Zeitschrift: Badener Neujahrsblätter

Herausgeber: Literarische Gesellschaft Baden; Vereinigung für Heimatkunde des Bezirks Baden

Band: 53 (1978)

Artikel: Zur Geologie von Baden und seiner Umgebung

Autor: Schindler, Conrad

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-323957

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 15.07.2025

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

Zur Geologie von Baden und seiner Umgebung

von Conrad Schindler

I. EINLEITUNG

Die hektischen Jahre der Hochkonjunktur führten in der Umgebung von Baden wie auch anderswo zu zahlreichen Sondierungen im Rahmen von Bauprojekten aller Art. Heute, in ruhigeren Zeiten, soll damals aus Zeitmangel Versäumtes nachgeholt werden: Alle die Unterlagen wie Bohrungen, Baggerschlitze, Rammsondierungen, Tunnelaufnahmen usw. zu sichten und gemeinsam mit Angaben aus der Literatur und einer geologischen Oberflächenkartierung zu einem Gesamtbild auszuwerten. Wie dies die Erfahrung mit den vorliegenden Karten gezeigt hat, kann trotz grossem Arbeitsaufwand keine bis ins letzte Detail zutreffende Darstellung erreicht werden, so dass zweifellos auch in Zukunft Sondierungen notwendig bleiben, wenn konkrete Auskünfte für ein bestimmtes Areal gewünscht werden. Angestrebt wurde aber eine generelle Orientierung des interessierten Fachmanns oder Laien über den überaus wechselhaften, vielfältigen Aufbau des Gebietes.

1923 hat G. SENFTLEBEN eine vorzügliche geologische Karte nahezu des gleichen Areals veröffentlicht, welche gemeinsam mit dem begleitenden Text, der Feldkartierung und den rund 600 von uns ausgewerteten Sondierungen die wichtigsten Unterlagen der vorliegenden Arbeit bildet. Aufschlussreich ist der Vergleich von SENFTLEBENS Darstellung mit unseren Baugrundkarten. Obwohl sich diese gegenüber den meisten ähnlichen ausländischen Darstellungen noch sehr eng an eine geologische Karte anlehnen (Zusammenstellung der Typen von Baugrundkarten siehe C. SCHINDLER 1977), weisen sie wesentliche Unterschiede zu einer solchen auf. In Blatt 1 wird das Schwergewicht auf die Darstellung der Lockergesteinsarten sowie auf unstabile Gebiete gelegt, während Felsarten, Schichtstellung usw. auf Blatt 2 zur Geltung kommen. Im Rahmen des Möglichen werden Höhenkurven einerseits der natürlichen Oberfläche (unter Ausschluss der Auffüllung), andererseits der Felsoberfläche konstruiert. Auf Blatt 1 werden die Schichten bis in 4 m Tiefe unterhalb des gewachsenen Terrains gezeigt, wobei die aus der Karte abzulesende Lage von natürlichen oder künstlichen Aufschlüssen zeigt, wie zuverlässig diese Angaben sind. Die hydrogeologischen Verhältnisse lassen sich kombiniert aus beiden Blättern ableiten.

Zweifellos wäre hier eine Darstellung der Hydrologie auf einem zusätzlichen Blatt wünschenswert gewesen, doch musste aus Kostengründen eine möglichst gedrängte Darstellungsart gewählt werden.
Wenn hier erstmals in der Schweiz eine Baugrundkarte erscheinen kann (es gibt allerdings einige Vorläufer), so ist dies einer breiten Unterstützung zu verdanken. Erwähnt seien hier besonders die Herren A. von MOOS, G. SCHIBLI, H. JAECKLI, A. WEBER und K. SUTER, welche beim Sammeln der Unterlagen behilflich waren. Die beträchtlichen Kosten der Zeichnerarbeiten wie auch der Vorbereitung zum Druck übernahm die Dr. von Moos AG, geotechnisches Büro, Zürich, während die Drucklegung durch Beiträge der Stadt Baden sowie der Schweizerischen Geotechnischen Kommission ermöglicht wurde. Ihnen allen wie auch den nicht namentlich erwähnten anderen Beteiligten sei für ihre Mithilfe herzlich gedankt.

II. FELSUNTERGRUND

1. Schichtreihe

Die in der näheren Umgebung von Baden aufgeschlossenen Felsarten weisen Alter zwischen Trias und Jungtertiär auf. Aufgrund von Gesteinstyp und Fossilführung kann der Schichtstoss z. T. sehr fein untergliedert werden. Da die Zielsetzung der vorliegenden Arbeit aber nicht stratigraphisch ist und gute Aufschlüsse auf dem Kartenblatt ohnehin selten sind, sei hier nur eine kurze, zusammenfassende Darstellung gegeben, im übrigen auf G. SENFTLEBEN (1923) und die neuere Literatur verwiesen. Eine Beschreibung von Aufschlüssen in der weiteren Umgebung von Baden hat M. OETTLI (1974) publiziert.

a) Trias

Die *Anhydritgruppe* erscheint zwar nicht auf der Karte, dagegen in den Profilen. Es handelt sich dabei zur Hauptsache um mergelig-tonige Gesteine mit viel Anhydrit, z. T. auch mit dem nah verwandten Gips. U. P. BÜCHI, K. LEMCKE, G. WIENER und J. ZIMDARS (1965) leiteten aus dem Ergebnis von Erdölbohrungen im Mittelland ab, dass das im Aargauer und Basler Rheintal ausgebeutete, in der Anhydritgruppe eingeschaltete Steinsalz wenig östlich von Baden auskeile. Die Mächtigkeit der Gruppe lässt sich aufgrund dieser Publikation bei Baden auf rund 120 m schätzen, also doppelt soviel, als dies SENFTLEBEN angenommen hatte.
Ältestes aufgeschlossenes Schichtglied ist der obere Teil des Muschelkalks,

der *Hauptmuschelkalk,* eine rund 50 m mächtige Folge von meist dolomitischen, bankigen Kalken, welche gelbbraun anwittern. Sie neigen zur Zerklüftung und Verkarstung, enthalten aber zudem oft auch primäre Hohlräume oder «Zellen», so dass sie als Speichergestein sowohl für Wasser als auch für Erdöl oder Erdgas von Interesse sind.
Nächstjüngeres Gestein ist die sogenannte *Lettenkohle,* ein bunter Wechsel von sandigen Mergeln mit rauhwacken-artigen Gesteinen, welcher wenige Meter Mächtigkeit erreicht, lokal aber fehlen kann (so nach F. MÜHLBERG 1902 in der Fassung der Schwanenquelle Ennetbaden).
Darüber folgt der schätzungsweise 60 m dicke *Gipskeuper,* d. h. eine Wechsellagerung von bunten bis grauen Tonsteinen, Mergeln, Gips (in der Tiefe auch Anhydrit) sowie einzelnen Bänkchen von mergeligem Dolomit. Sie verwittern leicht, wobei die Mergel zu fettem Lehm werden und der Gips in Lösung geht, so dass Aufschlüsse hier sehr selten sind, dies mit Ausnahme der berühmten Gipsgruben von Oberehrendingen.
Ebenso selten sichtbar ist der ca. 40 m mächtige *Obere Keuper,* welcher grösstenteils ebenfalls aus grünlichen, grauen oder bunten Mergeln bis Tonsteinen besteht, aber keinen Gips mehr enthält. Eingeschaltet sind dolomitische Partien, darunter eine auffällige, harte, gelb anwitternde Bank (Gansinger Dolomit oder Hauptsteinmergel), aber auch sandige Lagen (Schilfsandstein nahe unter Gansinger Dolomit, nach G. SENFTLEBEN nahe Obergrenze des Keupers auch Stubensandstein).

b) Lias und Dogger

Obwohl der *Lias* nur 30 m Mächtigkeit erreicht, ist er wegen seiner grösseren Härte und Witterungsbeständigkeit wie auch wegen seines Fossilreichtums häufig gut zu erkennen. Auffällig sind insbesondere die braun anwitternden Bänke von sandigem Kalk, zwischen welche tonige, dunkelgraue Mergel eingeschaltet sind. Im oberen Teil verschwinden die Kalke, es finden sich hier nur noch dunkle Mergel mit Lägchen von Mergelkalk.
Diese leiten über zum berüchtigten, rund 80 m mächtigen *Opalinuston.* Es ist dies eine eintönige Folge von dunkelgrauen, fossilarmen, leicht schiefrigen Mergeln mit Serizitplättchen und vereinzelten dünnen, sandigen Einschaltungen. Wie der Keuper, so verwittert auch der Opalinuston sehr leicht zu fettem, rutschanfälligem Lehm.
Deshalb ist die Grenze zum nächsthöheren Schichtstoss in der Landschaft oft gut erkennbar. Es handelt sich dabei um eine unruhige Wechsellagerung von sandigen, mergeligen oder spätigen Kalken mit schwarzen oder bräunlichen, z. T. sandigen Mergeln. Dank des Fossilgehaltes einiger Horizonte so-

wie der Einschaltung von etwas Eisenoolith (Kalk mit kleinen, kugeligen Einschlüssen von Eisenerz) kann diese Schichtreihe fein untergliedert werden (*Blagdeni- bis Murchisonaeschichten),* sofern gute Aufschlüsse vorliegen. Sie erreicht rund 50 m Mächtigkeit und zeigt – ebenso wie die nächsthöheren Schichten – braune Anwitterungsfarben.
Der *obere Dogger* besteht aus grauen Mergeln und Siltsteinen, in welche gegen oben zunehmend Bänke von siltig-spätigem Kalk eingeschaltet sind. Diese fossilarme, rund 50 m mächtige Serie der Parkinsonischichten wird von 5 m sandig-spätigen Kalken überlagert, welche ebenso wie die dazwischen eingeschalteten sandigen Mergel Kügelchen von Eisenerz (Eisenooide) enthalten. In den obersten Schichten wurden diese besonders grob, zudem finden sich hier häufig Ammoniten.

c) Malm

Besser als die bisher behandelten Schichten ist der Malm in der Umgebung von Baden aufgeschlossen. An seiner Basis liegen die oft fossilreichen *Birmensdorferschichten,* eine 0,5–1 m dicke Bank von mergelig-knolligen Kalken von grauer bis orangegelber Färbung. Darüber folgt eine rund 150 m mächtige, eintönige und regelmässige Wechsellagerung zwischen kalkigen Mergeln und mergeligen Kalken, die *Effingerschichten.* Charakteristisch sind die ausgeprägte Bankung sowie die hellgraue bis bräunliche Anwitterungsfarbe.
Ohne scharfe Grenze werden sie von den 30–35 m dicken *Geissbergschichten* überlagert. Da diese zur Hauptsache aus harten, bankigen, muschelig brechenden Kalken bestehen, sind sie auf Verwitterung bedeutend weniger anfällig als die Effingerschichten. Immer wieder sind aber dünne Lagen von bräunlichem, leicht schiefrigem Mergel eingeschaltet. Wo diese gegen oben verschwinden, wurde die Grenze zu den 22–25 m mächtigen *Wangenerschichten* angesetzt. Da hier der anderswo auftretende, grünsandhaltige Grenzhorizont der Crenularisschichten fehlt, sind die Geissbergschichten nicht scharf auszuscheiden. G. SENFTLEBEN spricht von 22 m Geissbergschichten und 41 m Wangenerschichten, während unsere Werte mit den Angaben von R. GYGI (1969) vom Ostende der Lägern gut übereinstimmen. Dieser Autor spaltet aber zudem den oberen Teil der Wangenerschichten als Letzischichten ab, dies auf dem Niveau eines weiteren grünsandigen Horizontes (Knollenschichten). Wir haben diese grobbankigen, muschelig brechenden, harten Kalke gesamthaft als Wangenerschichten bezeichnet. Sie bilden hellgrau anwitternde Gräte und Steilstufen.
Über ihnen folgen die bedeutend weicheren, nur selten aufgeschlossenen

Badenerschichten. Es handelt sich dabei um teilweise fossilreiche kalkige Mergel bis mergelige Kalke, welche häufig Grünsand enthalten. Auch hier bleibt die Abgrenzung unscharf, dies besonders gegen Westen hin, wo die Schicht immer kalkiger, also dem umliegenden Gestein ähnlicher wird. So dürfte die von SENFTLEBEN angegebene Mächtigkeit von 3–5 m zu niedrig sein. F. MÜHLBERG (1905) spricht weiter im Westen von 8–15 m, während nach R. NOTZ (1924) bei Regensberg der stark mergelig ausgebildete Schichtstoss gar 30 m dick wird.
Das jüngste erhaltene Glied des Malms sind die *Wettingerschichten.* Es sind dies grobbankige, hellgrau anwitternde, harte Kalke, welche den Wangenerschichten sehr ähnlich sind, aber etwas rauher brechen und lokal einzelne Kieselknollen enthalten können.

d) Erosionsfläche über dem Malm, Bohnerzton

G. SENFTLEBEN beschreibt auffällige Schwankungen in der Mächtigkeit der Wettingerschichten und schreibt diese einer ungleichen Erosion in der langen Festlandzeit vor der Ablagerung der alttertiären Bohnerztone zu. Ursprünglich erreichten diese Schichten mindestens die bei Hertenstein bzw. an der Lägern zwischen Baden und dem Bussberg messbaren 40–45 m. Interessanterweise sinken die Mächtigkeiten in der westlichen Fortsetzung der Lägernkette plötzlich ab, in den Profilen G bis K könnten sie auf Null zurückgehen. Unklarer sind die Verhältnisse im Nordteil der Lägernstruktur, da hier tektonische Störungen und junge Rutschungen das Bild stören. Westlich Profil D scheinen sie allgemein relativ dünn zu sein, südlich der Limmat sogar streckenweise ganz zu verschwinden (z. B. Profil H). Die allzu spärlichen Aufschlüsse erlauben keine eindeutigen Aussagen über den Verlauf der Zonen des grössten Abtrags, d. h. einer ehemaligen leichten Hebung. Am wahrscheinlichsten scheint uns eine schwache Beeinflussung durch Nord-Süd laufende Brüche oder Flexuren zu sein, doch sind die Verschiebungen auf jeden Fall geringfügig (siehe Seite 133).
Der *Bohnerzton* wurde gegen Ende einer langen Festlandperiode abgelagert, in welcher die Kalkunterlage stark verkarstet wurde. Die rot, ockergelb oder bunt gefärbten Tonsteine bis Siltsteine füllen deshalb oft tief in den Untergrund greifende Auslaugungshohlräume, erreichen aber über der Kalkobergrenze nur wenige Meter Mächtigkeit. Eine Bohrung nördlich des Martinsberges fand bis zuunterst, in 29,2 m Tiefe, ein Gemisch von Wangenerkalk und Bohnerzton (Koordinaten 259'390/664'800). Es könnte dies ein Hinweis darauf sein, dass der in unmittelbarer Nähe festgestellte Querbruch schon damals das Gestein zerklüftet hatte, also aktiv gewesen war.

