auch größere Erosionskraft. In diesem Gebiet hat sie, von der Emme verstärkt, den Steilrand des Aarerains geschaffen und ihn immer mehr gegen Norden verlegt (S. 16 f., 32). «In rezenter Zeit hat sie aber die Tendenz, ihr Bett in der Schachenebene zu verlegen» (25, S. 282).

In der Gegend von Walliswil–Bipp sind drei übereinanderliegende Erosionsterrassen erkennbar. Beim Ausfließen des Glazialsees von Wangen a. A. hat sich also die Aare den Weg in Etappen gebahnt. Die stärker betonten Phasen des Einschneidens sind durch horizontale Erosionsränder markiert worden. Sie liegen bei 460, 445 und 436m über Meer.

Das größere Gefälle, das die Aare in diesem östlichen Teil ihres Laufes besitzt, wird bei Luterbach und Bannwil zur Gewinnung von elektrischer Energie benützt.

Emme. Sie floß schon vor der Würmeiszeit (Interglazial Riß–Würm) im gleichen Gebiet gegen Norden, durch das sie den heutigen Lauf nimmt. Dafür zeugen die interglazialen, von der Grundmoräne des Wangener Stadiums überdeckten Emmeschotter der Terrasse östlich von Attisholz sowie nördlich von Berner Schachen und Hohfuhren (25, S. 277). «Während der größten Ausdehnung der Würmeiszeit (W 1) blockierten die vereinigten Eismassen des Aare- und Rhonegletschers bei Burgdorf das Tal der Emme und nötigten sie, ihren Lauf dem rechten Gletscherrand entlang über das heute tote Tal von Wynigen zu nehmen, das jetzt von der Bahnlinie Burgdorf–Olten benützt wird. Die Stauung der Emme bei Burgdorf bewirkte in den eisfreien Tälern oberhalb Burgdorf eine starke Aufschotterung» (30, S. 5). Nach der Auffassung von J. Hug ist es wohl sicher, daß die Emme und die anderen Schmelzwasser des Gebietes der Reihe nach oder gleichzeitig durch alle Nebentäler, die ins Tal der Önz mündeten, den Abfluß nach Norden nahmen. Die Untersuchungen der Schotter in den betreffenden Talböden belegen diese Tatsache. Am Ende der Würmeiszeit, d. h. seit dem Absinken des Glazialsees von Wangen a. A., fließt die Emme wieder durch das heute von ihr benützte Tal in die Aare. Im Laufe der Zeit hat sie eine große Ebene (= Emmeschuttkegel) aufgeschüttet, aber auch erodierend gewirkt. Das zeigen die verschiedenen Erosionsränder bei Biberist (Karte II). Der Fluß hat sich hier in seinen eigenen Schuttkegel eingeschnitten. Die Erosionsränder sind heute überwachsen und verschiedentlich überbaut worden, so daß sie nicht ohne weiteres erkennbar sind. Beim genauen Studium der Landschaft lassen sie sich aber unschwer feststellen.

Die kleineren Gewässer. Von den Bachläufen des Untersuchungsgebietes ist im Zusammenhang mit den Talbildungen, die sie bewirkt haben, gesprochen worden (S. 57). Wegen des größeren Einzugsgebietes sind sie am Fuße des Jura zahlreicher als am Nordhang des Bucheggberges.

Grundwasservorkommen. Eine Karte im Solothurnischen Tiefbauamt zeigt in klarer Übersicht die Grundwasservorkommen in den Schot-

terebenen und Schotterterrassen östlich Solothurn sowie am Fuße des Jura und im Bucheggberggebiet. In der Aareebene westlich Solothurn ist kein Grundwasser zu finden, da das Tal von Büren bis Solothurn mit dem blauen Ton des Solothurner Sees bis zur Erdoberfläche ausgefüllt ist. Dadurch wird die Ansammlung von Grundwasser verhindert. Dagegen enthalten die von Dotzigen an talaufwärts, über den Tonen der Aareebene liegenden postglazialen Schotter wieder Grundwasser. Das reichste Grundwassergebiet ist der Emmeschuttkegel. Zeigen sich bei hohem Grundwasserstand zahlreiche Wasseraufstöße, so besteht bei niedrigem Stand Gefahr für Trockenheit. Der heutige Emmelauf stellt nach J. Hug den an der Oberfläche sichtbaren Spiegel des Grundwassers dar.

Ehemalige Flußläufe

Rechts und links der Gletscherzunge vom Solothurner Stadium hatten die Schmelzwasser zwei Abflußrinnen (Gletscherrandtäler) gebildet. Sie sind als solche auch heute noch gut erkennbar (S. 42), werden aber nur noch stellenweise von Bächen durchflossen, da sich diese seit dem Verschwinden des Eises einen kürzeren, zur ehemaligen Richtung senkrecht stehenden Abfluß gegen die Aareebene geschaffen haben.

Zwischen Bucheggberg und Bleichenberg befand sich einst ein Seitenarm der Emme. Einen Anhaltspunkt dafür liefern bei Äspli – zwischen Biberist und Zuchwil gelegen – die durch den Stau der Emme am Rhonegletscher W 2 entstandenen Stauschotter (H. Ledermann, S. 41). Dieser Seitenarm der Emme zeigt ein deutliches Gefälle von Biberist gegen Zuchwil hin.

C. Morphogenetischer Überblick

In diesem Kapitel soll dargetan werden, wie im Zungenbecken des würmeiszeitlichen Rhonegletschers zwischen Grenchen und Bannwil die einzelnen Formen in chronologischer Reihenfolge entstanden sind und, falls nötig, welche Faktoren bestimmend mitgewirkt haben. Zusammensetzung, Verbreitung und sonstige charakteristische Merkmale der verschiedenen Formengruppen werden nicht im einzelnen erwähnt, da sie aus den vorhergehenden Abschnitten als bekannt gelten dürfen.

Große oder vorletzte Interglazialzeit

Für die Altersbestimmung bereiten die älteren Ablagerungen immer noch Schwierigkeiten, während die Formenfülle aus der Würmeiszeit schon recht klar vorliegt. Unter den quartären Ablagerungen, die der Molasse aufliegen, sind die Plateauschotter die ältesten der im Relief des Untersuchungsgebietes in Erscheinung tretenden Bildungen. E. Gerber und P. Beck verlegen ihre Entstehung an den Schluß der Rißeiszeit, als der Rhonegletscher bereits aus der Gegend gewichen war. Andere Forscher glauben, ihre Entstehung, in Analogie zu ähnlichen Ablagerungen in der Ostschweiz, in der Zeit vor der Rißvergletscherung suchen zu müssen, und nehmen an, daß beide, Riß- und Würmvergletscherung, die Plateauschotter überfahren haben. Von den Plateauschottern, die die Reste einer sehr großen Aufschotterung sein müssen, sind heute vornehmlich auf den Molasseanhöhen und deren seitlichen Hängen Teile übrig geblieben; sie bilden hier vereinzelt Schotterterrassen.

Rißeiszeit

Grundmoräne und erratische Blöcke der Rißeiszeit konnten im Untersuchungsgebiet nirgends festgestellt werden. Auch bei den Sondierbohrungen 1946/47 wurden am Grunde des Molassebeckens von Luterbach keine Rißablagerungen getroffen (25, S. 277). Rißablagerungen könnten am ehesten zu beiden Seiten des würmeiszeitlichen Gletschers, vor allem in größeren Höhenlagen, gefunden werden.

Interglazial Riß–Würm

Aus der Vorwürm-Zwischeneiszeit sind zunächst die Reste eines Emmeschuttkegels erhalten. Sie werden heute in den großen Kiesgruben von Attisholz und östlich Flumenthal abgebaut und bilden die Steilstufe des Aarerains. Es muß schon vor Überfahren durch den würmeiszeitlichen Rhonegletscher eine gewisse Abtragung und Durchtalung dieser Schotterflächen existiert haben. Wie H. Furrer (25, S. 277) gezeigt hat, liegen im Gebiet von Schachen, Hohfuhren und Wangen a. A. interglaziale Sande und Schotter unter der Grundmoräne W 1, und zwar unter dem heutigen Talboden, in 380–390 m ü.M. Das ergibt gegenüber der Oberkante des Aarerains einen Höhenunterschied von rund 60 m. So groß ist also der Abtrag gewesen.

Ein Vorwürm-Aarelauf aus dieser Zeit ist nördlich Bern in der Molasse nachgewiesen. Die Aare floß vom heutigen Berner Stadtkern in Richtung Zollikofen–Münchenbuchsee. Dieser alte Aarelauf wurde durch Grundmoräne und Karlsruhschotter ausgefüllt (29).

Die Emme, durch die Zuflüsse aus allen Nebentälern und durch die Aare verstärkt, floß schon in ihrem heutigen Gebiet gegen Norden und

schüttete dabei den großen Schuttkegel auf, der bis an den Jurafuß hinreichte (S. 16). Seine durchschnittliche Höhe betrug in den Endpartien 450 m ü. M. Es ist darum anzunehmen, daß wegen dieser hohen Lage ihres Flußbettes die Wasser der Emme auch durch die östlich gelegenen Seitentäler einen Abfluß fanden und sich über Herzogenbuchsee im Gebiet der heutigen Aare bei Bannwil sammelten (Karte I; S. 68).

Wangener Stadium der Würmeiszeit

Während des Wangener Stadiums des würmeiszeitlichen Rhonegletschers war die ganze Landschaft, soweit es sich um das Untersuchungsgebiet handelt, von den Eismassen des Rhonegletschers bedeckt. Dieser lagerte dabei seine Stirn-, Seiten- und Grundmoränen ab. Karte II zeigt Verteilung und Ausdehnung derselben. In dieser Periode gab es keine Aare und keine Emme. Die Schmelzwasser des Gletschers bauten vor der Stirnmoräne talabwärts die langgezogenen, flachen Schotterfelder der Oberen Niederterrasse auf. Charakteristisch für den Rhonegletscher der Würmeiszeit ist, daß seine Stirnmoränen, auf den vorgeschobenen Niederterrassenschottern liegen. Die Aufschüttung dieser Schotterfelder begann schon, bevor der Gletscher seinen Höchststand erreicht hatte. Er glitt über seine eigenen Schottermassen hinweg und setzte ihnen die Endmoränen auf. Sehr wahrscheinlich wurde in dieser Zeit durch die Schmelzwasser, die dem linken Gletscherrand entlang flossen, die kurze Abflußrinne östlich Oberbipp und südlich Niederbipp gebildet (Karte II). Es kann aber auch sein, daß ihre Entstehung erst in die Periode des beginnenden Gletscherrückzuges fällt.