Gelegentlich sind im Bohnerzton bis erbsengrosse, kugelige Eisenkonkretionen (Bohnerz) oder Taschen von reinem Quarzsand (Glassand) eingeschaltet.

e) Untere Süsswassermolasse (USM)

Am Kestenberg sind zwischen Bohnerzton und USM Krustenkalke eingeschaltet (F. HOFMANN und R. GYGI 1961); wir fanden in einer Bohrung für die Nationalstrasse 550 m im SW der Kirche Umiken in gleicher Lage grüne, harte Tonsteine mit bräunlichen, kugeligen Kalkkonkretionen. Mangels Aufschlüssen ist unbekannt, ob bei Baden ähnliche Grenzschichten zu finden wären.
Darüber folgt eine mächtige, recht eintönige Wechsellagerung von Mergeln, Siltsteinen und Sandsteinen, die USM. Prozentual überwiegen die Mergel, welche häufig sehr viel Ton enthalten und rasch zu fettem, rutschanfälligem Lehm zerfallen. Die Sandsteine sind teils mergelig und recht fest, teils aber auch als wenig gebundene, typische Knauersandsteine ausgebildet (Knauer = unregelmässig begrenzte, hart zementierte Partie), welche bedeutende Mächtigkeit erreichen können. Ausnahmsweise enthalten sie einige Geröllschnüre. Obwohl sich einige Bänke weit verfolgen lassen, ist ihre Untergrenze oft unruhig, die Sandsteine wurden in breiten, ehemaligen Flussrinnen abgelagert. Solche waren z. B. im westlichen Teil des Bareggtunnels mehrfach zu beobachten und verliefen dort ungefähr parallel der Lägernkette, was mit der von U. BÜCHI, G. WIENER und F. HOFMANN (1965) angenommenen Schüttung aus WSW (Napfschüttung) gut übereinstimmt. Nach den gleichen Autoren soll im tiefsten Teil der USM die sonst sehr häufige Rotfärbung von Mergeln und tonigen Silt- bis Sandsteinen zurücktreten.

f) Mächtigkeit der Unteren Süsswassermolasse. Obere Meeresmolasse (OMM)

G. SENFTLEBEN (1923) nahm ein allmähliches Auskeilen der USM gegen Norden an, wobei er die Mächtigkeit bei Neuenhof auf 250 m, nördlich der Lägernstruktur auf 120 m schätzte. Unsere Untersuchungen (1967) ergaben einen mutmasslichen Wert von 400–450 m bei Neuenhof, während L. RYBACH (1962) aufgrund von Refraktionsseismik nördlich der Lägernstruktur bei Kirchdorf ebenfalls auf höhere Mächtigkeiten kam (inklusive OMM ca. 300 m). Sowohl gegen Norden wie gegen Süden hin soll dort aber das Schichtpaket dünner werden und z. B. bei Gebenstorf noch knapp 100 m erreichen. Aufgrund der Profilkonstruktion schätzen wir die Mächtigkeit der USM nahe nördlich der Hauptstörung auf 200–250 m (siehe Seite 130).

Hinweise auf ein Ausdünnen über der Lägernstruktur ergaben Bohrungen im Norden des Martinsberges (Profil H), wo über typischer USM unvermittelt grünlichgraue Feinsandsteine und Siltsteine folgten, welche häufig Grünsand (Glaukonit) enthielten.

F. HOFMANN erklärte sich freundlicherweise zur Untersuchung dieser Gesteine bereit und gab folgenden Bericht:

«Beide Proben vom Martinsberg bei Baden sind gleichartig, sie enthielten 18 % Kalk, 4 % Dolomit, bzw. 25 % Kalk und 5 % Dolomit. Bei einer Probe habe ich die Schwermineralien gezählt:
Granat 30 %[2], Epidot 85 %, Zoisit wenig. Apatit 3 %, Zirkon 8 %, Rutil wenig, Turmalin 3 %, Hornblende, grün, wenig, kein Staurolith, Disthen, Titanit und Chloritoid. Nur aus der petrographischen Beschaffenheit sind höhere USM und OMM nicht mit Sicherheit zu unterscheiden. Immerhin enthalten die Proben deutlich Glaukonit und vor allem, wenn auch wenig, Hornblende, die in der USM fehlt, aber gerade in der OMM der Gegend des nördlichen Aargau deutlich auftritt (nach A. von MOOS 1935). Die Proben gehören auf jeden Fall der Napfschüttung an, und aus den genannten Gründen – und weil sie keinen granitischen Charakter haben – passen sie am besten in die OMM.»

Vieles spricht also für eine Einordnung in die Obere Meeresmolasse, was aber zur Konsequenz hat, dass die USM hier eine stark reduzierte Mächtigkeit hätte, welche sich infolge tektonischer Komplikationen allerdings nicht genau bestimmen lässt (weniger als 100 m). Dies lässt sich kaum anders als durch eine frühe Aktivität der Lägernstruktur erklären.

L. RYBACH (1962) schloss auf eine intensive Faltung *vor* der Ablagerung der USM. Dies widerspricht den Beobachtungen von F. HOFMANN und R. GYGI (1961) am Kestenberg, wo die USM plötzlich fehlt, im tieferen Teil der OMM dagegen Blöcke von Jurakalk und von Krustenkalk der Molassebasis auftreten. Sie schlossen daraus auf tektonische Bewegungen am Ende der Ablagerung der USM mit nachfolgender lokaler Erosion, was am besten mit unseren Beobachtungen übereinstimmt.

So besteht z. B. ein Gegensatz zu der starken tektonischen Verstellung der USM südlich Baden und den auffällig ruhigen Strukturen der OMM bzw. Oberen Süsswassermolasse. Wie Untersuchungen für den Strasseneinschnitt Pfaffenbühl zwischen Wettingen und Otelfingen zeigten (Koordinaten 256'800/669'400), finden sich in der östlichen Fortsetzung der Flexur im Papprich (siehe Seite 126) nur noch Klüftung und unbedeutende Schichtverstellungen.

[2] In % des Totals der übrigen Schwermineralien.

Am Sulperg (Profil A) ist eindeutig *Obere Meeresmolasse* aufgeschlossen und zwar deren unterer Teil bis hinauf zur Nagelfluhbank, welche bereits zum Helvetien gehören soll. Lokal kann auch an der Basis der OMM etwas Nagelfluh auftreten. Nach U. BÜCHI und F. HOFMANN (1960) sind am Sulperg z. H. Sandsteine zu erwarten, während der in diese eingeschlossene, einst bei Würenlos ausgebeutete Muschelsandstein nordwärts rasch auskeilt. Die Lägern entsprach zur Zeit der Ablagerung der OMM mindestens zeitweise einer schwachen Schwellenzone. Im N erfolgte die Materialzufuhr von NE her («Grobsandschüttung»), im Süden dagegen aus WSW (Napfschüttung). Interessanterweise gehört unsere mutmassliche OMM am Martinsberg noch zur Napfschüttung, obwohl sie ursprünglich nur wenig südlich der Lägern-Hauptstörung lag (siehe Seite 130).

2. Rohstoffe im Fels

Verschiedene der auftretenden Gesteine wurden in der Vergangenheit bei Baden ausgebeutet, doch sind heute die zahlreichen Brüche und Gruben alle stillgelegt und zum Teil aufgefüllt.

Als *Baustein* war besonders der Wangenerkalk beliebt, wie dies die vielen Steinbrüche im Dättwiler Tal, am Hundsbuck, der Baldegg und anderswo beweisen. Wenig Lorbeeren erntete jener Unternehmer, welcher 1897 einen Steinbruch am westlichsten Ausläufer der Lägern beim Landvogteischloss eröffnete. Infolge Unterschneidung der Kalkbänke ereignete sich bereits 1899 ein Felssturz, welcher mühsam saniert werden musste (P. HABERBOSCH 1942). Dank seiner günstigen Bankung und seiner Witterungsbeständigkeit weist der Wangenerkalk bessere Eigenschaften auf als die lokal ebenfalls ausgebeuteten Geissbergschichten, deren Kalkbänke Tonhäute einschliessen können. Auch mit den Wettingerschichten waren die Erfahrungen ungünstiger, indem sie unregelmässiger brechen, weniger witterungsbeständig sind und an der Oberfläche gerne zu Pulver zerfallen.

Auch als Rohstoff zur *Zementfabrikation* werden diese Schichten lokal ausgebeutet, wegen ihrer Zusammensetzung besonders geeignet sind dafür aber die Effingerschichten.

Zahlreiche kleine Gruben beuteten einst den *Opalinuston* aus, welcher in Ermangelung von Kunstdünger als «Niet» zur Verbesserung des Ackerbodens diente. Heute wird er anderswo für die keramische Industrie oder als Zuschlagstoff zu Zement ausgebeutet. Auch der *Gips* des Gipskeupers wurde einst an zahlreichen Stellen nahe Baden gebrochen, so in den berühmten Gruben von Oberehrendingen und südwestlich Chappelerhof, am Unterwiler Berg (Koordinaten 258'850/652'950, siehe Blatt 1). Hier wur-

den auch Stollen vorgetrieben, welche heute unter Wasser liegen, wobei ein unterirdischer See entstand (M. OETTLI 1974).
Der Merkwürdigkeit halber sei auch das *Bittersalz* und *Glaubersalz* erwähnt, welches gelegentlich dem Gips des unteren Keupers beigemengt ist. Bei Birmenstorf führte dies zur Gewinnung des einst als Abführmittel sehr beliebten Bitterwassers, wobei tiefe Schächte und später auch Stollen angelegt wurden.
Im Gegensatz zu anderen Gebieten scheint die Ausbeutung von *Bohnerz* oder *Glassand* bei Baden nie bedeutsam gewesen zu sein, obwohl G. SENFTLEBEN südwestlich Hertenstein bis faustgrosse Erzstücke fand. (Näheres über Bohnerzformation an der Lägern in A. GÜLLER, 1959).
Wirtschaftlich ebenfalls bedeutungslos sind die Imprägnationen mit *Schweröl* in Sandsteinen der Unteren Süsswassermolasse. Solche fanden sich im Kreuzlibergtunnel (A. von MOOS und N. PAVONI 1959), im Bareggtunnel und in Bohrungen für den Autobahneinschnitt nordwestlich Dättwil (C. SCHINDLER 1967). Es scheint sich um Rückstände von Kohlenwasserstoffen zu handeln, welche einst nahe dem Jurarand an die Oberfläche austraten (siehe Fig. 5).

3. Bautechnische Hinweise für die Felsarten

Bei Bauten im *gesunden Fels* können die Mergel des Keupers, des Opalinustons und der Unteren Süsswassermolasse (in kleinerem Masse auch des Lias, der Blagdeni- bis Murchisonaeschichten und des Oberen Doggers) wegen Quellerscheinungen Schwierigkeiten bereiten. Besonders hohe Quelldrucke und Hebungen brachten mit Anhydrit durchsetzte Mergel des Gipskeupers im Belchentunnel.
Bei Kalken des Malm und besonders im Hauptmuschelkalk ist die Möglichkeit von Verkarstung und Wasserführung zu berücksichtigen.
Bei Bauten in der *Verwitterungszone* sind im Keuper, Opalinuston und der Unteren Süsswassermolasse besondere Vorsicht geboten, da hier die Schereigenschaften sehr ungünstig sind und das Gebiet oft unstabil oder bereits verrutscht ist. Häufig wurden die oberen Felsspakete unter der Moräne vom Gletscher verschleppt und sind mit alten Gleitflächen durchzogen. Bei ungünstiger Neigung der Schichtflächen und der Klüftung können auch andere Felsarten – selbst in gesundem Zustand – in Anschnitten unstabil werden.
Die grössten Probleme bietet der Gipskeuper, da zur normalen Verlehmung der Mergel eine Auslaugung des Gipses tritt, welche unberechenbar verlaufende Hohlräume im Untergrund schafft. Hier sind langfristige, einen gros-

sen Schichtstoss erfassende Setzungen möglich. Diese können sekundär Kriechbewegungen auslösen.

4. Tektonik

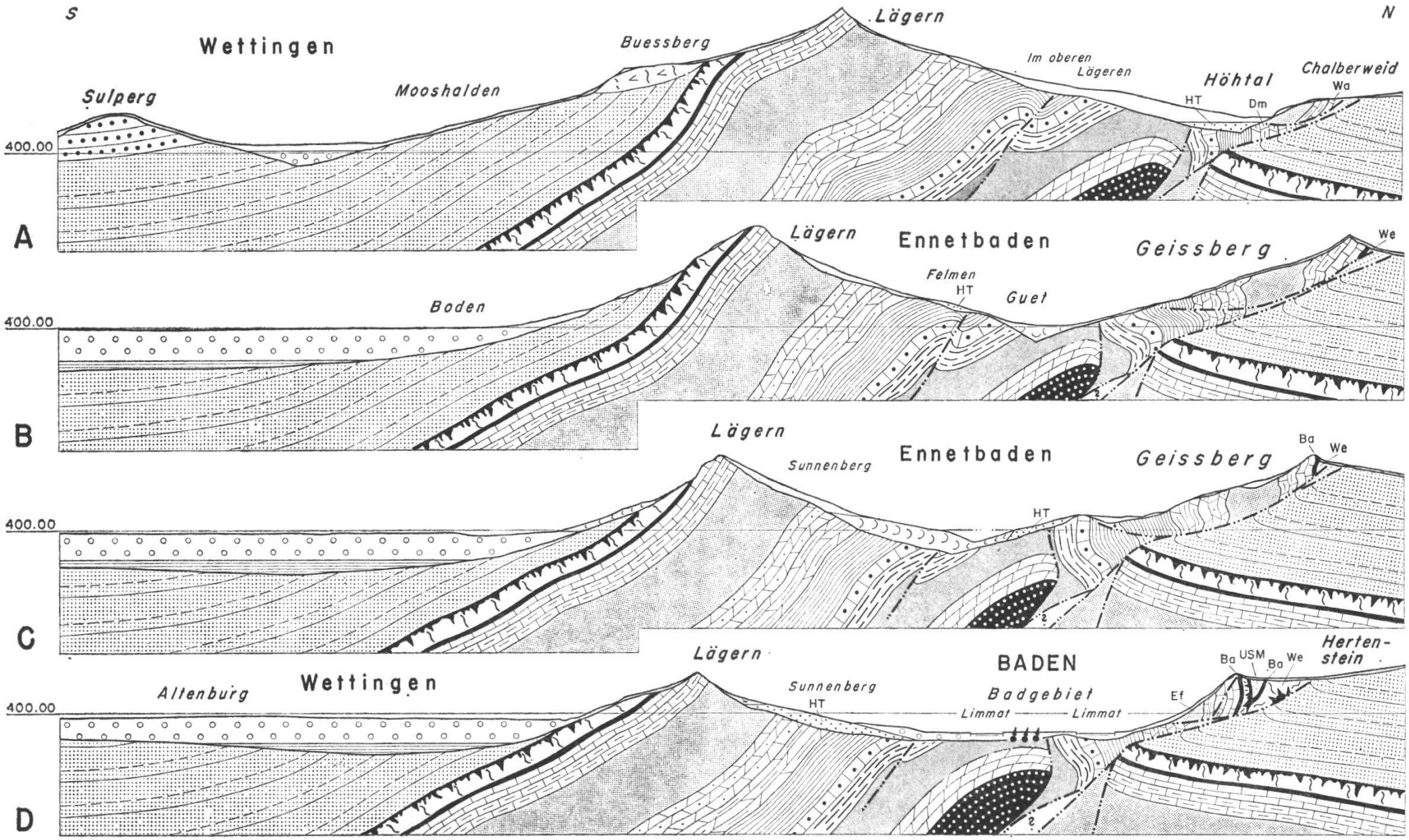
Das Lägerngebiet und die Klus von Baden sind schon mehrfach kartiert und in Profilen dargestellt worden, wobei mit zunehmendem Stand der Kenntnisse die Darstellungen komplexer wurden und sich immer neue Fragen stellten. Dies zeigt auf eindrückliche Weise ein Vergleich der Profile von Alb. HEIM (1919, Tafel XXV) – mit einer klassischen, von einem Scheitelbruch zerschnittenen Falte – über die z. T. in Varianten dargestellten geologischen Schnitte von G. SENFTLEBEN (1923) bis zu den hier gegebenen Profilen. Vorerst sei der Bau der einzelnen Teilgebiete beschrieben, anschliessend soll eine generelle Übersicht versucht werden.

a) Gebiet östlich der Limmat und südlich des Höhtals

Die Lägernkette als dominierendes Element bildet eine mächtige, gegen S hin abfallende Schichtplatte, welche sehr wenig gestört ist. Im Detail schwankt das Fallen und kann lokal zu nahezu senkrechter Schichtstellung führen, aber auch zu starker Abflachung wie in Profil A. Der Wechsel der Schichtneigung hat hier zum Abgleiten einer mächtigen Platte von Wettingerschichten auf den Badenerschichten geführt. Diese wenig gestörte *Sakkungsmasse des Bussbergs* liegt heute diskordant über USM. Die Bewegung erfolgte, nachdem der Gletscher der grössten, zweitletzten Eiszeit dieses Gebiet überfahren hatte, der nähere Zeitpunkt ist aber nicht feststellbar.
In der *Nordflanke der Lägern* lässt sich aus den Verhältnissen in Profil B und insbesondere aus einem temporären Liasaufschluss an der Strasse bei Felmen eine kleine Überschiebung der Lägernplatte über den Kernteil ableiten.
Die spärlichen Aufschlüsse *südlich der Lägern* zeigen einen anscheinend sehr regelmässigen Abfall der Schichten in die breite *Wettinger Mulde,* deren Achse – soweit feststellbar – in Richtung ESE – WNW streicht, also schief zur Lägernstruktur. Nahe der Limmat (Profil E) gerät sie in den Einflussbereich der Bareggstruktur, nahe dem Pfaffenbühl (nicht mehr auf unseren Karten) in jene der Flexur von Papprich (Fig. 5).

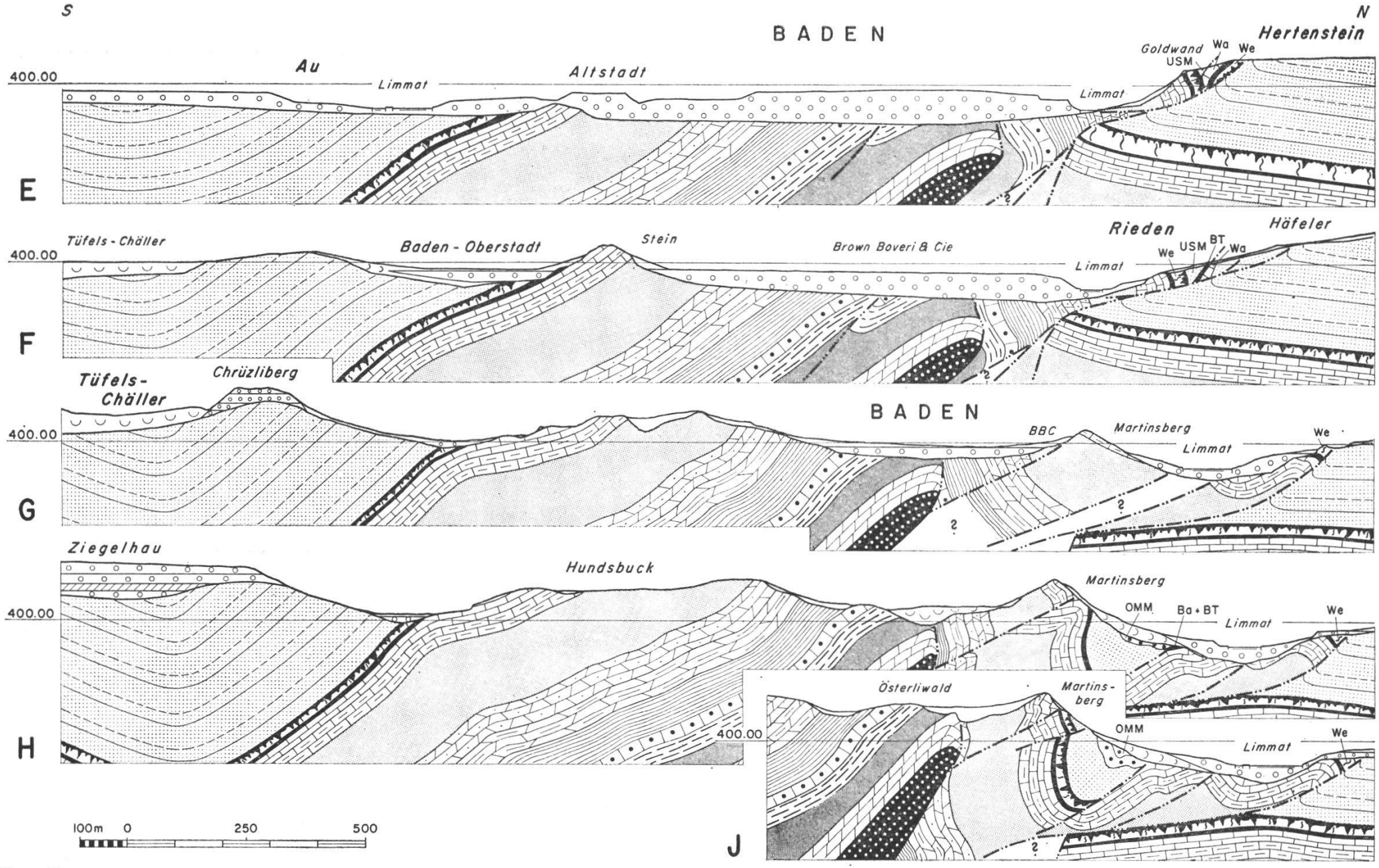
b) Gebiet südlich der Linie Baden–Münzlishausen und westlich der Limmat

Entgegen verschiedenen Vermutungen zeigte die Auswertung von Detailaufnahmen und Bohrungen, dass die Schichtplatte der Lägern die Limmat ohne nennenswerte *Querstörung* überquert. Bruchzonen mit eindeutigen

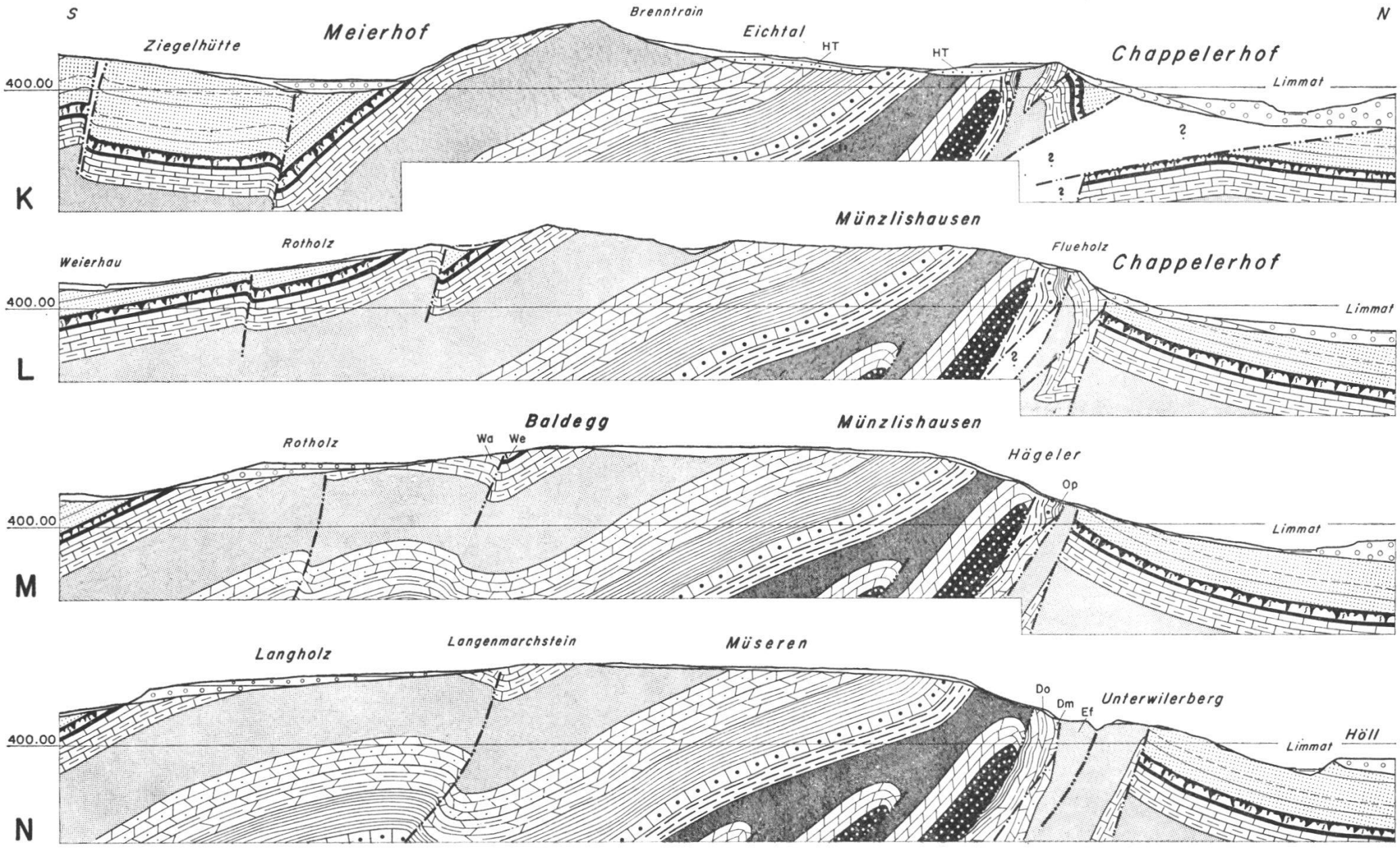


Figur 1

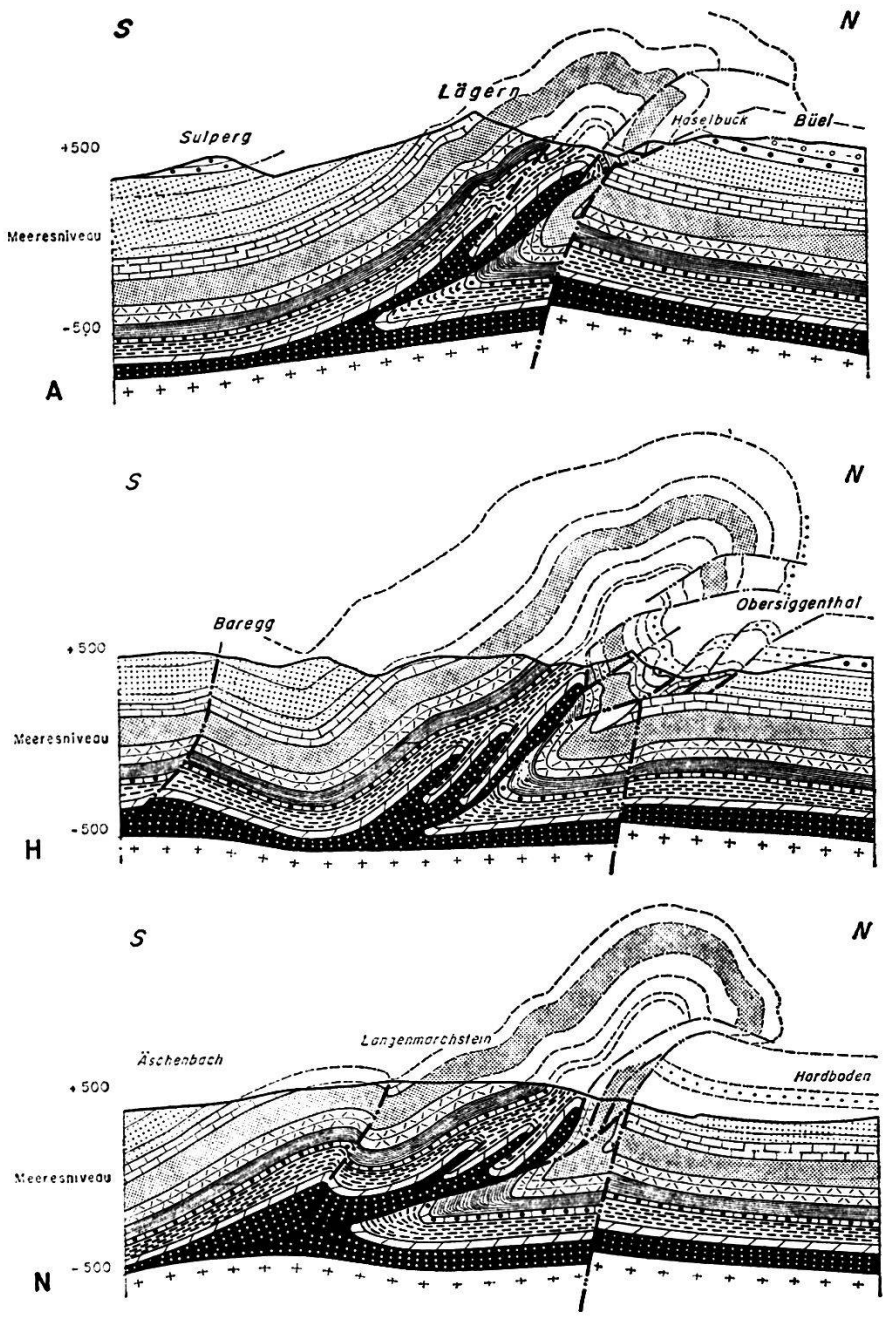
Figuren 1, 2, 3: Geologische Detailprofile. Lage siehe Baugrundkarte, Blatt 2.