Die Wasser des Emmentales und die rechtsseitigen Schmelzwasser des vereinigten Aare- und Rhonegletschers flossen in zahlreichen Rinnen dem heute «toten» Tal zu, das von Burgdorf über Wynigen bis nach Langenthal von der Bahn benützt wird (S. 61). Als der Gletscher zurückschmolz, verlagerte sich dieser randliche Abfluß gegen Norden.

Auch während der Zeit der größten Gletscherausdehnung W 1 lag die Gletscherzunge nicht völlig unbeweglich am gleichen Ort. Sie bewegte sich vorwärts, schmolz zurück, um wieder vorzurücken. Der einsetzende Rückzug des Gletschers erfolgte zuerst in kurzen Etappen. Das kommt in den gestaffelt hintereinanderliegenden Rückzugsmoränen südlich Niederbipp, Oberbipp, Wiedlisbach, Attiswil bis in die Gegend von Solothurn zum Ausdruck. Bei Brestenberg muß der Gletscher W 1 auf seinem Rückzug einen längeren Halt gemacht haben, so daß es zur Bildung des sogenannten Brestenbergstadiums kam. Nachher hat er sich rasch aus dem Untersuchungsgebiet wahrscheinlich bis in die Gegend von Avenches–Payerne (66) zurückgezogen, um

hernach ein letztes Mal bis Solothurn vorzurücken. Andere Rückzugsbildungen des Gletschers W 1 werden in der im Westen von Solothurn gelegenen Landschaft nicht gefunden. Dies schließt allerdings nicht aus, daß im Becken des ehemaligen Wangener und Solothurner Sees Toteismassen zurückgeblieben sind, die den Zusammenhang mit dem eigentlichen Gletscher verloren hatten.

Interstadial Würm 1 – Würm 2

Zwischen der Periode des Gletscherrückzuges und der beginnenden Interstadialzeit lassen sich keine ganz genauen Grenzen ziehen. Es gibt Geschehnisse, die sowohl dem Abschmelzen des Eises als auch der Interstadialzeit zugeordnet werden können.

Hinter den Wangener Moränen entstand ein glazialer Stausee, der bis zur zurückgeschmolzenen Gletscherzunge reichte. Mit Ausnahme der bis heute verbliebenen Becken des Bieler, Murtener und Neuenburger Sees war er nur wenig tief, wie denn auch der eigentliche spätglaziale Solothurner See nur etwa 30–40 m Tiefe hatte.

Nach heute allgemein geltender Auffassung spielen Toteismassen bei Gletscherrückzügen eine wichtige Rolle. Sie bewahren die Becken, die vom Gletscher geschaffen oder vergrößert wurden, vor Zuschüttung durch die Geröllmassen der Flüsse. So läßt sich die Erhaltung der drei heutigen Juraseen und des ehemaligen Solothurner Sees nicht anders vorstellen, als daß Toteis sie vor Auffüllung bewahrt hat. Ähnliche Verhältnisse hat A. Jayet für das Genferseebecken nachgewiesen. In die gleiche Zeit fällt die Ablagerung der Älteren Seelandschotter. Sie erfolgte randlich zu den Toteismassen wie auch über diese hinweg und setzte sich in der letzten Etappe bis in die Vorstoßzeit von Würm 2 fort. Aus diesem Grunde sind die obersten Schichten der Älteren Seelandschotter mit Grundmoränenpaketen und erratischen Blöcken vermischt.

Zu Beginn der Interstadialzeit reichte ein Rhonegletscherlappen noch ins Gebiet der Stadt Bern. Der Aaregletscher erwies sich als schwächer und schmolz rascher zurück. Die Schmelzwasser (Aare) flossen durch das Tal der Worblen nach Boll (also im Worblental umgekehrt wie heute) und durch das Linden- und Krauchtal Burgdorf zu (31; Karte I).

Die Emme, sofern zu jener Zeit von einer Emme gesprochen werden darf, und die übrigen Gewässer begannen beim Zurückweichen des Rhonegletschers mehr gegen Norden zu fließen (Karte I). Sie benützten dabei die eigentliche Emmeebene wie auch die seitwärts ins Tal der Önz abzweigenden Nebentäler. Die Abflüsse erreichten den heutigen Aarelauf über Herzogenbuchsee in der Gegend von Bannwil. Auch in dieser Zeit entstand im Gebiet zwischen Solothurn und Wan-

gen a. A. ein größerer Emmeschuttkegel; er erreichte nicht mehr die Ausmaße und Höhe der früheren, interglazialen Ablagerung (Riß/Würm). Zu Anfang der Interstadialzeit wurde im Untersuchungsgebiet der Schuttkegel vermutlich als flaches Delta im Glazialsee von Wangen a. A. aufgeschüttet. Nach dem baldigen Ausfließen dieses Sees ging die Aufschüttung als Schuttkegel weiter. Er wird zur Höhe von 460–470 m ü. M. gelangt sein. Das hatte zur Folge, daß die Wasser der Emme auch über Biberist, Äspli, Zuchwil flossen. Stauschotter aus Emmematerial im Gebiet von Äspli belegen diese Tatsache (S. 41, 62). Wie Erosionsränder bei Biberist nahelegen, hat die Emme in späterer Zeit das Terrain ihres Schuttkegels und vermutlichen Deltas wiederum tiefer gelegt und die Flußstrecke über Biberist, Äspli, Zuchwil nicht mehr benützt. Sicher floß ein Seitenarm der Emme noch während des Solothurner Stadiums durch das Tälchen links vom Bleichenberg. Die Stauung der Wasser und die darauffolgende Ablagerung von Emmematerial bei Äspli muß durch den Rhonegletscher W 2 verursacht worden sein. Während dieser Zeit müssen die Wasser dieses Seitenarmes an der Zerstörung der Stirn- und Seitenmoränen von Solothurn mitbeteiligt gewesen sein.

Nach dem Ausfließen des Glazialsees von Wangen a. A. schufen die Emme und die Schmelzwasser des sich zurückziehenden Rhonegletschers durch ihr Hin- und Herpendeln den Steilrand des Aarerains. Bei der später einsetzenden Abtragung ihrer eigenen Schottermassen schwemmten sie die aus Ton und Sand bestehenden Seeablagerungen weg und vermischten sie zum Teil miteinander.

Als sich gegen das Ende der Interstadialzeit der Gletscher gegen Avenches zurückzog, wurde das Lyßbachtal für kürzere Zeit die Abflußrinne für die Wasser der Aare. Die Richtung gegen die Emme hin blieb durch Grauholz und durch Bantiger versperrt.

Solothurner Stadium der Würmeiszeit

Nachdem bereits eine leichte Erosion der Seelandschotter eingesetzt hatte, rückte der Rhonegletscher noch einmal bis ins Gebiet der heutigen Stadt Solothurn vor. Mächtigkeit und Umfang waren allerdingsvon geringerem Ausmaß als zur Zeit der maximalen Ausdehnung, während welcher er den größten Teil des westschweizerischen Mittellandes bedeckte. Im neuen Stadium schickte er nur noch eine schmale Gletscherzunge dem Jurafuß entlang vor. In ihren vordersten Teilen war sie zwischen den Jurafuß und den Molasseanhöhen des Bucheggberges eingebettet. Bei Solothurn kam der Gletscher zum Stillstand. Er lagerte hier die Stirnmoräne ab. An diese schlossen sich links und rechts dem Gletscherrand entlang gegen Westen zu die Seitenmoränen an. Außerhalb der Stirnmoräne, östlich Solothurn, schütteten die

Schmelzwasser die Untere Niederterrasse auf, die sich in den Emmeschuttkegel aus der Interstadialzeit einschnitt. Die Schmelzwasser schufen auch die beiden Gletscherrandtäler nördlich Bellach, Selzach, Bettlach einerseits und südlich Lüßlingen, Nennigkofen, Leuzigen andererseits.

Im Solothurner Stadium staute der Gletscher W 2 die Aare bei Lyß. Vermutlich fand sie vorübergehend einen Weg durch das Limpachtal. Gleichzeitig suchte sie sich einen Ausweg gegen Wohlen. In dieser Richtung mußten die Wasser der Aare höchstwahrscheinlich erst einen Lauf schaffen. Das Tal, hauptsächlich in Molasse eingeschnitten, ist jung. Als der Anschluß an die Saane gefunden war, floß die Aare nur noch von Bern über Wohlen und Oltigen ins Seeland und schnitt sich mit der Senkung des Solothurner Sees in drei Etappen ein (z. B. bei Aarberg).

Der Rhonegletscher des Solothurner Stadiums zog sich nicht etappenweise zurück wie im Wangener Stadium, sondern schmolz wohl sehr rasch ab. Auf einem kurzen Zwischenhalt hinterließ er eine Seitenmoräne am Ostende des Büttenberges; sie war für die Bildung des prähistorisch wichtigen Pieterlenmooses von Bedeutung (6). Die nächsten Moränen talaufwärts finden sich bei Moudon, wo eine Endmoräne das Tal überquert (Würm 3). Von da zog sich der Rhonegletscher sehr rasch in die Alpen des Rhonetales zurück (66).

Alluvium

Gestaut durch die Stirnmoräne von Solothurn entstand nach dem Gletscherrückzug W 2 der eigentliche Solothurner See. Durch teilweises Ausfließen sank das Seeniveau von ursprünglich 450 m auf 432 m hinunter. Vom Seestand 432 m sind die heutigen drei Juraseen die letzten Reste. Denn stete Auffüllung und weiteres Ausfließen bewirkten, daß der Solothurner Teil des Sees mit der Zeit verschwand.