S
N
BADEN
Hertenstein
Goldwand
Wa
We
USM
Au
Altstadt
400.00
Limmat
E
Tüfels - Chäller
Baden - Oberstadt
Stein
Brown Boveri & Cie
Rieden
Häfeler
BT
F
Tüfels-
Chäller
Chrüzliberg
BBC
Martinsberg
G
Ziegelhau
Hundsbuck
OMM
Ba + BT
H
Österliwald
Martins-
berg
J
100m
0
250
500

Figur 2

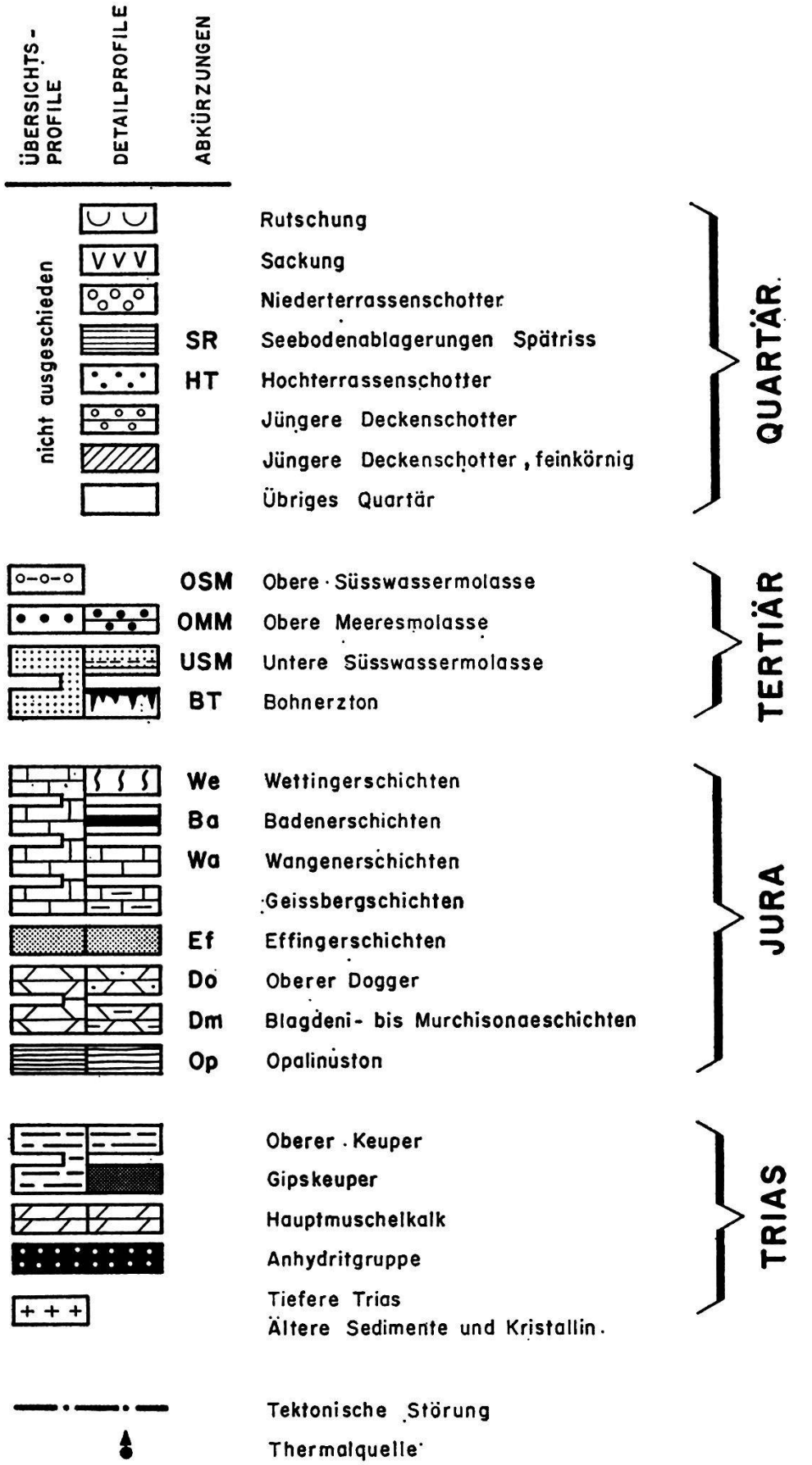

S
N
Ziegelhütte
Meierhof
Brenntrain
Eichtal
HT
HT
Chappelerhof
400.00
Limmat
K
Weierhau
Rotholz
Münzlishausen
Flueholz
Chappelerhof
400.00
Limmat
L
Rotholz
Wa
We
Baldegg
Münzlishausen
Hägeler
Op
400.00
Limmat
M
Langholz
Langenmarchstein
Müseren
Do
Dm
Ef
Unterwilerberg
400.00
Limmat
Höll
N

Figur 3



Figur 4: Geologische Übersichtsprofile, Rekonstruktionsversuch. Die Lage entspricht den Detailprofilen A, H und N, doch sind die Übersichtsprofile verlängert.

LEGENDE zu den GEOLOGISCHEN PROFILEN



Versetzungen stellen sich dagegen westlich der Ruine Stein ein und verlaufen dort in Richtung SSE–NNW. Die westlichste der drei fällt 70 °E und weist 25 °S fallende Rutschschrammen auf, weshalb G. SENFTLEBEN auf eine Querverschiebung schloss. Zudem konnte er weiter westlich, in einem alten Steinbruch bei Meierhof, mehrere sekundäre Fältchen beobachten, deren Achsen 12–15 ° gegen E hin fallen und N 75 W streichen. Sie verlaufen parallel der Achse einer merkwürdigen Aufwölbung, welche sich hier von WSW her an die Lägernplatte heranschiebt.

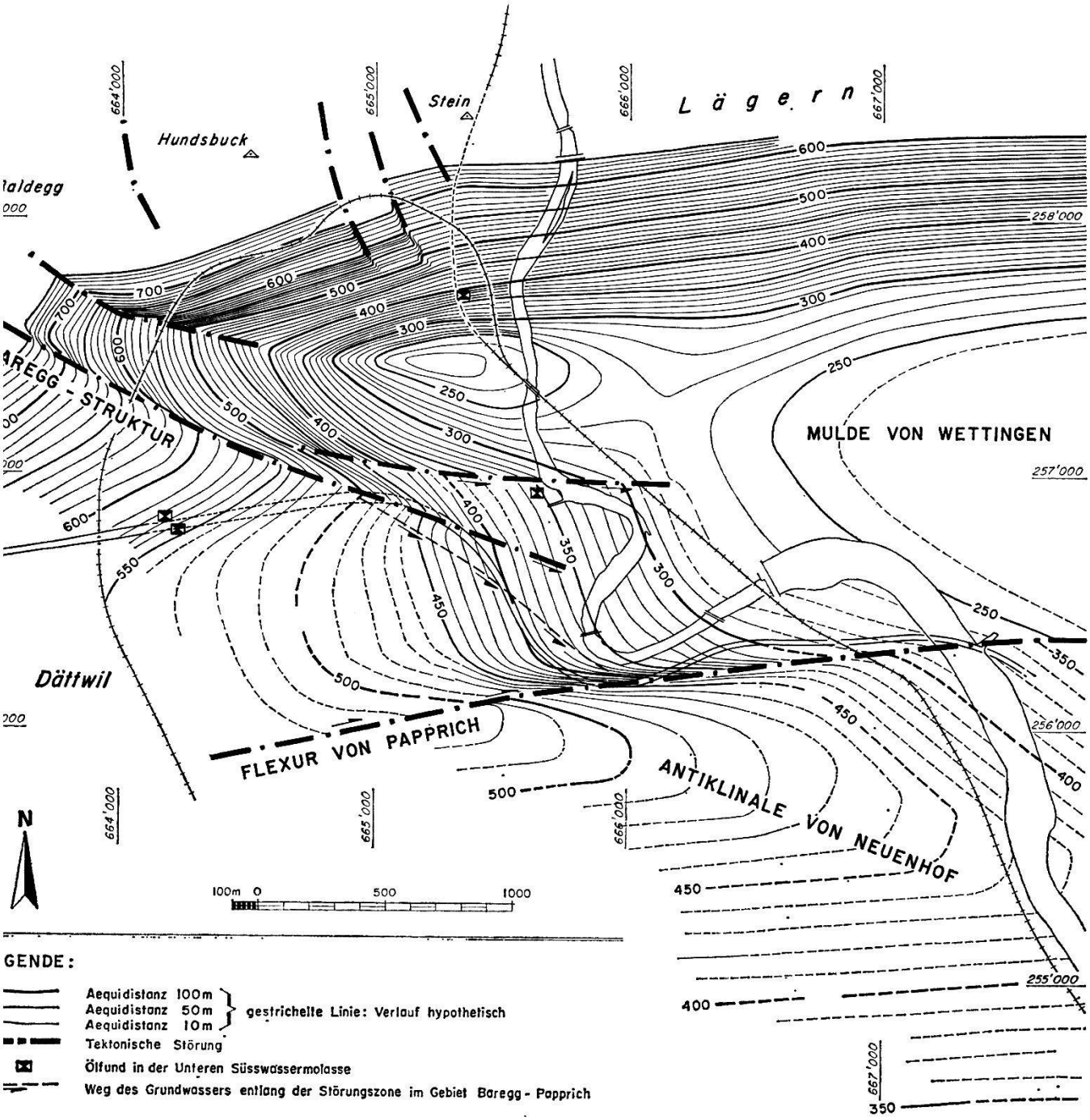
Diese *Baregg-Sruktur* wurde beim Bau des Bareggtunnels entdeckt (C. SCHINDLER 1967). Sie beginnt sich als kleiner Buckel im Gebiet des Bahnhofs Wettingen aus der Wettinger Synklinale zu entwickeln und steigt nun axial rasch gegen Westen hin an, wobei sich zudem ein Bruch einstellt (siehe Fig. 5). Im Gebiet der Baregg kommt eine weiter südlich liegende Störung in den Scheitel der Struktur zu liegen, welche nun in Richtung WSW–ENE abdreht, also einen spitzen Winkel zur Lägernstruktur einnimmt. Deshalb wird die im Norden anschliessende Synklinale gegen Westen hin rasch eingeengt (Fältchen bei Meierhof!) und ebenfalls abgedreht. Hatten wir vorerst (1967) die Fortsetzung der Aufwölbung von Baregg bei Birmenstorf gesucht, so zeigte die Detailaufnahme, dass ihr Malmkern weiter nordöstlich liegt und im Gebiet Baldegg-Langholz eine breite Aufwölbung bildet.

Leider sind die Aufschlussverhältnisse schlecht, so dass verschiedene Details wie z. B. das westliche Ende der Störungslinien nicht festzulegen sind. Wie Fig. 5 zeigt, scheinen die Versetzungsbeträge in jene Richtung rasch abzunehmen.

Ebenso unvermittelt wie sie einsetzte, endet die Baregg-Struktur westlich der Baldegg; ihre einzige sichtbare Auswirkung auf die Lägernkette scheint ein Abdrehen des allgemeinen Schichtstreichens beim Langenmarchstein um ca. 20 ° zu sein.

Die altbekannte *Neuenhofer Antiklinale* grenzt die Wettinger Mulde gegen Süden hin ab, streicht ebenfalls WSW–ENE und erreicht bei Neuenhof noch knapp das hier dargestellte Gebiet.

Bei Chrüzstei stösst diese flache, langgezogene Aufwölbung unvermittelt an eine lägernparallele Störung, welche beim Bau der Nationalstrasse gut aufgeschlossen und durch zahlreiche Bohrungen erkundet wurde. Diese *Flexur von Papprich* ist von Zonen intensiver Gesteinszertrümmerung begleitet, welche ebenso wie jene im Baregg-Gebiet Grundwasser führen, was Anlass zu grossen bautechnischen Komplikationen war (A. von MOOS und C. SCHINDLER 1967, M. GAUTSCHI und C. SCHINDLER 1970).



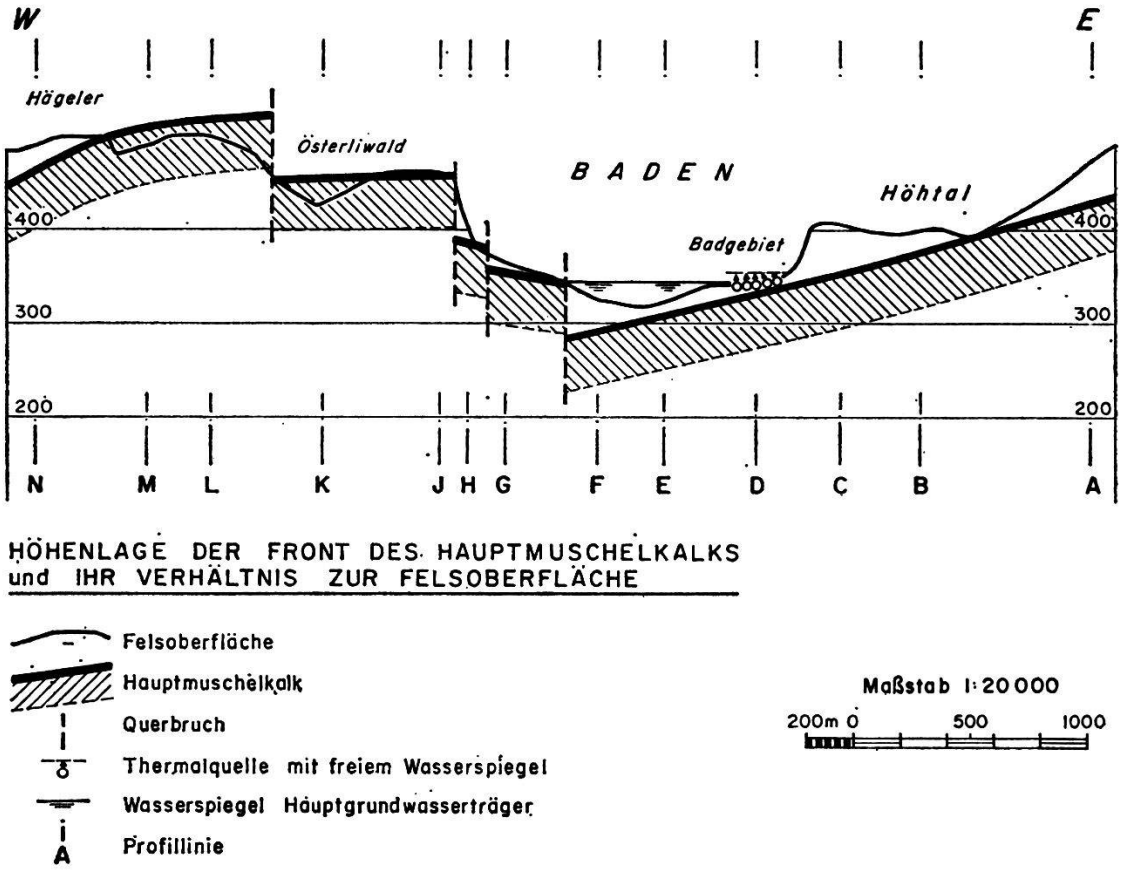
Figur 5: Strukturkurvenkarte des Gebiets südlich Baden (Lage siehe Figur 7). Bezugshorizont ist der Sandstein des Restaurants Waldegg, Untere Süsswassermolasse (ca. 250 m über Obergrenze des Malm, ca. 200 m unter dem Würenloser Muschelsandstein).