Die Aare, die nach der letzten Eiszeit ihren Lauf wiederum dem Jurafuß entlang nahm, schüttete im Gebiet zwischen Meinisberg und Kerzers einen großen, das ehemalige Seeniveau um rund 10 m überragenden Schuttkegel auf.

Die Emme floß schon vor dem Solothurner Stadium durch das heute von ihr benutzte Gebiet nordwärts der Aare zu.

Als Folge der verschiedenen formbildenden Faktoren des Alluvium entstanden die Schotterebenen, Flußtäler, Steilstufen, Schuttkegel und Schutthalden und werden am Fuße des Jura in relativ großer Zahl angetroffen. Sie liegen alle über den Moränenablagerungen der Würmeiszeit oder haben dieselben zum Teil schon abgetragen oder ganz zerstört.

Vergleich mit den Ergebnissen der Botanik u. Prähistorik

Die soeben gemachten Feststellungen stimmen mit den Ergebnissen der Botanik und Prähistorik bestens überein, besonders hinsichtlich der Datierung des Solothurner Sees. Die Botaniker unterscheiden am Abschluß der letzten Eiszeit ein Spätglazial und ein Postglazial. Mit Hilfe der Pollenanalyse ergeben sich folgende Datierungen.

Eiszeit

Ende Würmeiszeit: etwa 12 000–10 000 v. Chr. Magdalénien. Stadium von Solothurn.

Ältere Tundrazeit: Ältere Dryaszeit. Völlige Waldfreiheit. Offene Landschaft, daher starke Schuttverlagerung. Klima kalt und mehr oder weniger trocken.

Spätglazial

Allerödschwankung: 10 000–9000 v. Chr.
Klima wärmer. Deutlich vorübergehende Bewaldungszunahme mit Birken und Kiefern. Sandablagerungen und Gythien. Rückschmelzen des Eises. Im Aaretal Verschwinden des Toteises. Rückschmelzen des Rhonegletschers etwa von Moudon (W 3) weg.

Jüngere Tundrazeit: Jüngere Dryaszeit. Letzter größerer Vorstoß der alpinen Gletscher, Schlern–Gschnitzstadium in den Alpen bis 7000 v. Chr.

Postglazial

Präboreale und Boreale Zeit: 7000–4000 v. Chr.
Wärmer, trocken. Mittelsteinzeit. Im Seeland Fortsetzung der Lebensweise des Menschen als umherschweifender Jäger und Wanderfischer. Um 4000 v. Chr. hatten die Juraseen einen tiefsten Stand. Bildung von Torf.

Atlantische Zeit: Warm; höchste Waldgrenze in den Alpen; gegen das Ende zunehmende Feuchtigkeit.
Eichenmischwald: 4000-1800 v. Chr. Steigen der Seespiegel auf 440 m ü. M.
Jüngere Steinzeit: Neolithiker, zuerst am Ufer (Bieler See), dann Pfahlbausiedlungen im Wasser stehend nahe dem Ufer. Während dieser

Pfahlbauperiode erfolgten mehrere Seespiegelschwankungen. Auf einen Tiefstand mit Torfbildung trat erneut ein Mittelstand ein. Nach A. Borel lassen sich mit Hilfe des Wellenschlages 427,3–427,9 m schätzen, nach W. Staub beim Pfahlbau Lüscherz 429,4 m (mittlerer Seestand).

Subboreale Zeit: Bronzezeit: mit vorangehender kurzer Kupferzeit 1800–1200 v. Chr. Warm, trocken. Buchenzeit: hier erreichten die Juraseen den tiefsten nachweisbaren Stand von 426 m.

Es mag auffallen, daß die größte Ausdehnung des Solothurner Sees in die Allerödschwankung fällt (5).

D. Siedlung und Reliefform

Nach Behandlung der Glazial- und Alluvialmorphologie des Aaretales östlich und westlich von Solothurn ist es von einigem Interesse, noch kurz auf das Verhältnis von Siedlung und Reliefform einzugehen. Natürlich kann es sich nicht darum handeln, eine erschöpfende Antwort auf alle siedlungsgeographischen Fragen des Untersuchungsgebietes zu geben. Der Untersuchungsraum ist zu klein, um alle Faktoren zu erfassen, die bei den verschiedenen Ansiedlungen mitgewirkt hatten. Es wäre weiter auszuholen und ein größerer Landschaftsraum in den Bereich der Untersuchungen einzubeziehen. Hingegen ließ sich durch Studium und Gruppierung der verschiedenen Reliefformen unschwer feststellen, welche Oberflächenformen für Siedlungen bevorzugt wurden. Und darauf wird sich das Hauptaugenmerk richten. Auch wird die Frage zu beantworten sein, warum gerade diese Landschaftsform und diese bestimmte Lage ausgewählt wurden.

Im Buch «Das Schweizer Dorf» (69) erklärt E. Winkler, daß sich in der Schweiz wie auch im Ausland die Forschung für die Zusammenhänge zwischen Dorf, Boden und Klima, ja selbst der gesamten Naturlandschaft, erst in den Anfängen befinde, während der Beitrag von Emil Egli sich mit den «Naturgrundlagen des Schweizer Dorfes» befaßt (69, S. 23–40).Darnach gehören zu den allgemein für Siedlungen bevorzugten Reliefformen Schuttkegel (Schwemmkegel), Terrassenlagen, Deltas, Talmündungen und Seeufer (besonders Nordufer). Diese Erkenntnis gilt natürlich weniger für junge, moderne Ansiedlungen, als vielmehr für alte Niederlassungen. Bei der Wahl des Siedlungsplatzes spielte immer eine ganze Reihe von Faktoren mit. Für größere Städte kommt eine lange Kette positiver Naturgrundlagen in Betracht, bei Dörfern sind es deren meistens nur einige und bei Höfen

kann ein einzelnes Element genügen (69, S. 26). Grundlegende Faktoren sind sicherer Baugrund, vorteilhafte Sonnenlage und bequeme Wasserversorgung, günstige Lage gegen Wind, Schutz vor Naturgewalten (Bergsturz, Gewässer) oder Sicherheit gegen äußere Angriffe. Es sind vor allem in der Natur begründete Gesichtspunkte, die im niederschlagsreichen Berg- und Gebirgsland der Schweiz eine wichtige Rolle spielen (69, S. 39/40). Verschiedene der genannten Naturgrundlagen, denen in früheren Jahrhunderten eine entscheidende Bedeutung zukam, sind heute ohne großen Belang. Die moderne Siedlung ist nicht mehr im früheren Umfang landschaftsbedingt; durch die Fernleitung von Wasser und elektrischer Kraft ist sie unabhängiger geworden (69, S. 25).

Die im Untersuchungsgebiet auftretenden Reliefformen sind Stirnmoränen, Wallmoränen, fluvioglaziale und alluviale Schotterebenen, Schotterterrassen, Bergsturzgebiete, Schuttkegel, Gehängeschuttbänder und ehemalige Seeböden. Eine zahlenmäßige Zusammenstellung über die Besiedlung dieser Formen ergibt ein recht unterschiedliches Bild. Von den Siedlungen bevorzugen nämlich

31 % erhöhte Schotterterrassen,
25 % fluvioglaziale und alluviale Schotterebenen,
22 % Bergsturzgebiet,
15,6% Schuttkegel (Bachschuttkegel),
3,2% Stirnmoränen,
3,2% Gehängeschuttbänder,
0 % Wallmoränen; ehemalige Seeböden.

Es wurde ein Unterschied zwischen Schotterterrassen einerseits und fluvioglazialen und alluvialen Schotterebenen andererseits gemacht. Denn die Schotterterrassen erheben sich merklich über den eigentlichen Talgrund, während die fluvioglazialen und alluvialen Schotterebenen meist die tiefstgelegenen morphologischen Elemente darstellen. Da sich dieser Umstand auf die Wahl des Siedlungsplatzes auswirkte, wurden die beiden Formen auseinandergehalten.

Ein und dieselbe Ortschaft kann sich in ihrer räumlichen Ausdehnung über zwei oder mehrere Reliefformen erstrecken. So liegt z. B. Niederbipp teils auf einem Schuttkegel, teils auf einer fluvioglazialen Schotterebene (Obere Niederterrasse). In diesem Falle wurden beide Formen in die Rechnung einbezogen. Die Grundmoräne, sowohl von Würm 1 als auch von Würm 2, tritt nirgends als selbständige Landschaftsform in Erscheinung und kann daher nicht als morphologisches Element für Siedlungen in Betracht gezogen werden. Trotzdem sei erwähnt, daß etwa 26% aller Ortschaften in Grundmoränengebieten liegen. Die lehmigen und sandigen Grundmoränenablagerungen sind zwar keine gesuchten Siedlungsplätze. Bei näherem Zusehen zeigt

sich denn auch, daß dort, wo Ortschaften auf Grundmoränengebieten entstanden sind, die Erosions- oder Akkumulationsarbeit rezenter Bachläufe das Moränenmaterial teilweise entfernt oder mit Kies überdeckt hat, so daß die menschlichen Behausungen auf sicherem und günstigem Grund stehen. Dies trifft, um nur einige zu nennen, für Lommiswil, Oberdorf, Langendorf, Niederwil und Günsberg zu. Dagegen verrät der Name Wangenried, daß sich der Weiler auf wasserundurchlässigem Boden (Grundmoräne W 1) befindet.

Die oben angeführten Zahlen zeigen mit aller Deutlichkeit, daß im Untersuchungsgebiet Schotterbildungen, und namentlich Schotterterrassen, für Ansiedlungen bevorzugt wurden. Mehr als die Hälfte der Ortschaften steht auf Schottergrund, seien es nun rezente Alluvialböden oder durch Erosion geschaffene Schotterterrassen. Keine Siedlung findet sich auf dem ehemaligen Seeboden, d. h. der jetzigen Aareebene westlich Solothurn. Daselbst liegen die Siedlungen am Rande der Ebene. Begreiflich! Denn, von den einst häufigen Überschwemmungen abgesehen, machen die bis in große Tiefen hinabreichenden Lehm- und Sandschichten der Aareebene das Bauen äußerst schwierig. Wo es heute die modernen Hilfsmittel trotzdem ermöglichen, geschieht es mit großen Kosten. Die kleine römische Brückensiedlung bei Altreu, nördlich Leuzigen, konnte sich nur halten, weil ihr Gebiet gegenüber dem Umgelände – wie schon ihr Name «Alta ripa» (hohes Ufer) besagt – etwas erhöht gewesen ist. Nicht besiedelt sind die Seitenmoränen.