Sehr auffällig ist die Schleppung der Schichten, wobei Neigungen bis zu 70 ° zu messen waren und der gestörte Bereich über 200 m breit ist. Die WSW–ENE laufende Störung steht sehr steil und hat gesamthaft eine Hebung des Südflügels um rund 150 m bewirkt. Wie bereits auf Seite 115 bemerkt, fand sich bei ihrer östlichen Fortsetzung beim Pfaffenbühl keine nennenswerte Versetzung mehr. Im Westen könnte sie dagegen mit der Struktur im Reusseinschnitt nahe der Eisenbahnbrücke unterhalb Mellingen in Zusammenhang gebracht werden. Diese ist in der USM zu beobachten und zielt auf das Gebiet des Kestenbergs. Wie Fig. 5 zeigt, nehmen die Versetzungsbeträge an der Flexur westlich Chrüzstei rasch ab.
Zwischen der Flexur von Papprich und der Baregg-Struktur liegt eine Muldenzone, deren Form im Westen der Baregg aber nur wenig bekannt ist.

c) Kern der Lägernstruktur

Allgemein wird angenommen, die Schichtplatte der Lägern sei über den Gesteinen der *Anhydritgruppe* gegen N geschoben worden, welche infolge ihres Gehalts an Ton, Anhydrit und z. T. auch Steinsalz einen idealen Abscherungshorizont darstellt. Ähnlich sind die Bedingungen allerdings auch im Gipskeuper, so dass auch hier selbständige Bewegungen und Verfältelungen stattfinden können, wofür die Gipsgruben von Oberehrendingen ein gutes Beispiel liefern. Aus diesem Grunde kann sich die zwischen den beiden sich plastisch verhaltenden Schichtstössen eingeschaltete, starre Platte des *Hauptmuschelkalks* recht unkontrollierbar verhalten, doch wurde in unseren Profilen die einfachste, wahrscheinlichste Konstruktion gewählt.
Östlich der Limmat ist sie nirgends aufgeschlossen, doch fand sie F. MÜHLBERG (1902) bei der Neufassung der Schwanenquelle in Ennetbaden 6,4 m unter der Sohle des Limmatbetts unter Gipskeuper, wobei die Lettenkohle fehlte. Es dürfte dies Kote 330–335 m entsprechen. Mit G. SENFTLEBEN ist ein allgemeiner Anstieg der Muschelkalkkuppe gegen E hin anzunehmen, welcher 4 ° erreicht, aber knapp östlich unseres Kartenrandes rasch abflacht (siehe Fig. 6). Der gleiche Autor nahm an, die Kuppe weise ihren tiefsten Punkt nahe unserem Profil E auf und steige von dort wieder regelmässig gegen W hin auf (Beilage III). Muschelkalk ist dort hoch über dem Talboden des Limmattals mehrfach zwischen Profil N und K aufgeschlossen, ferner in einem kleinen Vorkommen bei Profil J, Koordinaten 259'040/664'670. Erstaunlicherweise fanden aber Sondierbohrungen knapp östlich des letztgenannten Aufschlusses auch 50 m tiefer nur noch Gipskeuper. Die Muschelkalkplatte wird also zwischen Profil H und J quer zerschnitten und versetzt, dies sehr wahrscheinlich an einem steilen,

N–S verlaufenden Bruch. Wir nehmen an, die Kuppe sinke vom Bädergebiet her weiterhin mit 3–4 ° bis Profil F nach W ab. Nur bei einem solchen Absinken kann vermieden werden, dass die tiefste ehemalige Limmatrinne (knapp unter Kote 320 m) den Muschelkalk erreiche. Eine solche Erosion liesse aber höchstwahrscheinlich das Thermalwasser dort (bei Profil E) direkt in den Niederterrassenschotter austreten (Fig. 6).
Zwischen Profil F und J erlauben Querbrüche einen im Detail vielleicht komplexen teilweisen Wiederaufstieg, bis nach einem Aufwärtssprung von mindestens 60 m das Störungsgebiet verlassen wird. Das Muschelkalkgewölbe erreicht in den Profilen L und M eine höher als Kote 600 m liegende Kulmination und sinkt dann westwärts unter Gipskeuper ab. Gegen Osten scheint sie recht abrupt zwischen Profil L und K abzusinken, dies wahrscheinlich die Folge eines weiteren Querbruchs (siehe Seite 129).



Figur 6: Höhenlage der Front des Hauptmuschelkalks und ihr Verhältnis zur Felsoberfläche.

d) Gebiet nördlich des Kerns der Lägernstruktur, Profile A–C

Die grössten Probleme und Kontroversen in der Deutung ergab seit je das Gebiet nördlich des Muschelkalks, da hier einerseits die tektonischen Verhältnisse komplex, andererseits die Aufschlüsse zum Teil schlecht sind. Dies gilt insbesondere für die Schichtreihe zwischen Keuper und Effingerschichten, wo aber Bohrungen und Baugruben einige neue Auskünfte geben. Wie in Profil C dargestellt, folgen dort von Süden nach Norden vorerst steilstehender Oberer Keuper, Lias und Opalinuston. Dann aber tritt plötzlich wieder Lias auf, welcher nun mässig steil nach N hin abfällt. Da der südliche Lias eindeutig bis zur Limmat hinunterzieht, muss angenommen werden, es liege hier eine stark verformte Überschiebungsfläche vor. Wo ist ihre nördliche Fortsetzung zu suchen? Seit langem wird angenommen, das Malmpaket des Geissbergs sei der USM aufgeschoben und entspreche einem tektonisch stark gequälten, verfalteten und verscherten, aber immerhin zusammenhängenden Schichtverband an der äussersten Stirn der überschobenen Masse. Währenddem der Verlauf der Überschiebung im N klar ist (es kann allerdings zudem unterliegende USM verschürft worden sein), blieb ihre Fortsetzung gegen S und W bisher unsicher. G. SENFTLEBEN diskutiert die Möglichkeit eines Austritts in die Effingerschichten oder eines Abtauchens in den Keuper und lässt die Überschiebung wenig überzeugend an zwei kleinen Querstörungen zwischen Profil C und D abrupt gegen Westen enden. Nach unserer Deutung sind zwei Überschiebungsflächen anzunehmen (Seite 134).

e) Gebiet nördlich des Kerns der Lägernstruktur, Profile D–F

Das gequälte, verscherte, überschobene Malmpaket setzt sich anscheinend gleichartig gegen Westen hin fort, doch schliessen sich nun nordwärts noch Schollen von verkehrtliegendem Wangenerkalk, Badenerschichten, Wettingerschichten, Bohnerzton und USM an. Im Gegensatz zu F. MÜHLBERG (1902) glaubte G. SENFTLEBEN eine Deutung als überschobene, stirnnahe Masse sei hier unmöglich, dies deshalb, weil am Martinsberg der normal abtauchende Nordschenkel der Lägernfalte zu sehen sei. Wie im nächsten Abschnitt zu erläutern, liegt dort eine Überschiebung vor (Profile G und H), so dass einer Deutung der «Klippen» der Goldwand und von Hertenstein als von der Front der Schubmasse während des Vorstosses abgeglittene und überkippte Schichtpakete nichts mehr entgegensteht. Bohrungen und ein Strasseneinschnitt nahe Profil F zeigten, dass auch in grösserem Masse Bohnerzton und USM aufgeschoben wurden.

Die südliche Fortsetzung der oberen Schubfläche dürfte in diesem Abschnitt nahe der Limmat durchziehen. In deren Bett fanden sich einst nahe Profil E Aufschlüsse von Opalinuston und Murchisonaeschichten, nahe nördlich des Ufers erreichten Bohrungen dagegen Effingerschichten.

f) Gebiet nördlich des Kerns der Lägernstruktur, Profile G–K

Glücklicherweise liegen gerade aus diesem Abschnitt besonders viele Bohrungen vor, so dass der abrupte, erstaunliche Wechsel im Gebirgsbau gut belegt ist. Allen Profilen gemeinsam ist eine Hauptüberschiebung, deren nördliche Front sich gut in das weiter im E angetroffene Bild einfügt, deren südliche Fortsetzung nun aber plötzlich weit unter das Limmatbett abtaucht. Es bildet sich ein deckenartiger Komplex, welcher das Vorland weit überfährt. Dieser ist in Schollen untergliedert, welche zum Teil intensiv gefaltet sind und gegeneinander ungleichartige Bewegungen ausgeführt haben, so auch Abschiebungen. Besonders auffällig ist eine enge, mit USM und OMM gefüllte Synklinale. Im Norden endet die Schichtreihe gegen unten mit den Effingerschichten, im Süden stellt sich auch Dogger ein. Unsicher bleibt mangels Aufschlüssen, wo dieser Abschnitt im Westen endet, doch soll eine Bohrung (Koordinaten 259'780/663'840) Malmkalk erreicht haben, was die Grenze zwischen Profil K und L fallen liesse.
Erstaunlich ist der plötzliche seitliche Wechsel gegen die benachbarten Abschnitte, aber auch innerhalb dieser Zone, was ganz offensichtlich mit den schon mehrfach erwähnten Querbrüchen zusammenhängt. Dies sei an dem detailliert untersuchten Beispiel des mittleren Bruchs (zwischen Profil G und H) gezeigt: Im Osten findet sich am Martinsberg eine ruhig nach N abfallende Schichtplatte aus Wangenerschichten, Geissbergschichten und Effingerschichten. Unmittelbar jenseits des Bruches sind im oberen Teil des Hanges die gleichen Schichten intensiv verschert und gefaltet, weiter unten tauchen sie nahezu senkrecht ab und werden von Molasse bedeckt. Eine auf dem Bruch selbst angesetzte Bohrung fand bis zuunterst zertrümmerten Wangenerkalk mit viel Bohnerzton. Der nächste Bruch im Westen beeinflusste wahrscheinlich die Erosion vor der Ablagerung des Bohnerztons, indem der W-Flügel Wettingerschichten aufweist, während diese anscheinend im E-Flügel fehlen. In diese Richtung weisen die – allerdings lückenhaften – Aufschlüsse wie auch die Tatsache, dass eine Bohrung beim Gaswerk (Koordinaten 259'530/664'790) über Wangenerschichten dünne Badenerschichten fand, welche mit Bohnerzton durchsetzt waren. Ein weiterer Querbruch könnte die Westgrenze unserer Überschiebungszone fixiert haben: Er würde der Erosionsrinne im Brenntrain folgen und dort die südliche

Malmplatte zerschneiden (Koordinaten 258'120/664'060), dann in N–S-Richtung abdrehen und wenig westlich Koordinate 664.0 durchziehen, wobei er unter anderem die Lage des Muschelkalkgewölbes beeinflusste (siehe Fig. 6).

g) Gebiet nördlich des Kerns der Lägernstruktur, Profile K–N

In den letzten Profilen treffen wir plötzlich einen messerscharfen, steil gegen Süden sinkenden Kontakt zwischen der Lägernstruktur im Süden und aufgestauchter, aber unverschobener Molasse im Norden. Zwischen der USM und dem Kern der Struktur liegen steilstehende, gequälte, verscherte Schichtpakete. Wie schon in Profil K, kann auch hier nicht mehr von einer vollständigen Schichtreihe die Rede sein, welche in ihrer Mächtigkeit tektonisch reduziert wäre. Es handelt sich um Schuppen, wobei aber immerhin die jüngsten Schichten am frontalsten, die ältesten am weitesten südlich liegen.

h) Versuch einer tektonischen Deutung

Die Lägern als östlichster Teil des Kettenjuras liegt auf der markanten, die Grenze zum Tafeljura bildenden *Mont-Terri-Linie*. H. P. LAUBSCHER (1961, 1972) und andere nehmen an, sie entspreche nicht nur einer markanten morphologischen Grenze, sondern sei als ein bis ins Kristallin hinuntergreifender Bruch (bzw. eine Flexur) aufzufassen, was auch uns sehr wahrscheinlich scheint. Diese Struktur war mindestens lokal schon frühzeitig wirksam, doch wurde bei der Gebirgsbildung der Schichtstoss unter der Anhydritgruppe von den Überschiebungsbewegungen nicht erfasst. In unseren Profilen L–N dürfte die Mont-Terri-Linie als steil südfallende Grenze zwischen Molasse und stark gestörten Juragesteinen aufgeschlossen sein. Die hier im nordwärts anschliessenden Gebiet angegebene Untergrenze der USM entspricht den Ergebnissen von L. RYBACH (1962), musste aber aufgrund der Aufschlüsse noch etwas tiefer gelegt werden.
Im gesamten Abschnitt westlich Profil G sind die Tatsachen kaum mit der alten Deutung der Lägernkette als liegende, scharf nach Norden überschobene Falte mit zerrissenem Mittelschenkel (Alb. HEIM 1919, G. SENFTLEBEN 1923 u. a.) zu vereinbaren. Weiter östlich liesse sich diese Hypothese besser vertreten, doch möchten wir annehmen, die erste Anlage der heute so komplexen Struktur sei die Mont-Terri-Linie gewesen, deren Südflügel von Aufschiebungsbewegungen erfasst wurde. Noch vorher fanden offenbar verschiedene Bewegungen statt, so die bereits erwähnte Schwellenbildung vor der Ablagerung der OMM, was lokal die Erosion von bis zu