Grenchen und Bettlach stehen teilweise auf einem geologisch jungen Bergsturzkegel. Andere Ortschaften, wie Günsberg, Kammersrohr, Wiedlisbach und andere, liegen auf den Schuttmassen eines Bergsturzes, der wohl schon vor der Würmeiszeit niedergegangen ist. Seine Formen bestimmen aber noch heute weitgehend das Landschaftsbild am Fuße des Jura, zwischen Balm (Günsberg) und Niederbipp.

15,6% der Siedlungen stehen auf Schuttkegeln. Diese Angabe ist dahin zu ergänzen, daß jeder Schuttkegel, der groß genug ist und überbaut werden konnte, eine Siedlung trägt. Nur die kleineren blieben unbesiedelt. Dieser Umstand bestätigt die Feststellung Eglis (69, S. 38), daß die Schwemmkegel außerordentlich siedlungsfreundliche morphologische Elemente sind. Die einzige Ortschaft, die sich auf einer Stirnmoräne und überhaupt auf einer wallförmigen Moränenbildung befindet, ist die Stadt Solothurn. Diese Tatsache setzt in Erstaunen, da anderwärts Moränenbildungen wie Drumlins und Seitenmoränen sehr gerne zu Siedlungsplätzen gewählt werden.

Das Seeland war schon zur gallo-römischen Zeit gut bevölkert. Funde und Ausgrabungen bestätigen, daß fast alle heutigen Niederlassungen innerhalb des Untersuchungsgebietes in römische, ja zum Teil vorrömische Zeit zurückreichen. Diese frühe und starke Besied-

lung seiner Flanken verdankt das Aaretal, neben morphologischen, klimatischen und anderen Vorzügen, vor allem den Straßenverbindungen, die es seit dem Altertum durchzogen. Eine wichtige Römerstraße führte von Avenches über Murten, Kerzers, Kallnach nach Petinesca, von hier über Büren, Arch nach Solothurn, mit Brücken in Altreu und Solothurn. Von da weg ging sie über den Jura nach Basel bis Augst und entlang dem Jura über Olten nach Windisch (63, S. 58/59). Es gab beidseits der Aare Heerstraßen über den oberen und unteren Hauenstein; Nebenstraßen und Verbindungswege von Grenchen über Allerheiligen, Balmberg, Schmiedematt, Friedau–Bärenwil–Wies, Erlimoos, Rohr–Schafmatt sind gesichert, über Mümliswil–Paßwang und Wasserfallen usw. wenigstens wahrscheinlich (33, S. 405).

Da fast alle Siedlungen bis in die römische Zeit zurückreichen und nicht erst allmählich im Laufe der Jahrhunderte entstanden sind, erübrigt es sich zu untersuchen, welche Reliefformen in den verschiedenen Zeitperioden für Niederlassungen bevorzugt wurden. Hingegen äßt siceh aus der Häufigkeit bestimmter Geländeformen als Siedlungsplätze auf deren siedlungsgeographische Vorteile schließen.

Dort, wo Ortschaften auf fluvioglazialen oder alluvialen Schotterbildungen entstanden sind, waren siedlungsgeographisch folgende Faktoren maßgebend: sicherer Baugrund, Grundwasservorkommen, leichteres Bestellen der Felder als in hügeligem oder gebirgigem Gelände, bequeme Verkehrsmöglichkeiten und Fehlen ungesunder Sumpf- und Moorgebiete. Wenn es schon zu Überschwemmungen kam, konnten die Wasser in den Schotterebenen leichter abfließen oder versickern als in den undurchlässigen Grundmoränenschichten. Zudem liegen die Ortschaften nicht mitten in der Schotterebene, sondern gegen deren Rand zu, in den Kontaktzonen der Ebene mit den anstoßenden Höhenzügen, z. B. Zuchwil, Derendingen, Biberist, Subingen, Deitingen u. a. Die künstliche Eindämmung der Flußläufe gestattet es heute, dass sich die größer werdenden Niederlassungen über Gebiete ausdehnen, die früher von häufigen Überschwemmungen heimgesucht waren. Die auf Schotterterrassen liegenden Siedlungen waren stets sicher vor Überschwemmungen des Flusses im Haupttal. Darum befinden sich Ortschaften und Straßen westlich Solothurn zu beiden Seiten der Aareebene auf den etwas ansteigenden Terrassenbändern der Älteren Seelandschotter: links Bellach, Selzach, Bettlach und Grenchen, rechts Lüßlingen, Nennigkofen, Leuzigen und Arch.

Südexposition der Terrasse bietet bessere Sonnenbestrahlung, Freiheit von Nebel und Schutz vor Nordwinden, so daß die betreffenden Gebiete im Winter oftmals günstigere Temperaturverhältnisse aufweisen als die nebligen Tiefen. Zum Vorteil des Klimas kommt die

freie Sicht. Diese Möglichkeiten machten sich die Siedlungen am Südfuß der Weißensteinkette zunutze, z. B. Lommiswil, Oberdorf, Langendorf.

Wenn die Terrasse mit Moränenmaterial überdeckt ist, besteht bei geeigneter Mischung der verschiedenen Komponenten (Sand, Kies, feinster Ton) die Voraussetzung für einen ertragreichen Boden.

Die siedlungsgeographischen Vorteile der Schuttkegel sind: Sicherheit gegenüber dem Hauptfluß, guter Baugrund, leichte Wasserversorgung, begünstigte Temperaturverhältnisse wegen der geneigten Lage, unter Umständen auch Windschutz und Wasserkraft (69). Bergsturzgebiet gewährt gleiche Vergünstigungen wie die Schuttkegellage, sofern die Größe der Bergsturzmassen überhaupt eine Besiedlung zulässt.

Wegen ihrer erhöhten und unmittelbaren Lage an der Aare war die Stirnmoräne von Solothurn der gegebene Ort für einen gut befestigten Brückenkopf, als die Verkehrswege der Aare entlang immer größere Bedeutung erlangten. Auch dem Städtchen Wangen a. A. kommt die Bedeutung eines Brückenkopfes zu. Dieser Umstand wog mehr als die Nachteile: Lage in der alluvialen Ebene mit Überschwemmungsgefahr und Mangel an natürlichen Verteidigungsmöglichkeiten. Gar keine Niederlassungen trägt die Aareebene westlich Solothurn. Es fehlt eben der sichere Baugrund. Auf Sand und Lehm lassen sich nicht gut Häuser bauen. Es fehlt das Grundwasser und damit auch die normale Abflußmöglichkeit. Dazu kam in früheren Zeiten die Gefahr der Überschwemmungen. Die Aare hatte noch keinen festen, eingedämmten Lauf, sondern verlegte ihn stetsfort.

Mit dem Aufkommen der Industrie waren Ansiedlungen an Flußläufen bevorzugt: Wasserkraft zur Erzeugung mechanischer und später elektrischer Energie. Es trifft dies für Derendingen, Gerlafingen, Luterbach und Bannwil zu.

Heute haben die morphologischen Elemente für Ansiedlungsfragen nicht mehr die gleiche Bedeutung wie in den früheren Jahrhunderten. Man ist durch die technischen Hilfsmittel unabhängiger geworden. Darum dehnen sich die Ortschaften nach Gebieten hin aus, die früher als Siedlungsplätze nicht in Frage gekommen wären. Aber auch heute noch gilt der Satz Hettners: «Nur zweckmäßig gewählte Ansiedlungen behaupten ihr Leben auf die Dauer. Fehlgriffe pflegen sich zu rächen» (69, S. 31).