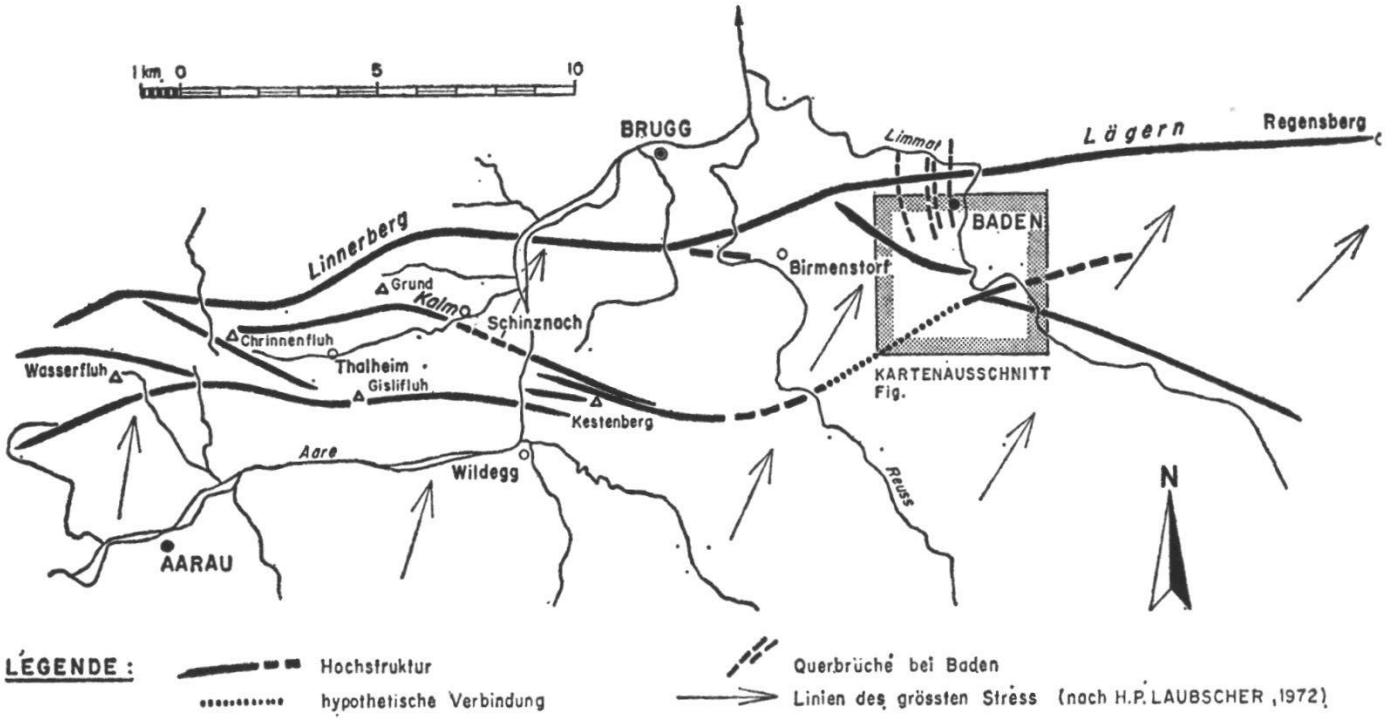
über 100 m USM zur Folge hatte. Dieser Vorgang dürfte kaum auf eine Hebung des Südflügels der Mont-Terri-Linie bis ins Kristallin zurückgehen, welche ja auch bei der Hauptfaltung weitgehend passiv blieb. Viel eher dürfte nur das Schichtpaket über der Anhydritgruppe leicht aufgeschoben und aufgewölbt worden sein. Wie schon N. PAVONI (1957) annahm, dürfte aber der Südflügel der Störungslinie während der Ablagerung der Molasse beckenwärts (gegen S) leicht abgekippt und zudem etwas abgesunken sein. Dies ergibt eine günstige Neigung der Schichtgrenzen bei der späteren Aufschiebung, während die Profilkonstruktion für den Nordflügel eine leichte Kippung nach N zeigt (Fig. 4), was Gleitbewegungen aus dem Süden stark behindert.

Bei der Aufschiebung soll auf dem Niveau der Anhydritgruppe das darüberliegende Schichtpaket zwischen dem Alpenrand und dem Tafeljura abgeschert und vorgeschoben worden sein. Unmittelbar südlich der blockierenden Mont-Terri-Linie dürfte die *Abscherungsfläche* aber in höhere, mergelige, inkompetente Horizonte gestiegen und ihnen einige Zeit gefolgt sein. Harte Schichtpakete werden dagegen erfahrungsgemäss steil gequert. In unseren Profilen G–J kann die nördlichste, überschobene Masse als frontalster Teil der Schubmasse interpretiert werden. Danach wäre der Abscherungshorizont südlich der Hauptstörung hier vorerst rasch in die Effingerschichten abgesunken, wäre diesen auf mindestens 700 m Länge gefolgt, um dann bald in den Opalinuston abzusinken. Ein solches Verhalten entspricht auch den altbekannten Verhältnissen in den helvetischen Decken (siehe auch H. P. LAUBSCHER 1977).

Diese theoretischen Überlegungen beeinflussen stark die Gestaltung des nördlichen Teils der Profile, ganz besonders natürlich auch den Versuch einer Rekonstruktion der Verhältnisse im grösseren Rahmen (Fig. 4).

Durch diese neue Deutung kann auch der *dreifache Stilwechsel* nördlich des Kerns der Struktur besser verstanden werden:

Im westlichsten Teilstück bot der N-Flügel der Mont-Terri-Linie Widerstand und wurde deswegen etwas hochgestaucht. Das gleiche geschah im östlichsten Gebiet (Profile A–F), wobei hier aber die stark mergelige USM des Vorfelds teilweise abgeschert wurde, weshalb dort eine mässig steil gegen N aufsteigende Überschiebung entstehen konnte. Dadurch wurde die Lägernstruktur weniger eingeengt, zudem nimmt der Überschiebungsbetrag gegen E hin generell ab – als Folge ergab sich eine Annäherung an das klassische Bild einer Falte. Trotz starkem Absinken der Überschiebungsfläche im mittleren Abschnitt kann diese dort den Malm des Nordflügels kaum tangiert haben. Als Arbeitshypothese haben wir deshalb angenom-



Figur 7: Übersichtsskizze der Hochstrukturen des Kettenjuras zwischen Aarau und Lägern (z. T. von GYGI übernommen).

men, der äusserste Rand des Tafeljuras sei hier nicht in die Höhe gedrückt, sondern leicht hinuntergepresst worden. Bei der seitlichen Abgrenzung dieses Abschnitts dürften wiederum die *N–S laufenden Querbrüche* eine Rolle gespielt haben. Überblickt man deren Einfluss auf die Tektonik, so fällt die ungleiche, unregelmässige Auswirkung auf die verschiedenen Teile der Lägernstruktur auf. Der Bruch zwischen Profil H und J zum Beispiel bewirkt in der südlichen Malmplatte nach G. SENFTLEBEN eine flache Vorschiebung des W-Flügels um ca. 20 m, im Kern ein plötzliches Aufsteigen des Muschelkalkkerns um mindestens 60 m, beim Martinsberg dagegen einen plötzlichen Wechsel in der Abgrenzung und Verfaltung der einzelnen Gesteinspakete. All dies legt die Deutung nahe, die Querbrüche seien älter als die Aufstauchung der Lägern und hätten durch ihre Aktivität (z. B. vor der Ablagerung des Bohnerzes?) Schwächezonen geschaffen, welche die späteren tektonischen Vorgänge stark beeinflussten. Im unmittelbar nördlich anschliessenden Tafeljura steigt die Malmplatte östlich der Querstörungen gegen E – ähnlich dem Muschelkalkkern – mit 2,5–3 ° an. Eine eindeutige Wiederbelebung der vermutlich ins Kristallin hinuntergreifenden Querstrukturen durch die Lägernkette in die Molasse ist nicht feststellbar. A. GLAUSER (1959) hat Kluftsysteme in den Wangener- und Geissbergschichten nahe Baden studiert, wobei er neben glatten, N–S verlaufenden Klüften sehr häufig auch schief dazu streichende Scherklüfte beobachtete. Aus seinen Ergebnissen glaubt er folgern zu können, dass ein grosser Teil dieser Klüfte entstanden sei, als die Schichten noch flach lagen, also vor der Hauptaufschiebung. Schliesslich sei das eigenartige, aber eindeutige *Abdrehen der Richtung der Querbrüche* erwähnt, welche einem sehr weiten Kreisbogen zuzugehören scheinen. Man wird dabei an die Hypothese von H. P. LAUBSCHER (1961) erinnert, welcher eine Rotation des von der Unterlage abgescherten Juragebirges um den ruhigen Angelpunkt des Ostendes der Lägern annahm (siehe Fig. 7). Bei einer Distanz von 12 km ergäbe sich eine gute Übereinstimmung mit unserer Richtung, wobei die älteren, zum Teil wegen des Horizontalschubs nicht mehr am alten Ort liegenden Schwächezonen zufälligerweise gut ins allgemeine Bewegungsbild passten.

Der *Muschelkalkkern* der Lägernstruktur ist nicht nur quer zerbrochen und versetzt, sondern muss aus geometrischen Gründen auch verschuppt sein, dies entsprechend dem zunehmenden Überschiebungsbetrag mit wachsender Intensität gegen W hin. Dies ergibt sich aus der Profilkonstruktion, aber auch aus Aufschlüssen nördlich Birmenstorf, wo der Hauptmuschelkalk lokal in drei Paketen auftritt.

Die frontalste Schuppe grenzt in allen Profilen im Norden steil an ein auf-

gerichtetes, etwas verschertes und tektonisch beanspruchtes Schichtpaket. Dieses scheint von Profil A–E die Schichtserie vom Gipskeuper bis zu den Effingerschichten zu umfassen. Weiter westlich verliert es bis Profil H sukzessive die älteren Schichtglieder, zugleich wird hier auch eindeutig erkennbar, dass es überschoben worden ist, also zum Südflügel der Mont-Terri-Linie gehört. Die alte Deutung als aufgerichteter und aufgestauchter nördlicher Schenkel der Lägernfalte wird also unhaltbar. Dies bedeutet aber, dass die *Hauptaufschiebung* unterhalb dieses Schichtpakets liegt und unter die Stirne aus Hauptmuschelkalk zu liegen kommt.

Was bedeutet aber die in den Profilen A–F beschriebene höhere Aufschiebung, welche im südlichen Teil flach liegt oder gar ein Gefälle gegen Norden annimmt? Es fällt auf, dass der Überschiebungsbetrag sehr gering ist, in einzelnen Profilen sogar die obere Masse rückwärts gegen Süden bewegt wurde (A, D, E, F). Einen Schlüssel zum Verständnis scheinen uns die Profile G, H und J zu liefern, da auch hier sonderbare Abschiebungen im Malm des nördlichsten Teils zu beobachten sind. Aufgrund der Gesamtrekonstruktion von Profil H (Fig. 4) muss angenommen werden, dass am Ende der Aufschiebung der Lägernstruktur ein leichtes Zusammensinken, eine schwache Rückwärtsbewegung stattfand. Die Übersichtsprofile A und H mögen besser als viele Worte den komplexen mehrphasigen Vorgang der Überschiebung mit Überfahren abgescherter Pakete, Verbiegung von Gleitflächen und Verschuppung erläutern.

In den *Profilen L, M und N* wird das Bild eher wieder einfacher, wobei wir vermuten, die steilstehenden, verschuppten Gesteine zwischen Muschelkalkkern und dem Rand zur Molasse seien aus der Unterlage hochgeschürft worden.

Gehen wir nun in den Süden: Die sonderbar schief *ESE–WNW verlaufenden Strukturen* – Baregg-Struktur, Neuenhofer Antiklinale, Wettinger Mulde (Fig. 5 und 7) – sind im Rahmen eines weiter verbreiteten «Girlandenmusters» im östlichsten Jura zu sehen (C. SCHINDLER 1967), entstanden durch ein Wechselspiel zweier Hauptrichtungen. Bei den Schweremessungen von P. GRETENER (1954) lässt sich die Lägernstruktur als positive Anomalie gut erkennen. Ebenso ist deutlich zu sehen, wo sich die Baregg-Struktur mit ihr vereint – dies ein Hinweis darauf, dass hier auch die Kristallinunterlage etwas aufgebogen sein könnte, wie dies die Profilkonstruktion nahelegt (Fig. 4, Profile H und N). Von der Neuenhofer Antiklinale, der Flexur von Papprich oder den Querstörungen erscheinen auf der Schwerekarte höchstens Andeutungen. Sie scheinen auf den tieferen Untergrund nur wenig Einfluss zu haben.

Versucht man die *zeitliche Abfolge der Bewegungen* zu erfassen, so liegen Hinweise für eine Aktivität der Lägernstruktur und vielleicht der Flexur von Papprich am Ende der Sedimentation der USM vor (Grenzbereich Aquitan/Burdigal). Die Hauptverschiebungen fanden aber erst nach der Ablagerung der Oberen Süsswassermolasse, im Pliocän, statt. Vorerst dürfte die grossangelegte Lägernstruktur aktiviert worden sein, westlich der Limmat vermutlich auch die Flexur von Papprich. Die sonderlichen, zum Teil unvermittelt ausklingenden ESE–WSW-Strukturen sind wahrscheinlich etwas jünger. Sie stehen interessanterweise ungefähr senkrecht zu den Linien des grössten Stress, welche H. P. LAUBSCHER (1972) konstruierte und nahe dem Ostende des Faltenjuras gegen NNE hin abdrehen liess. Vielleicht entsprechen sie der Stossrichtung am Ende der Faltungsphase (Fig. 7)[3]. Ob die leichten Rückwärtsbewegungen in frontalen Teilen der Lägernstruktur mit solchen späten Verformungen zusammenhängen oder aber – wahrscheinlicher – auf ein Zurücksinken der überhöhten Masse beim Erlahmen des Schubs, ist nicht mit Sicherheit zu entscheiden.

III. LOCKERGESTEINE

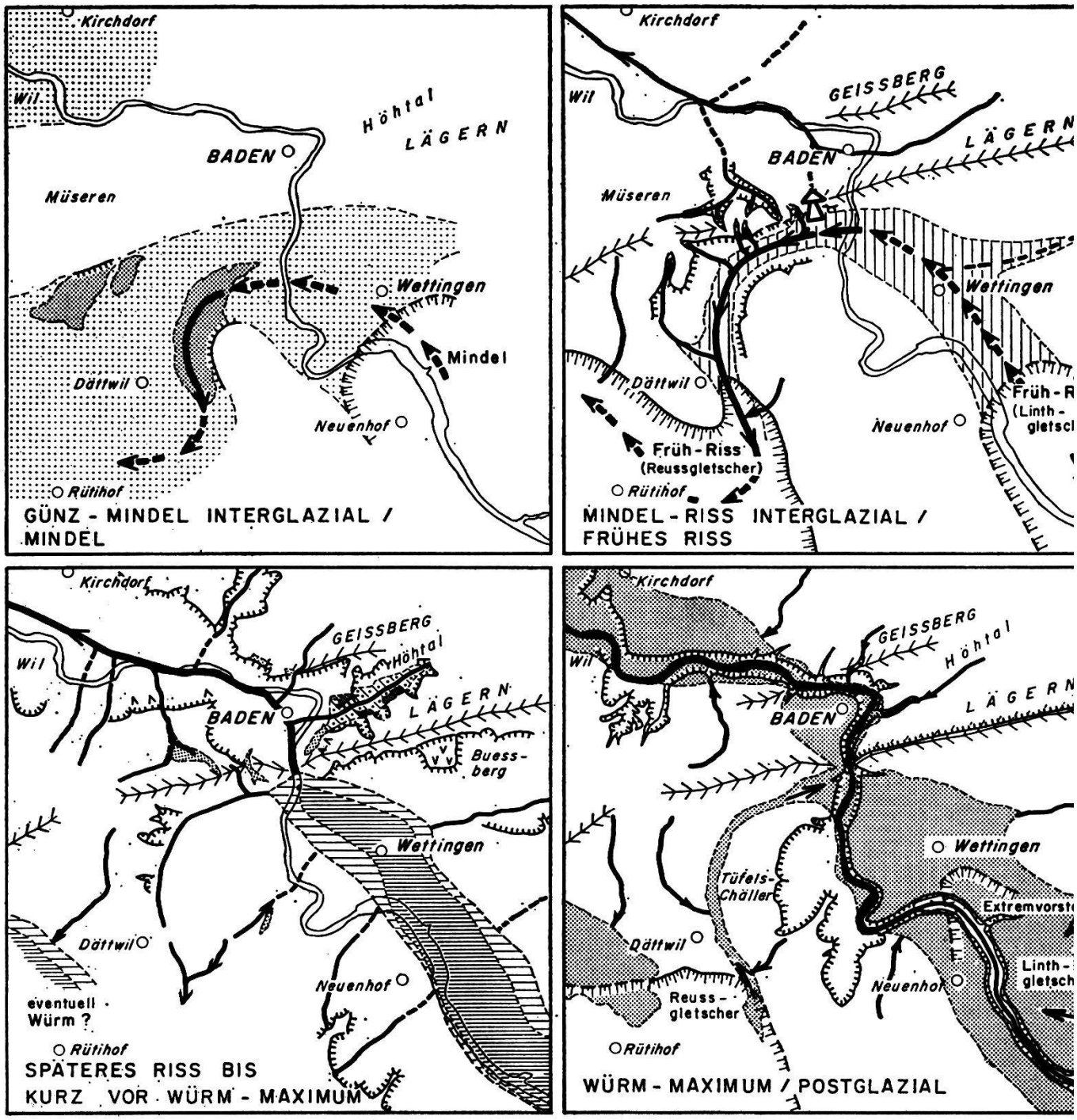
Die im Untersuchungsgebiet vertretenen Lockergesteine sind recht mannigfaltig. Ihr Aufbau ist aus Blatt 1 zu ersehen, während Blatt 2 den Verlauf der Felsoberfläche skizziert.

1. Jüngere Deckenschotter

Wie seit langem bekannt, liegen im Baregg-Gebiet sowie im Rotholz und Langholz jenseits des Dättwiler Tales grobe, teilweise verkittete Schotter, welche von Moränen der Risseiszeit bedeckt werden. Wie die Untersuchungen für den Bareggtunnel (C. SCHINDLER 1967) gezeigt haben, erreichen sie dort überraschend grosse Mächtigkeit, lag doch die Obergrenze der Schotter einst bei Kote 540 m oder noch höher, während die unter ihm verborgene Talrinne auf Kote 440 m hinuntergreift. Wie aus Blatt 2 und Fig. 8 ersichtlich, war ihr flacher Boden rund 100 m breit und relativ steilwandig begrenzt. Das Tal sticht beim Teufelskeller von E her in den Hang und

[3] Dies innerhalb des vorgeschobenen Sedimentpakets. Im tieferen Untergrund dürfte das Spannungsfeld anders orientiert gewesen sein.

Figur 8: Quartäre Talgeschichte und Ablagerungen. ▷



QUARTÄRE TALGESCHICHTE und ABLAGERUNGEN IM GEBIET VON BADEN

- ehemaliger Bach oder Fluss
- Durchbruch der Limmat; frühe Risseiszeit
- ehemaliger Eisrand
- Rand des Gebiets mit intensiver fluviatiler Erosion, heute erhalten, aber oft überdeckt oder überarbeitet; zum Teil Rutschgebiete
- Sackung
- Grat
- Schüttungsrichtung
- Schotter, erhalten
- Schotter, heute abgetragen
- Stauseeablagerung, überwiegend sandig, erhalt
- Stauseeablagerung, überwiegend sandig, heute abgetragen
- Feinkörnige Seebodenablagerung, erhalten, von Schotter bedeckt
- Feinkörnige Seebodenablagerung, heute abgetra
- ehemaliger Stausee der frühen Risseiszeit

dreht dann scharf gegen Süden hin ab, um das Gebiet der Station Dättwil zu erreichen. Infolge späterer Erosion ist die Fortsetzung nicht mehr zu erkennen, sie dürfte sich aber westwärts dem Reusstal zugewandt haben. Das Tal ist zweifellos von einem bedeutenden Fluss erodiert worden. Da nach R. FREI (1912) die Schotterfüllung aus dem Linth-Rhein-Gebiet stammt (unter anderem Sernefit, Juliergranit, Oberhalbsteiner Gabbro, Ruseindiorit), war dies offensichtlich eine Ur-Limmat, welche vor der Barriere der Lägern gegen Westen hin auswich und sich mit der Reuss vereinigte. Die Kiese sind grob, schlecht sortiert und in der Nähe der Gletscherstirn abgelagert worden. Ein Niederbruch aus der tiefsten Talsohle liess bis metergrosse, angerundete Blöcke in den Bareggtunnel stürzen, andererseits beschreibt R. FREI (1912) vom höchsten Teil der Schotter am Kreuzliberg kantengerundete Blöcke mit Durchmesser bis 1 m, zudem auch auffällig viele schiefrige Komponenten. Bei der Sedimentation des obersten wie des untersten Teiles der Schotter lag die Gletscherstirn also nahe, während im mittleren Teil eine feinkörnige, lehmige Partie auf einen temporären Eisrückzug hinweist.

Die Schotter sind nahe der Oberfläche und im Schwankungsbereich des Grundwassers oft massiv verkittet, in anderen Partien aber lose oder wenig gebunden. Allgemein werden sie der Mindeleiszeit zugeordnet, so dass die vorgängige Durchtalung sehr alt ist und überraschend tief hinuntergreift. Es ist auszuschliessen, dass die Limmat damals quer durch die Lägern eine Klus benutzt hätte, wie dies z. B. H. SUTER (1944) annahm.

2. Rinne von Dättwil, Relief vor der Risseiszeit

Die ursprünglich zusammenhängende Deckenschotterplatte wurde durch eine tiefe Erosionsrinne zerschnitten, welche von Baden-Oberstadt nach Dättwil zieht. Wie Bohrungen an zahlreichen Stellen gezeigt haben, sind sowohl die Flanken wie zum Teil auch die Sohle dieser breiten Rinne von Moräne der Risseiszeit bedeckt, ihre Bildung erfolgte also zwischen Mindel- und Risseiszeit. Art und Richtung des Tales sprechen eindeutig für Erosion durch einen bedeutenden Fluss, also offensichtlich wiederum durch die Limmat, welche immer noch vor der Lägern gegen Westen und Süden hin auswich. Wo die N1 das Dättwiler Tal quert, liegt die Felssohle auf Kote 394 m oder etwas tiefer.

P. HABERBOSCH (1929) beobachtete, dass im westlichsten Teil der Baugrube des Burghaldenschulhauses (Koordinaten 258'190/665'080) die Felsoberfläche plötzlich zu einer kleinen Schlucht absank. Deren unterer Teil war mit hartgelagertem Kies und Lehm gefüllt, was er als Moräne der Riss-

eiszeit deutete. Eine alte Anlage der von NNW her in das Dättwiler Tal stossenden Kännelgassrinne ist wahrscheinlich, doch erstaunt die Tiefe der Ausräumung, wurde doch lokal Kote 388 m erreicht. Vielleicht lag dort eine Karsterscheinung vor, andernfalls wäre die Aufräumung der lokalen Rinne eher ins Riss-Würm-Interglazial zu stellen.
Jenseits des noch nicht durchbrochenen Lägerngrats war das Höhtal bereits angelegt und setzte sich ins heutige untere Limmattal fort. Aus dem Verlauf der Felsoberfläche im Gebiet westlich Baden ist abzulesen, dass damals ein Seitentälchen beim Kappelerhof gegen SE hin abzweigte (Fig. 8). Sein Einzugsgebiet greift bis auf den Grat Hundsbuck-Brenntrain-Baldegg zurück. Dort finden sich drei mit Moräne gefüllte, N–S laufende Depressionen, von denen zwei durch P. HABERBOSCH als vor-risseiszeitliche Limmatdurchbrüche gedeutet wurden. Aufgrund der Detailaufnahmen scheinen uns eher nur alte Sattelzonen mit Entwässerung auf beide Seiten des Grates vorzuliegen. Ob sie zudem beim Vorstoss des Gletschers der Risseiszeit von Schmelzwassern benutzt wurden, bleibe dahingestellt.

3. Risseiszeitliche Moräne, Rinne von Belvédère

Während dieser grössten Eiszeit wurde das gesamte Untersuchungsgebiet zeitweise von Eis überflutet. Von der Südflanke des Lägerngrates erwähnt G. SENFTLEBEN Findlinge bis auf 700 m, ausnahmsweise sogar 800 m Meereshöhe. Nach Alb. HEIM (1919) finden sich auf dem Gebiet unserer Karte Leitgesteine des Reuss-, Linth- und Rheingletschers gemischt (bei Dättwil nur Reuss). Im Maximalstadium erreichte die Eisfront im Rheintal Möhlin.
Moränen dieser Zeit sind sehr weit verbreitet, wobei kaum Wallmoränen zu beobachten sind. Die relativ feinkörnigen, tiefgründig angewitterten Grundmoränen enthalten in Gebieten mit Felsuntergrund aus USM und anderen mergeligen Gesteinen oft grosse Pakete von glazial verschlepptem Fels.
Bohrungen und ein Sondierstollen zwischen der Ruine Stein und dem Hotel Belvédère ergaben, dass dort eine alte Schlucht existiert. Dieser durch A. von MOOS entdeckte, alte Limmatdurchbruch ist an der Oberfläche kaum sichtbar, zerschneidet aber ca. 500 m westlich des heutigen Tallaufes den Grat auf seiner ganzen Höhe. Es handelt sich dabei um einen engen Cañon mit steilen, zum Teil überhängenden Wänden, wobei das tiefste erbohrte Lockergestein auf Kote 376 m, also 65 m unter dem Grat, angetroffen wurde. Diese Belvédère-Rinne ist durch hartgelagerte, lehmig-sandig-kiesig-blockiges Material gefüllt, welches zwar schlecht sortiert, aber doch fast durchwegs gerundet ist. P. HABERBOSCH (1929) fand im westlichsten

Teil der Baugrube des bereits erwähnten Burghaldenschulhauses eine kleine Seitenrinne dieser Schlucht, welche in lehmig-sandiger Grundmasse sehr viele erratische Blöcke enthielt (diese Details erscheinen nicht auf unseren Karten, da sie uns erst nach dem Druck bekannt wurden). Bei der Füllung handelt es sich also um Lockergesteine, welche unmittelbar vor oder bereits unter der Gletscherfront des Gletschers der Risseiszeit entstanden.
Wie konnte aber vor diesem Eisvorstoss eine Schlucht derartigen Ausmasses entstehen, welche einen um Kote 425 m liegenden Grat zersägt, wo doch das Talniveau im Interglazial Mindel-Riss bereits viel tiefer lag? Als wahrscheinlichste Deutung ist anzunehmen (C. SCHINDLER 1968), dass das alte, südlich der Lägern gegen W und S ausweichende Limmattal plötzlich blockiert wurde. Dies konnte dann eintreten, wenn bei einem allgemeinen Eisvorstoss der Reussgletscher das Gebiet von Birmenstorf-Hausen erreichte, während gleichzeitig der Linthgletscher noch südlich Wettingen zurückblieb. Die aufgestauten, gewaltigen Schmelzwassermassen des Limmattals mussten einen neuen Abfluss suchen und fanden diesen quer über die damals tiefste Stelle des Grats ins Höhtal. Infolge hohen Gefälls und grosser Wassermassen dürfte die Erosion sehr rasch vorgeschritten sein, also relativ wenig Zeit beansprucht haben. Beim nachfolgenden weiteren Vorstoss des Gletschers wurde die Schlucht mit Lockergestein blockiert und endgültig stillgelegt.

4. Risseiszeitliche Schotter, Ablagerungen im Höhtal

Hochterrassenschotter finden sich in verschiedenen isolierten Vorkommen. G. SENFTLEBEN beschreibt eine heute aufgefüllte Kiesgrube im *Eichtal* (Koordinaten 258'590/664'130), die gleichen, teilweise verkitteten Kiese sind heute in schlechten Aufschlüssen im nördlich anschliessenden, kleinen Tobel zu finden (Druckfehler in Blatt 1: Die Schotter sind hier rosa statt oliv-braun gefärbt). Die Oberkante der Schotter erreicht mit Sicherheit Kote 465 m. Aufgrund der Literatur und unserer Felsoberflächenkarte ist es wahrscheinlich, dass sie auch weiter südöstlich bis etwa Koordinaten 258'250/664.76 fortsetzen, doch liegen sie unter Grundmoränen der Risseiszeit verborgen.
Auf der gegenüberliegenden Talseite liegen kleine, ebenfalls von Moräne überdeckte Schottervorkommen beim *Häfeler* (Koordinaten 259'800/665'200, oberste Aufschlüsse um 430 m) und *südlich Hertenstein* (Koordinaten 259'650/665'700, oberste Aufschlüsse um 440 m).
Im *südwestlichen Teil von Ennetbaden* findet sich ein grösseres, besser aufgeschlossenes Vorkommen von flachgelagerten, teilweise verkitteten, sandi-

gen Kiesen. Die obersten Aufschlüsse erreichen Kote 435 m, sind dort aber von Hangschutt und versackten Effingerschichten bedeckt, so dass nicht zu entscheiden ist, ob sie eine Moränendecke aufweisen.
Beidseits des *Höhtals* sind ebenfalls Hochterrassenschotter zu finden, doch handelt es sich bei diesen schlecht aufgeschlossenen Vorkommen zum Teil um reinen Sand (z. B. Koordinaten 259'270/666'310). Daneben treten auch teilweise verkittete Kiese auf, wobei G. SENFTLEBEN eindeutige Deltaschichtung beobachten konnte. Dies kann am ehesten dadurch erklärt werden, dass im Höhtal einst ein Stausee entstand, als das Eis im Limmattal den Talausgang blockierte. Dessen Spiegel dürfte ungefähr den höchsten Ablagerungen entsprochen haben, also Kote 455–460 m erreicht haben. Die Kiese alpiner Herkunft werden in der Südflanke des Höhtals von lehmig-steinigem *alten Hangschutt* des Lägerngebietes überlagert. Diese auf Blatt 1 beigebraun gefärbten Lockergesteine dürften grösstenteils gegen Ende der Risseiszeit entstanden sein, bevor die Stauseeablagerungen des Höhtals nach dem Rückzug des Eises wieder weitgehend ausgeräumt wurden. Die obersten Lagen können auch jünger sein. Ob hier der Gletscher nochmals einen Teil der Ablagerungen überfuhr und wie weit er wieder ins Höhtal vorstiess, ist mangels Aufschlüssen nicht abzuklären.
Offen bleibt auch die Frage, ob die erwähnten, risseiszeitlichen Schotteraufschlüsse genau gleichaltrig seien, und ob sie beim Vorstoss oder erst in einer späten Schwankungsperiode des Gletschers entstanden.
Schliesslich sei ein isoliertes, von Moräne überdecktes Schottervorkommen 700 m westlich des Seminars Wettingen erwähnt (Koordinaten 256'450/665'400), dessen oberste Aufschlüsse Kote 480 m erreichen. Diese sandigen Kiese sind wenig bis nicht verkittet und dürften ebenfalls in der Risseiszeit entstanden sein.