BIBLIOGRAPHIE

1 *Aeberhardt, B.:* Note sur le quaternaire de Seeland. Arch. sc. phys. et nat. XVI. 1903.
2 — Sur les déviations de quelques cours d'eaux pendant la période quaternaire. Ecl. geolog. Helv. X. 1909.
3 — Sur les terrasses d'alluvions d'âge interglaciaire dans la zône intramorainique de la Suisse occidentale. Arch. sc. phys. et nat. 1909
4 *Amiet, Bruno:* Solothurnische Geschichte, Bd. I, Stadt und Kanton Solothurn, von der Urgeschichte bis zum Ausgang des Mittelalters. Solothurn 1952.
5 *Andrist, David:* Die Steinbeil-Leute im Büren-Amt. Hornerblätter Büren. 1951.
6 — Die steinzeitliche Fundstätte «Am Moosbach» im Lengnaumoos. Jahrbuch des Bernischen Historischen Museums in Bern. XXV. Jahrgang.
7 *Antenen, F.:* Beitrag zur Quartärforschung des Seelandes. Ecl. geolog. Helv. XIII. 1914.
8 — Die Alluvionen des Seelandes. Mitt. Nat. Ges. Bern. 1930.
9 — Geologie des Seelandes. Biel 1936. Verlag der Heimatkundekommission Biel.
10 *Baltzer, A.:* Die Eiszeit im Seeland. Petrogr. Mitt. Gotha. 1912
11 *Bärtschi, E.:* Das westschweizerische Mittelland.Versuch einer morphologischen Darstellung. Neue Denkschr. Schweiz. Nat. Ges. 1913.
12 *Baumberger, E.:* Zur Geologie von Leuzigen. Heim-Festschrift. Vierteljahrschr. Naturf. Ges. Zürich. 1919.
13 *Beck, Paul:* Über den eiszeitlichen Aaregletscher und die Quartärchronologie. Verhandl. Schweiz. Naturf. Ges. Zürich. 1919.
14 — Studien über das Quartärklima im Lichte astronomischer Berechnungen. Ecl. geolog. Helv. 26. 1933.
15 — Das Quartär, in «Geologischer Führer der Schweiz», 1934.
16 — Zur Revision der Quartärchronologie der Alpen. INQUA (Internat. Quartär-Konferenz, Wien, Sept. 1936) 1936. S. 110 ff.
17 — Regionale Grundlagen für die Gliederung des alpinen Quartärs. Verhandl. der Schweiz. Naturf. Ges. 1954. S. 128.
18 — Neue Gesichtspunkte zum Problem der übertiefenden Gletschererosion. Verhandl. der Schweiz. Naturf. Ges. 1954. S. 127.
19 *Borel, A.:* Les différents niveaux du lac de Neuchâtel à des époques déterminées. Le Petit Rameau de Sapin du Club jurassien. Neuch. II/4. 1930. S. 14–15.
20 *Büchi, O.:* Das Flußnetz der Saane und ihrer Nebenflüsse während der Interglazialzeiten. Friburgensia, 1926.
21 *Büdel, J.:* Die quantitative Bedeutung der periglazialen Verwitterung, Abtragung und Talbildung in Mitteleuropa. INQUA, Wien, Sept. 1936, S. 169 ff.
22 *Davis, W. M.* und *G. Braun*: Grundzüge der Physiogeographie. II. Bd. Zweite Auflage. Teubner in Leipzig und Berlin, 1915.
23 *Favre, A.:* Sur l'ancien lac de Soleure. Arch. sc. phys. et nat., Genève, X, 1883.
24 *Flüeli, Willi:* Die wirtschaftlichen Verhältnisse im Bipper Amt und die Möglichkeiten der Industrieansiedlung. Dissertation. Polygraphische Gesellschaft, Laupen-Bern. 1951.
25 *Furrer, Hch.:* Das Quartär zwischen Solothurn und Wangen a. A. Ecl. geolog. Helv. 41. 1948.
26 — Die Sondierbohrungen von Luterbach 1946/47. Schweiz. Bauzeitung 1949 und Mitt. Nat. Ges. Bern 1948.
27 Geologische Karte der Schweiz: Porrentruy–Solothurn, 1:100 000. Deuxième édition géologique, 1904.
28 Geologische Generalkarte der Schweiz: Basel–Bern (Blatt 2) 1:200 000. Kümmerly & Frey, Kommissionsverlag, Bern. 1942.
29 *Gerber, Ed.:* Geologische Karte der Umgebung von Bern, 1:25 000.

30 *Gerber Ed.:* Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25 000. Erläuterungen zu den Blättern 142, 143, 144, 145. Kümmerly & Frey, Bern. 1950.
31 — Ergebnisse glazialgeologischer Studien nordöstlich Bern. Mitt. Nat.Ges. Bern. Neue Folge. 12. Bd. 1955.
32 *Heim, A.:* Geologie der Schweiz. Bd. I. Molasseland und Juragebirge. Leipzig. 1919.
33 Historisch-Biographisches Lexikon der Schweiz.
34 *Jayet, A.:* A propos de l'âge du maximum glacial quaternaire. Ecl. geolog.Helv. 1946.
35 — Les stades de retrait wurmiens aux environs de Genève. Ecl. geolog. Helv. 1947.
36 — Le problème du fluvio-glaciaire. Geographica helvetica, no 3, 1955.
37 *Kaeser, W.:* Das Bernische Seeland. Biel. 1949.
38 *Lebeau, R.:* Les formes mineures du relief sousglaciaire. Essai de mise au point. Revue de Géographie de Lyon. 1954.
39 *Lüdi, W.:* Das Große Moos im westschweizerischen Seeland und die Geschichte seiner Entstehung. S. 44 ff. Verlag Hans Huber. Bern, 1935.
40 *Machatschek, F.:*Geomorphologie. Fünfte, verbesserte und erweiterte Auflage. Mit 89 Abbildungen. Teubner-Verlagsgesellschaft, Leipzig. 1952.
41 *Mollet, H.:* Der Talboden von Balsthal. Mitt. Naturf. Ges. Solothurn. Achtes Heft (XX. Bericht). 1924–1928.
42 — Bau und Gliederung des Solothurner Jura. Schweiz. Lehrerzeitung, Nr. 26 und 28, 70. Jahrgang. 1925.
43 — Ein alter Senselauf. Verhandl. Schweiz. Naturf. Ges. 1936. II. Teil. S. 190–191.
44 — Geologische Ergebnisse beim Bau der neuen Aarebrücken in Solothurn. Ecl. geolog. Helv. 21, 1928.
45 — Die Steinhofblöcke als Naturdenkmale. Beiträge zur Heimatkunde des Bezirks Kriegstetten, Sol. Heft 1, 1933. Verlag der Heimatkundekommission des Lehrervereins Kriegstetten.
46 — Eine Abflußrinne der letzten Eiszeit westlich Solothurn. Ecl. geolog. Helv. Vol. 37, no 2, 1944.
47 — Über die Moränenlandschaft bei Koppigen. Ecl. geolog. Helv. Vol. 38. no 2. 1945.
48 *Mühlberg, F.:* Bemerkungen über den diluvialen See von Solothurn. Verhandl. Schweiz. Naturf. Gesellsch. 1911.
49 *Mühlberg-Niggli:* Geologische Karte des Gebietes Roggen–Born–Boowald. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. 1912.
50 *Nußbaum, F.:* Über die Schotter des Seelandes. Mitt. Nat. Ges. Bern. 1907.
51 — Das Endmoränengebiet des Rhonegletscher von Wangen a.A.; Mitt. Nat. Ges. Bern. 1910.
52 — Über die Eiszeiten und Flußverlegungen in der Westschweiz. Mitt. Nat. Ges. Bern. 1938.
53 — Zur Kenntnis der Eiszeitbildungen der Umgebung von Solothurn. Mitt. Nat. Ges. Solothurn. 1951.
54 — Exkusionskarte der Umgebung von Bern. Maßstab 1:75 000. Geograph. Kartenverlag Kümmerly & Frey, Bern.
55 *Portmann, J. P.:* Etudes pétrographiques de quelques moraines wurmiennes du glacier du Rhône. Verhandl. Schweiz. Naturf. Ges. 1954.
56 *Rumeau, J. L.:* Géologie de la région de Payerne, Thèse, Fribourg. 1954.
57 *Rutsch, R.:* Molasse und Quartär im Gebiet des Siegfriedblattes Rüeggisberg (Kt. Bern). Kümmerly & Frey AG, Geograph. Verlag, Bern. 1947.
58 *Sölch, J.:* Neue Gesichtspunkte zur Glazialmorphologie. INQUA, Wien, Sept. 1936, S. 64 ff.

59 *Staub, W.:* Die Molasse im Berner Seeland und ihre Durchtalung. Mitt. Nat. Ges. Bern. 1938. Verlag Paul Haupt, Bern. 1938.
60 — Pfahlbauausgrabungen und alte Seestände des Bieler Sees. Zeitschr. der Gesellsch. für Erdk. zu Berlin, 1938.
61 — Beobachtungen im Gebiet der Rhein–Rhone-Wasserscheide im schweizerischen Mittelland. Mitt. Nat. Ges. Bern. 1939. Verlag Paul Haupt. Bern. 1940.
62 — Aufbau und Oberflächengestalt des Berner Seelandes und seiner Nachbargebiete. Die Alpen, 1941, Heft 10.
63 — Die Besiedlung des Seelandes im Schweiz. Mittelland. Zeitschrift für Erdkunde zu Berlin. 1943. Nr. 1/2.
64 — Beobachtungen anläßlich der Hochwasserkatastrophe im Seeland vom November und Dezember 1944. Mitt. Nat. Ges. Bern. III. Bd.
65 — Rückzugsstadien des würmeiszeitlichen Rhonegletschers im Gebiet zwischen Neuenburger See und Genfer See. Mitt. Nat. Ges. Bern. V. Bd. Verlag Paul Haupt. Bern. 1948.
66 — Die drei Hauptstadien des Rhonegletschers im schweiz. Mittelland zur letzten Eiszeit. E. Rübel und W. Lüdi: Bericht über das Geobotanische Forschungsinstitut Rübel in Zürich für das Jahr 1949. Zürich. 1950.
67 — Über Aufbau und Oberflächengestalt des schweizerischen Mittellandes im Kanton Bern und den angrenzenden Teilen. Geologische Rundschau. Bd. 40, Heft 2. Ferdinand-Enke-Verlag, Stuttgart. 1952.
68 *Stiny, J.:* Eiszeit und Bauwesen in Österreich. INQUA, Wien, 1936, S. 164 ff.
69 *Winkler, E.:* Das Schweizer Dorf, Atlantis-Verlag. Zürich. 1941.
70 *Wyß, F.:* Die Stadt Solothurn. Geographisch und kulturhistorisch dargestellt. Verlag Vogt-Schild AG, Solothurn. 1943.
71 *Zimmermann, P.:* Etude monographique du Vully fribourgeois et de son vignoble. Mitt. Nat. Ges. Fribourg. 1932.

INHALTSANGABE

Seite

Einleitung 7

A. Überblick der Glazial- und Alluvialmorphologie 9
B. Morphologische Untersuchung des Zungenbeckens des würmeiszeitlichen Rhonegletschers von Grenchen bis Bannwil 11
a) Vorwürmbildungen 11
1. Terrassenbildung der Plateauschotter südlich der Aareebene 11
2. Schotterterrasse am Jurasüdfuß zwischen Solothurn und Grenchen .. 14
3. Terrassenbildung der Emmeschotter 15
4. Bergsturzgebiet nördlich Attiswil, Wiedlisbach und Oberbipp 17
b) Würmeiszeit 18
1. Allgemeines 18
2. Das Stadium von Wangen a. A. 19
Grundmoränengebiet 19
Die Stirnmoräne 22
Seitenmoränen 24
Brestenbergstadium 26
Die Obere Niederterrasse 28
Andere Schotterbildungen 29
Abflußrinne des Rhonegletschers im Wangener Stadium 29
Der Glazialsee von Wangen a. A. 30
Bergsturzgebiet Grenchen–Bettlach 33
3. Das Stadium von Solothurn 33
Beweis für das Solothurner Stadium 33
Stirnmoräne 36
Seitenmoränen 38
Grundmoräne 41
Grenze zwischen Würm 1 und Würm 2 42
Gletscherrandtäler im Solothurner Stadium 42
Die Untere Niederterrasse 44
Die Älteren Seelandschotter 45
Der Solothurner See mit Spiegelhöhen 450 m und 430 m 48
c) Alluviale Bildungen 53
1. Allgemeines 53
2. Alluviale Ebenen 53
Die Aareebene von Solothurn bis Walliswil–Bipp 53
Die Aareebene westlich der Stadt Solothurn 55
Der Emmeschuttkegel 56
3. Talbildungen 57
4. Schuttkegel, Schutthalden, Murgänge 58
5. Gewässer und spezielle Erosionsformen 60
Das heutige Gewässernetz 60
Ehemalige Flußläufe 62

C. Morphogenetischer Überblick 62
Große oder vorletzte Interglazialzeit 63
Rißeiszeit 63
Interglazial Riß–Würm 63
Wangener Stadium der Würmeiszeit 64
Interstadial Würm 1 – Würm 2 65
Solothurner Stadium der Würmeiszeit 66
Alluvium 67
Vergleich mit den Ergebnissen der Botanik und Prähistorik 68
D. Siedlung und Reliefform 69
Bibliographie 74

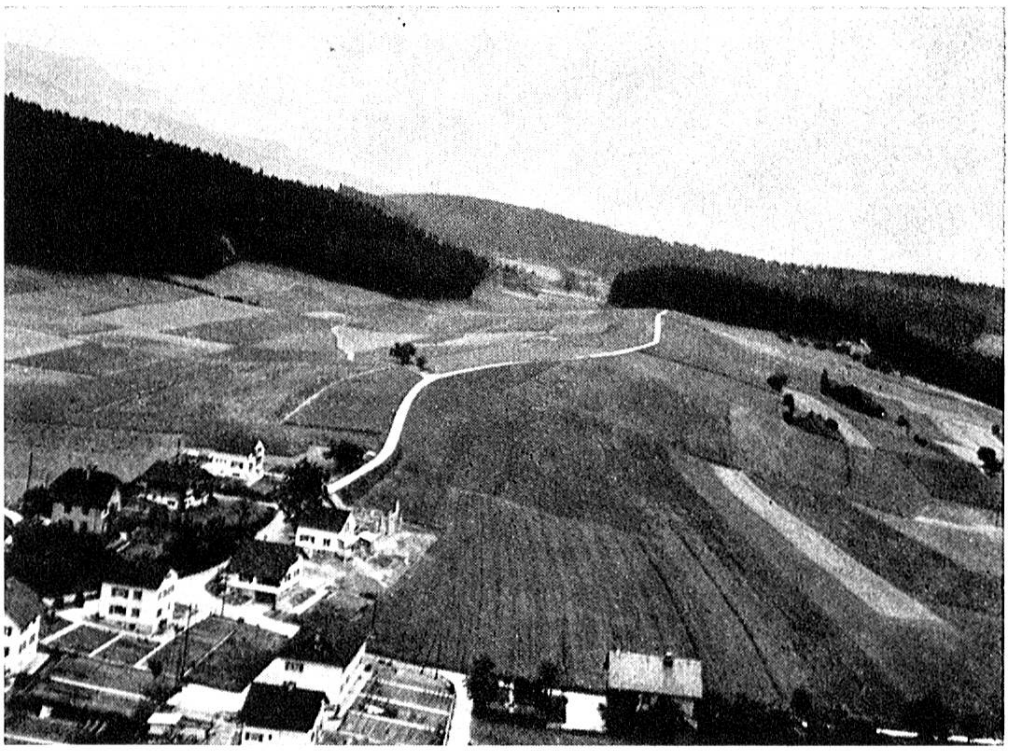


Foto 1. Flugaufnahme des Moränenwalles «Höhefeld», östlich Oberdorf, mit Blickrichtung von Oberdorf gegen Osten. Links bewaldeter Hang vor dem Jurafuss, bestehend aus Moränenmaterial (W 1) und Juraschutt. Auf dem Kamm der Moräne verläuft eine von Oberdorf (Vordergrund) ausgehende Feldstrasse. Links von diesem Wall flaches Randtal des Rhonegletschers W 1. S. 24.

Foto 2. Moränenwall «Höhefeld», östlich Oberdorf, von dem in Foto 1 genannten Gletscherrandtal aus gesehen. Blickrichtung nach Südosten. S. 24.

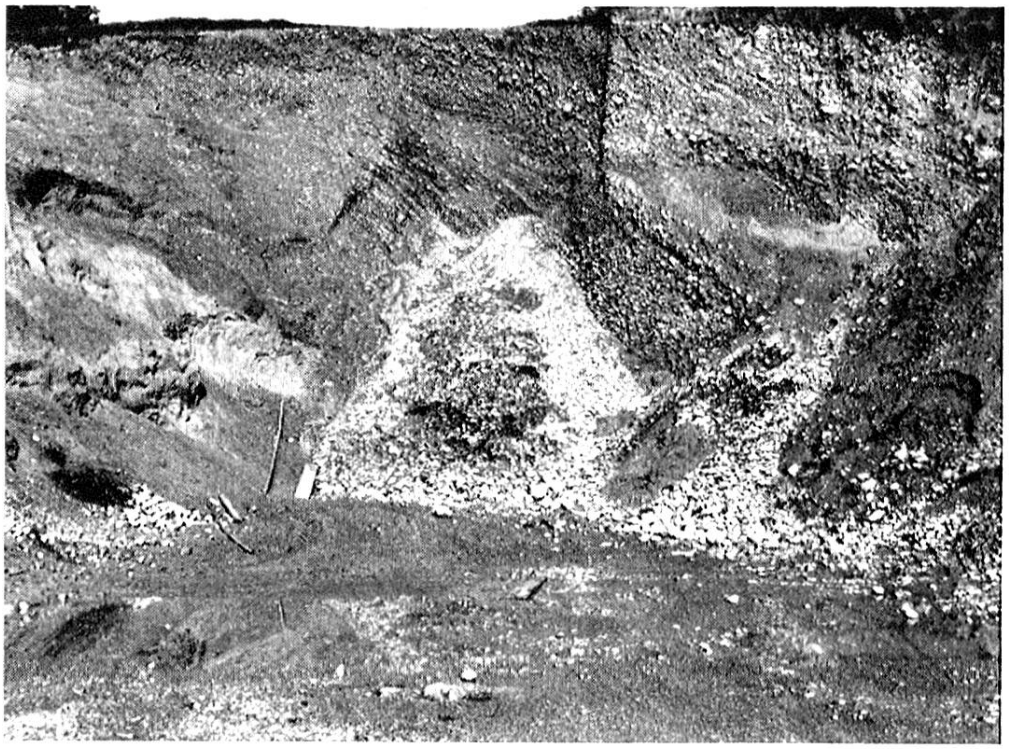


Foto 3. Kiesgrube Oberer Oliberg bei Deitingen. Die Deltaschichtung mitten und rechts im Bilde beweist die Existenz des Glazialsees von Wangen a. A. S. 30 ff.

Foto 4. Kiesgrube Mettlen bei Leuzigen in den Aelteren Seelandschottern. Oben Grundmoränenschicht W2 (1-3 m). S. 45 ff.

Foto 5. Kiesgrube Müntschemier (beim Bahnhof). Durch den Gletschervorstoss W 2 gestauchte Aeltere Seelandschotter. S. 34.

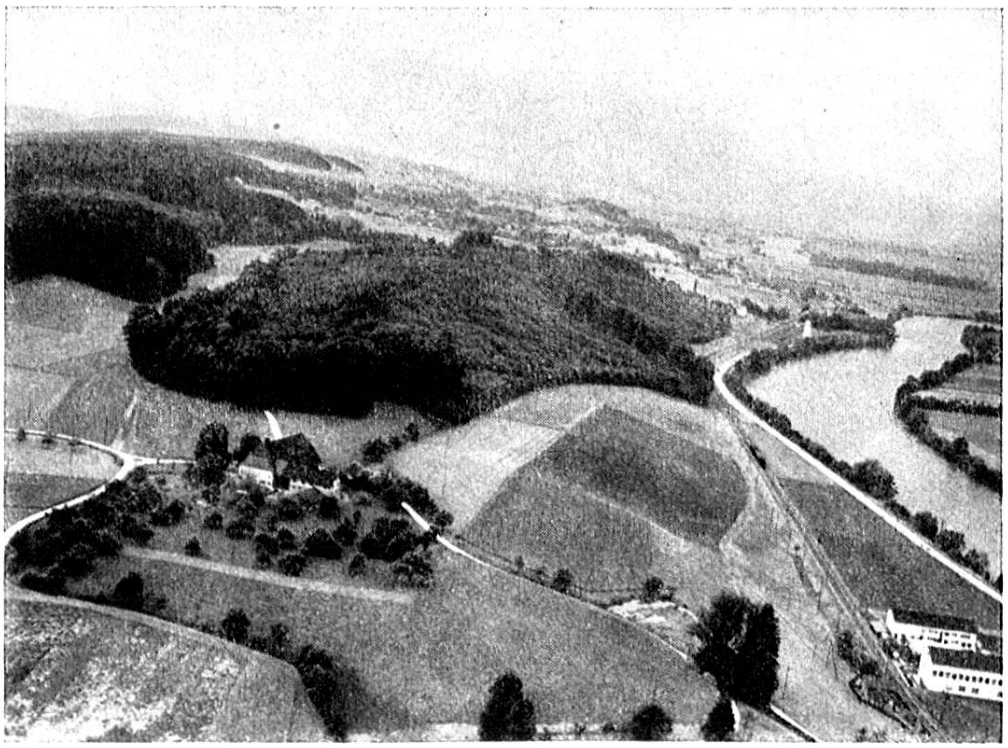


Foto 6. Flugaufnahme. In der Bildmitte der bewaldete Hunnenberg, ein Moränenwall W 2. Links davon das Gletscherrandtal aus dem Solothurnerstadium. Rechts die Aare und die Aareebene westlich Solothurn. Vor dem Hunnenberg die etwas geneigte Terrasse der Aelteren Seelandschotter. In der Ferne, hinter dem Hunnenberg, die ebenfalls bewaldeten Moränenwälle Hohlen und Riemberg. S. 39 und 43/44.

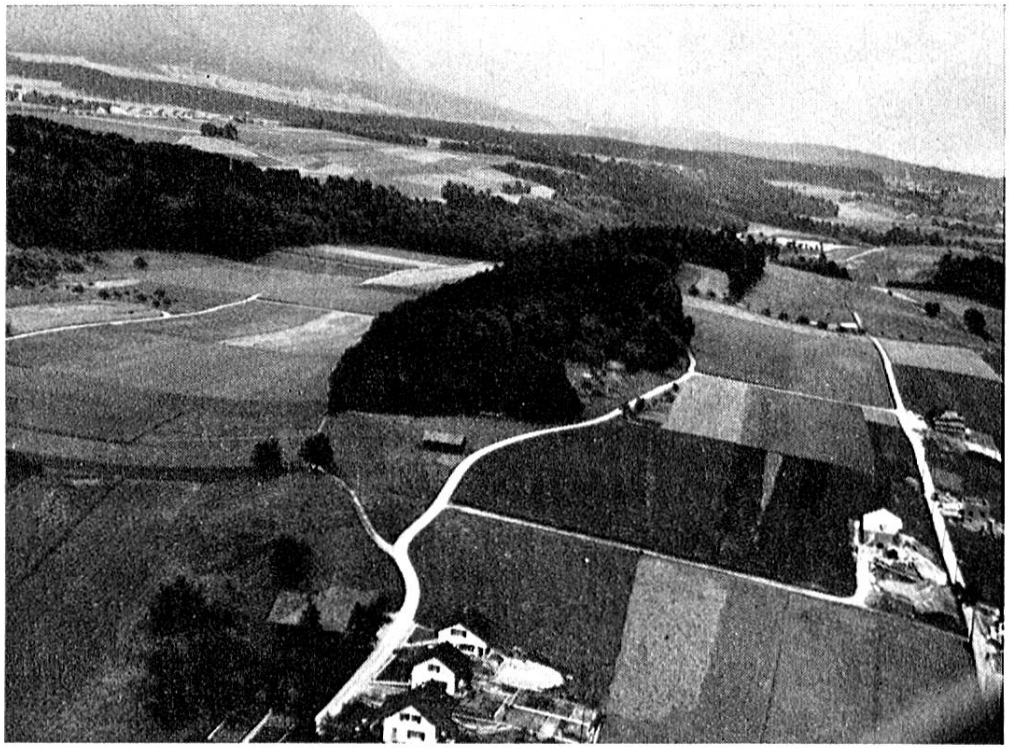


Foto 7. Flugaufnahme des Moränenwalls Länghölzli mit den letzten Häusern von Selzach. Links Randtal des Rhonegletschers W 2. Ueber dem Wald Schotterterrasse von Lommiswil. Rechts hinten der Weiheracker als östliche Fortsetzung des Länghölzli. S. 15, 39 und 43.

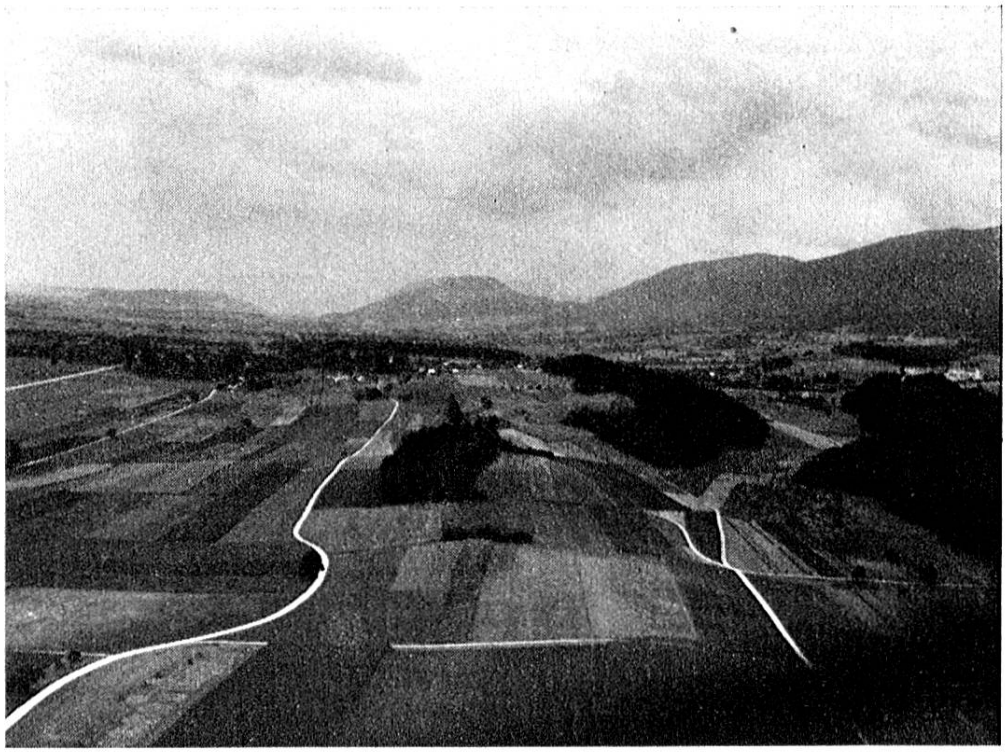


Foto 8. Flugaufnahme des Länghölzli (rechts von der Bildmitte) von Bellach aus. Im Vordergrund der Moränenwall Weiheracker. Rechts des Moränenzuges das Gletscherrandtal W 2. S. 39 und 43.

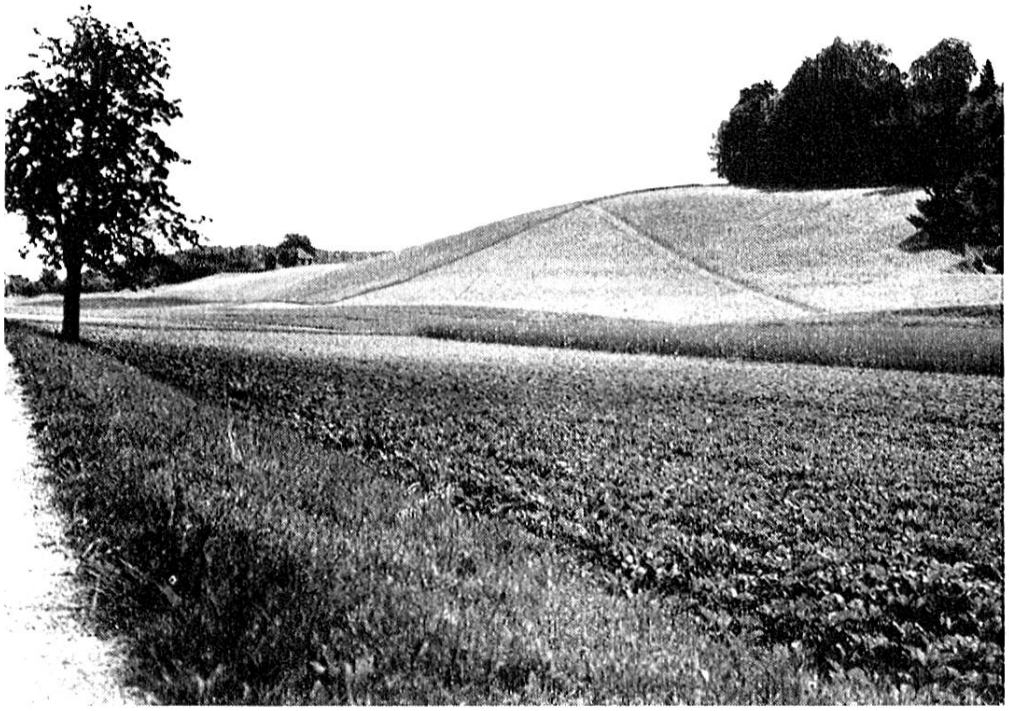


Foto 9. Nordwestseite des Moränenwalles Gisihübeli südlich Solothurn. S. 41. Vergleiche Karte II.

Foto 10. Blick auf die St. Ursen Kathedrale (Solothurn), die, wie aus dem Bilde deutlich ersichtlich, auf dem erhöhten Gelände der (ehemaligen) Stirnmoräne W 2 steht. Vergleiche damit die direkt an der Aare gelegene Ruine des Landhauses. S. 38.

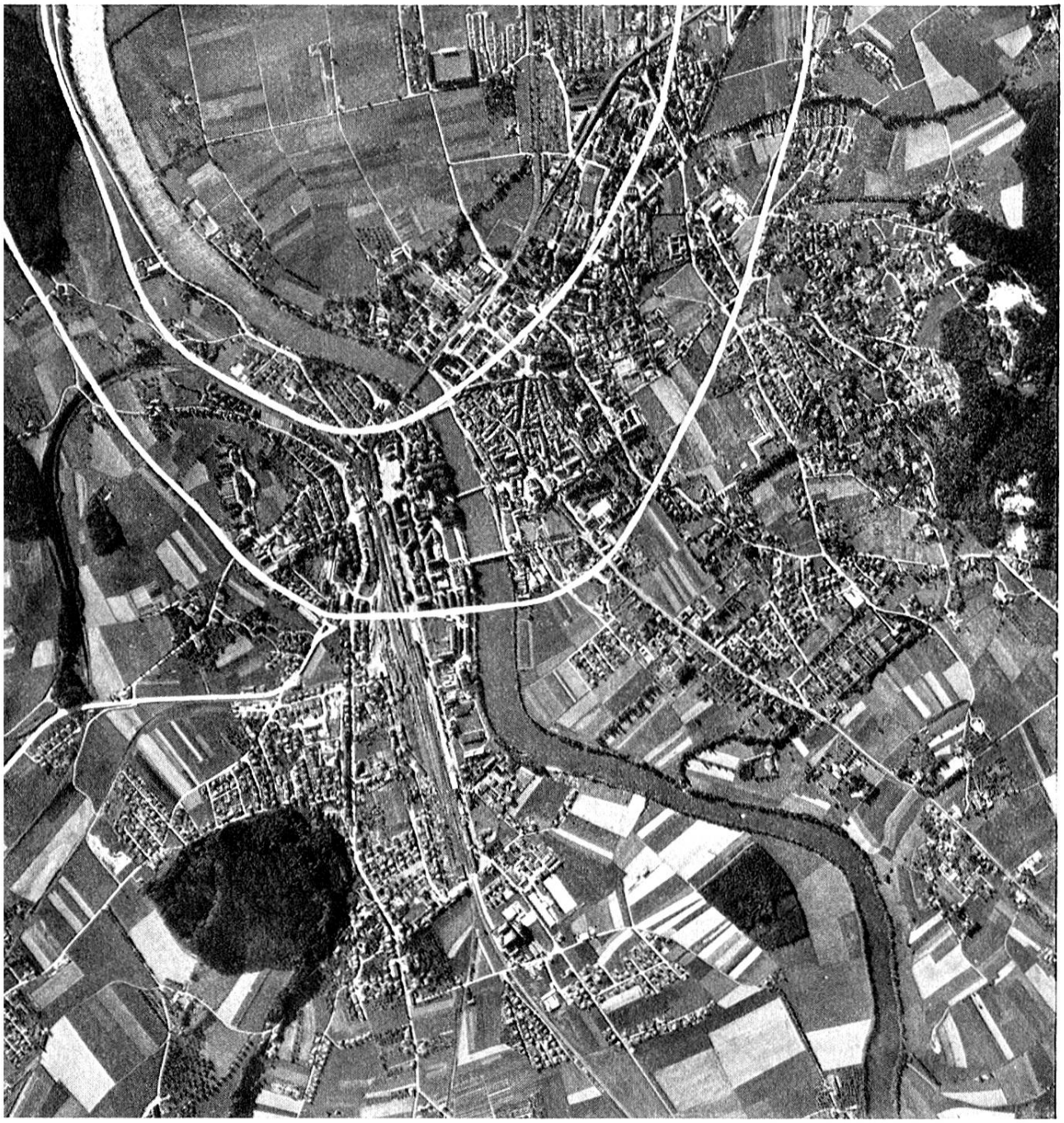
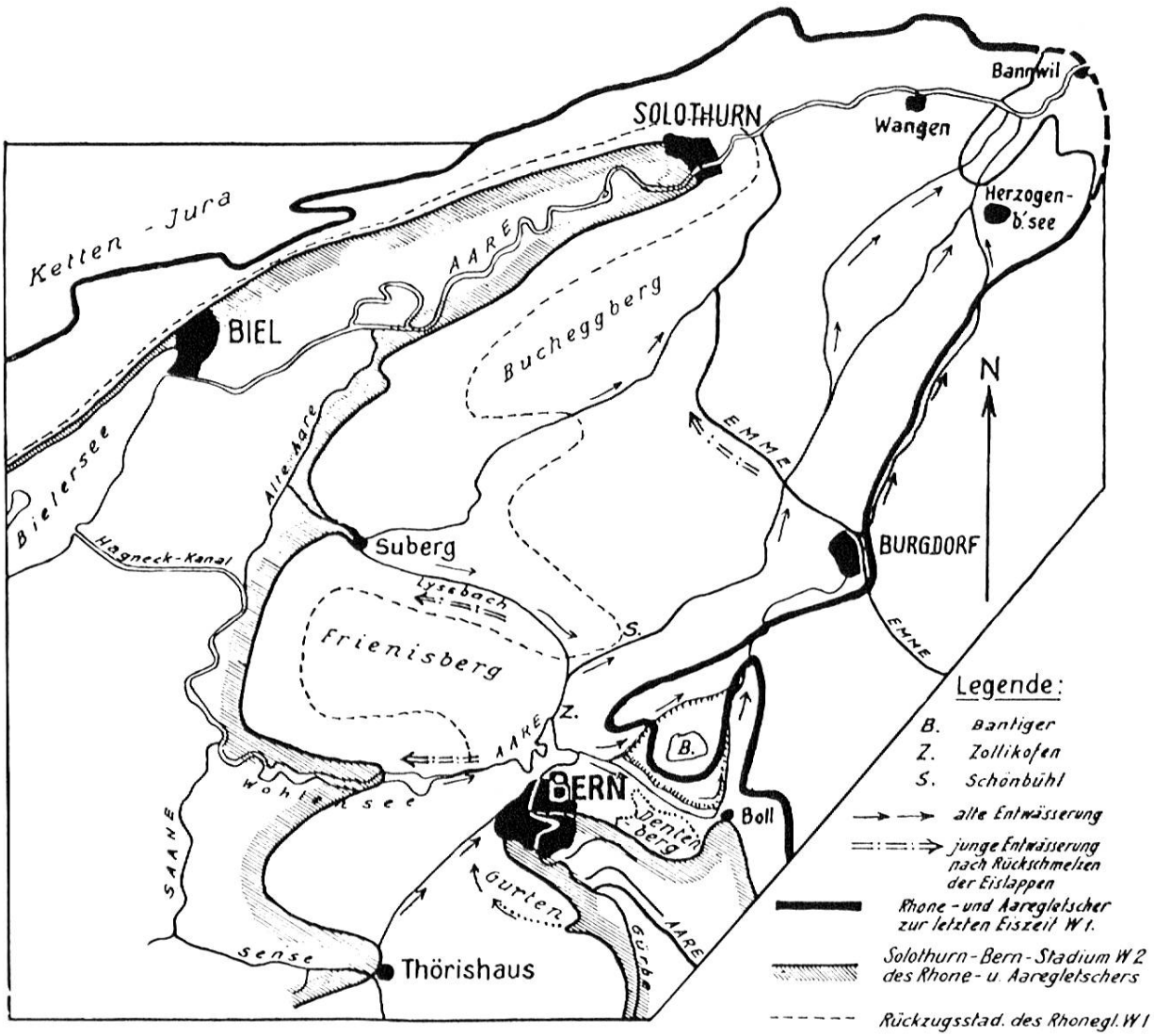
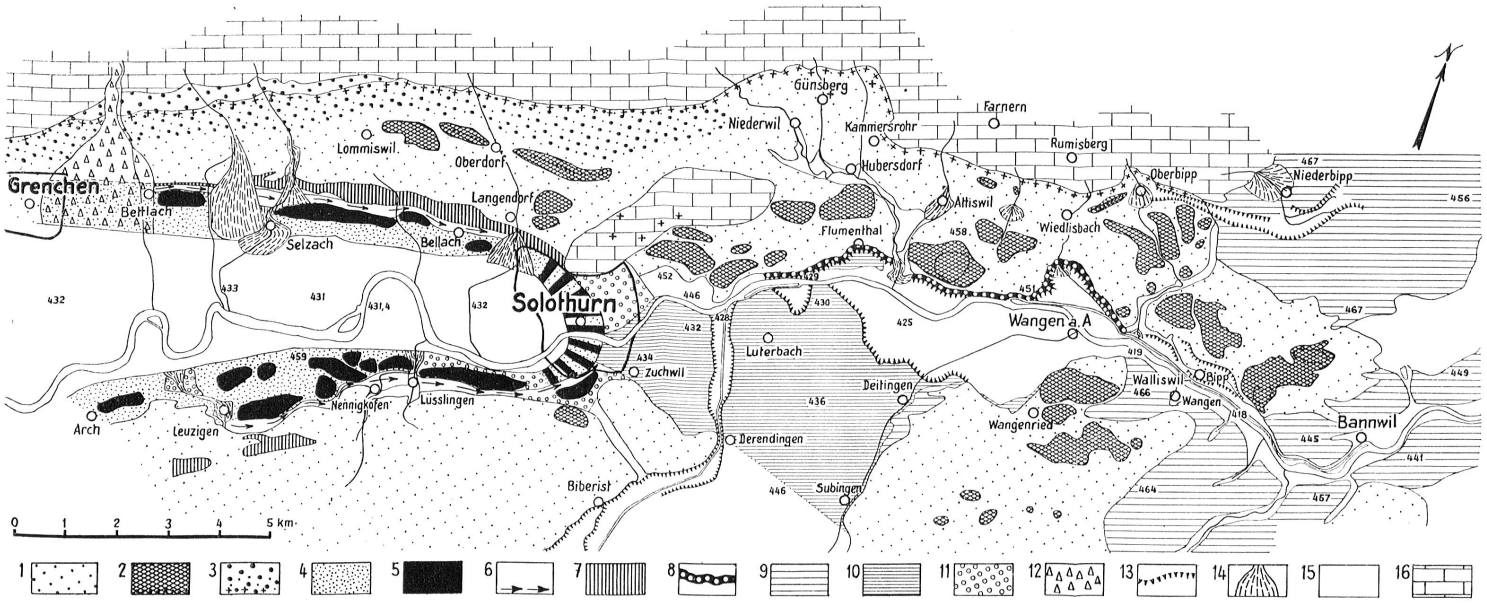


Foto 11. Flugaufnahme von Solothurn. Die weissen Linien markieren den äusseren (östlichen) und inneren (westlichen) Rand der Stirnmoräne vom Rhonegletscher W 2. Links vorn Bleichenberg und Zuchwil. S. 36 ff. (Luftaufnahme der Eidg. Landestopographie, Wabern-Bern).



KARTE I. Solothurn-Bern-Stadium W 2 des Rhone- und Aaregletschers.



KARTE II. W 1- und W 2-Vergletscherung zwischen Grenchen und Bannwil.

Zeichenerklärung

1 Grundmoräne W 1
2 Stirn- und Seitenmoränen W 1
3 Grundmoräne W 1, Gehängeschutt
Grenze der erratischen Blöcke
4 Grundmoräne W 2
5 Seitenmoränen W 2
6 Gletscherrandtäler W 2
7 Plateauschotter
8 Emmeschotter, interglazial Riss-Würm
9 Obere Niederterrasse
10 Untere Niederterrasse
11 Aeltere Seelandschotter
12 Bergsturz
13 Erosionsränder
14 Schuttkegel
15 Alluvium
16 Jura