5. Felsoberfläche am Ende der Risseiszeit. Interglazial. Löss

Am Ende der Risseiszeit war die Gestaltung der *Felsoberfläche* in grossen Zügen abgeschlossen, da der würmeiszeitliche Gletscher unser Gebiet nur noch knapp am Rande erreichte und die fluviale Erosion hier nur lokal grösseres Ausmass erreichte. Dem risseiszeitlichen Gletscher zuzuschreiben ist der breite Taltrog im Gebiet von Wettingen, welcher auch heute noch gegenüber der Felsschwelle von Baden übertieft ist. Diese glaziale Übertiefung wird talaufwärts viel ausgeprägter (C. SCHINDLER 1968), wobei dort allerdings auch die Gletscher der Würmeiszeit erodieren konnten.
Beim *Lägerndurchbruch* dürfte der Gletscher einen breiten, aber vorerst noch recht hoch liegenden Sattel in den Grat der Malmkette geschaffen ha-

ben, um dann im Kern der Lägernstruktur wieder breit auszuholen. Beim Abschmelzen des Eises musste somit südwestlich des Durchbruchs ein See aufgestaut werden. *Alte Seeablagerungen* dieses Limmattalsees sind denn auch in verschiedenen Bohrungen unter dem Wettinger Feld bis in die Gegend von Killwangen gefunden worden (siehe Blatt 2), vermutlich waren sie einst aber viel weiter talaufwärts verbreitet. Diese unter Niederterrassenschotter verborgenen, feingeschichteten, siltig-feinsandigen bis tonigen Ablagerungen sind leider wenig bekannt, immerhin weist ihre Ausbildung eher auf eine Entstehung in der ausgehenden Risseiszeit als in der nachfolgenden warmen Periode. Die Obergrenze der Seeablagerungen ist sehr scharf und liegt nahe Baden um Kote 335 m, um talaufwärts langsam auf 345 m aufzusteigen. Es ist zu vermuten, dass sie einst noch höher hinauf vertreten waren, mit fortschreitender Erosion der Schwelle von Baden aber teilweise wieder abgetragen wurden.

Die Verhältnisse bei Killwangen (C. SCHINDLER 1968) lassen darauf schliessen, dass entgegen früheren Annahmen (G. SENFTLEBEN 1923, H. SUTER 1944 u. a.) keine spätrisseiszeitlichen «*Mittelterrassenschotter*» über den Seeablagerungen folgen, sondern direkt Ablagerungen der Würmeiszeit. R. HANTKE hat 1959 die Frage der Mittelterrasse eingehend diskutiert.

Dies bedeutet, dass der Talboden im langen *Riss-Würm-Interglazial* bedeutend tiefer lag als heute. Oberhalb des Lägerndurchbruchs ist eine Talebene um 335–345 m zu erwarten, während die Limmat weiter talwärts über Fels floss, die heutigen Schotterterrassen also fehlten. Da der Talboden bedeutend tiefer lag, war der Durchbruch der Lägernstruktur durch die Limmat damals noch eindrücklicher. Eindeutig *interglaziale Sedimente* sind selten. C. FRIEDLÄNDER (1942) fand im Osten des Sulperges bei Herteren wenig östlich unserer Karte (um Koordinaten 257'250/668'450) über Rissmoräne vorerst sandige bis siltige Tone, dann Kalkkonkretionen mit Landschnecken, darüber 2–4 m Torf, zuoberst eine starke Decke von verschwemmtem Löss. W. LÜDI (1953) bestimmte im Torf Pollen eines Fichten-Föhren-Waldes, welchem Weisstannen, Erlen, Birken und Haselnuss beigemengt waren. Eine C 14-Altersbestimmung (H. ÖSCHGER, U. SCHWARZ und CH. GFELLER 1959) ergab 22 400 ± 800 Jahre, was erstaunlich jung ist und in die Würmeiszeit fällt. Es wurden Knochen vom Edelhirsch und Pferd gefunden.

Löss wurde an verschiedenen isolierten Stellen in der Umgebung von Baden gefunden, so am Nordrand unserer Karten zwischen Hertenstein und Häfeler. Er erreicht hier lokal nach G. SENFTLEBEN bis zu 5,3 m Mächtig-

keit, ist aber teilweise verschwemmt und mit leicht kiesigem Gehängelehm durchsetzt, dies im mittleren Teil. Auch E. BUGMANN (1958) erwähnt verschiedene Lössvorkommen, welche meist weiter im NW liegen, und diskutiert die Frage ihres Alters. Diese Windablagerungen kalter, vegetationsarmer Klimaperioden können einerseits am Ende der Risseiszeit, andererseits während der Würmeiszeit entstanden sein, doch ist eine Unterscheidung trotz des Fundes einzelner Schneckenschalen sehr schwierig.
F. MÜHLBERG (1902) fand südlich des ehemaligen Steinbruchs Rieden (ca. Koordinaten 259'750/664'940) Löss mit Schneckenschalen, welcher eindeutig würmeiszeitlich ist, da er über Niederterrassenschotter lag.

6. Würmeiszeit, Niederterrassenschotter

PENK und BRÜCKNER (1909) nahmen an, der Linthgletscher der Würmeiszeit sei kurzfristig *über den Stand von Killwangen hinaus* vorgestossen. Auf der Karte von R. HANTKE (1967) sind sowohl in jenem Gebiet wie auch bei Dättwil Würm-Moränen talseits des Killwangenstadiums angegeben, welche einem ersten Teilvorstoss mit nachfolgender Wärmezeit (Würm I) entsprechen sollen.
Im NW von Dättwil brachten die Bohrungen beim Spital keinen Hinweis auf junge Wallmoränen, das Extremstadium ist wohl westlich der Station Dättwil zu suchen. Im Limmattal fand dagegen A. WEBER (mündliche Mitteilung) in einzelnen Bohrungen bis etwa auf die Höhe des alten Dorfes Wettingen zwischen Seeablagerungen und Niederterrassenschottern moränenartiges Material. Da es sich um Spülbohrungen handelte, ist dieses Ergebnis nicht ganz gesichert, es macht aber einen kurzen Eisvorstoss bis Wettingen *vor* dem Killwangenstadium wahrscheinlich. Es scheint uns allerdings kein Hinweis dafür vorzuliegen, dass zwischen beiden Ständen eine Warmzeit mit Rückzug bis in die Alpen liegen solle. Die Aufschlüsse bei Killwangen (C. SCHINDLER 1968) und in Bohrungen sprechen viel eher für einen einmaligen Maximalvorstoss des Gletschers im Würm II mit anschliessender, massiver Aufschotterung.
L. MAZURCZAK (1976) fand in Sondierungen bei Neuenhof (ca. Koordinaten 255'850/667'040) unter Niederterrassenschotter auf Kote 354–367 m Moräne, welche recht tiefgründig verwittert und humos war. Sehr wahrscheinlich handelt es sich um einen interglazialen Boden über Rissmoräne, da die Unterlage aus USM besteht und der Aufschluss in der Flanke des damaligen Tales lag.
Wie bereits erwähnt, wurden die Niederterrassenschotter während des Killwangenstadiums geschüttet, so dass die bis 60 m mächtige Anhäufung

von Kiesen unter gleichartigen Bedingungen entstand. Eine markante Untergliederung nach Körnung und Grad der Aufbereitung lässt sich nicht feststellen, die Schotter sind flach geschichtet und enthalten oft Steine, ja sogar kleine Blöcke, welche in einzelnen Horizonten angereichert sind. So fanden z. B. Bohrungen beim Bahnhof Baden in den obersten Lagen Blöcke von 40 cm Durchmesser, E. BUGMANN (1958) erwähnt schlechtgerundete Blöcke einige Meter unter dem Akkumulationsniveau aus dem gesamten unteren Limmattal, bis sich die Erscheinung bei Stilli verliert. Die Ablagerung der erstaunlich groben und schlecht aufbereiteten Einschaltungen dürfte am ehesten mit katastrophalen Ausbrüchen von Wasser, Eis und Lockergestein aus der mächtigen Gletschermasse zu erklären sein.
Als der Linthgletscher zurückzuschmelzen begann, fiel er in sein Zungenbecken zurück, so dass der zugeführte Schutt dort liegen blieb, währenddem im Vorfeld Erosion einsetzte. Es entstand dabei ein System von *Erosionsterrassen* (C. SCHINDLER 1968), so auch bei Nussbaumen und Kappelerhof.
Das *Tal von Dättwil* diente während des Killwangenstadiums als Schmelzwasserrinne für die rechte Flanke des Reussgletschers. Dabei kamen ebenfalls Niederterrassenschotter zur Ablagerung, welche – unter jüngeren Ablagerungen versteckt – den Talboden decken. Im Dättwilertal herrschte ein bedeutend grösseres Gefälle als im Wettingerfeld.

7. *Ablagerungen nach der Würmeiszeit*

Im *Dättwiler Tal* floss seit Ende des Killwangenstadiums kein grosser Bach mehr, so dass hier feinkörniges, lehmig-sandiges Material zusammengeschwemmt wurde, welches zum Teil über 4 m mächtig wird und sehr weich gelagert ist. Der von der Kännelgasse her zutretende Bachschwemmkegel (um Koordinaten 258'150/665'050) und der vom Kreuzliberg her geschüttete Gehängelehm stiessen zusammen und bewirkten eine Versumpfung der im SW anschliessenden Gebiete bis zur Ziegelhütte hin. P. HABERBOSCH (1954) erwähnt, dass im Gebiet des Meierhofs bis zu 3,5 m *Torf* festgestellt wurde, es sollen auch Föhrenstämme und Knochen des Edelhirsches gefunden worden sein. Der Schuttkegel der Kännelgasse wie auch der im SW anschliessende Lehm sind häufig mit kleinen Kalkkonkretionen durchsetzt («Wiesenkalk»), was auch durch zahlreiche Sondierungen bestätigt worden ist. Es scheint sich allgemein um Ausscheidungen aus Quellwasser zu handeln, während kein eindeutiger Fund von Seekreide bekannt geworden ist.
Zwischen dem Schuttkegel der Kännelgasse und dem Rande der Altstadt Baden fanden Sondierungen viel *Quelltuff*. G. SENFTLEBEN (1923) er-

wähnt zudem Tuffausscheidungen bei den Rosenquellen in Ennetbaden (Koordinaten 258'910/666'250–290).
Im lehmig-kiesigen *Bachschutt* des mittleren Höhtals sind lokal dünne Torflagen eingeschaltet. Auch die übrigen Bäche haben Schuttkegel gebildet, deren Ausdehnung und Mächtigkeit aber bescheiden bleibt. Sie bestehen alle aus kiesigem, lagig stark sandigem Lehm und liegen häufig über Niederterrassenschotter. Diese spät- und postglazialen Ablagerungen sind sehr weich gelagert und enthalten oft organische Reste.
Das gleiche gilt für den weitverbreiteten *Gehängelehm,* welcher zum Teil auch Linsen von Sand oder kiesigem Lehm enthalten kann. Er bildet sich in Gebieten mit tonreichen Gesteinen (USM, Effingerschichten, Opalinuston, Keuper), Moräne oder Löss.
Wo dagegen zur Hauptsache Kalke oder Schotter anstehen, findet sich kiesiger *Hangschutt.* Dessen Füllmaterial kann viel Sand enthalten (unter Schottern), meist aber überwiegt der Silt und Ton, so z. B. an der Lägern.
In den Muldenzonen ist häufig humoser, toniger Silt und Feinsand zusammengeschwemmt worden, eine ähnlich aufgebaute, dünne Deckschicht findet sich meist über den Niederterrassenschottern.

8. *Unstabile Gebiete: Sackungen, Rutschungen*

Vergleicht man die Karte von G. SENFTLEBEN mit unserem Blatt 1, so ist insbesondere der Unterschied in der Häufigkeit und Verteilung von Felsaufschlüssen und Rutschungen augenfällig. Ein Hauptziel der geologischen Karte ist ja die Darstellung des Felsuntergrundes, wobei sich eine Vernachlässigung der Lockergesteine ergeben kann, während umgekehrt eine Baugrundkarte besonders auf gefährliche, unstabile Böden achten muss, auch wo diese relativ dünn sind.
Aufgrund zahlreicher Sondierungen lässt sich heute feststellen, dass viele als anstehend gedeutete «Aufschlüsse» mit USM, seltener auch mit anderen Schichten, in Wirklichkeit Felspaketen entsprechen, welche versackt oder in einer grossen Rutschmasse hinuntergeglitten sind (z. B. bei Kappelerhof, am Südhang der Lägern, westlich und südlich des Seminars Wettingen).
Die grösste *Sackung* (Felsverband noch teilweise erhalten) liegt am Buessberg und wurde bereits besprochen (Seite 118, Koordinaten 258'500/667'600). Es bleibt erstaunlich, dass die Platte aus Wettingerkalk in dieser Stellung auf halber Höhe des Hanges blockiert blieb und nicht über die verlehmte USM bis ins Tal abglitt.
Eine weitere Sackungsmasse konnte im Süden von Ennetbaden festgestellt werden, sie besteht aus Effingerschichten, welche Hochterrassenschotter über-

fuhren, ihrerseits aber teilweise durch Hangschutt eingedeckt wurden (um Koordinaten 258'500/666'100). Versackt sind aber auch grosse Teile der Wangenerschichten im Süden des Kappelerhofs, dies einerseits wegen intensiver tektonischer Störung, andererseits aber auch wegen des Abgleitens der talwärts anschliessenden USM (Koordinaten 259'200/663'710–664'050). In dieses Gebiet fallen einige Vorkommen von Bohnerzton (G. SENFTLEBEN 1923, M. OETTLI 1974, in unserer Karte zur unterliegenden Rutschung geschlagen), welche scheinbar direkt auf Wangenerschichten liegen. Es lässt sich nicht mit Sicherheit abklären, ob dies wirklich primär der Fall war.

Viel verbreiteter aber sind *Rutschungen,* welche besonders in Gebieten mit *USM* häufig auftreten, so in beiden Flanken der Lägernstruktur, aber auch zwischen Tüfels-Chäller und Chrüzstei, im SW, W und NW des Seminars Wettingen. Die grösste dieser Rutschungen erreicht 1,1 km Länge, liegt am Ostrand unseres Kartenblattes und besteht teils aus Molasse, teils aus Kalkschutt, wobei auch grosse Blöcke von Wettingerschichten gefunden werden.

Bekannter und imposanter ist der Tüfels-Chäller, da hier neben Molasse auch gewaltige Pakete von verkittetem Deckenschotter abglitten, welche im waldbedeckten, oberen Teil des Rutsches ein Labyrinth aus Gräten und abflusslosen Mulden entstehen liessen. Zuoberst findet sich ein prächtig ausgebildetes, weit geschwungenes Abrissbord. Bohrungen nahe dem Nordportal des Bareggtunnels der N 1 erreichten selbst in 45 m Tiefe den Fels noch nicht, sondern durchfuhren zu Lehm und Sand verwitterte USM mit grossen Schollen von Molassesandstein oder Siltstein sowie einzelne Trümmer von Deckenschotter und – seltener – Findlingen.

Es ist unmöglich, im Rahmen dieser generellen Besprechung auf die einzelnen Rutschungen einzugehen, weisen diese doch trotz einiger Gemeinsamkeiten sehr verschiedenartige Ursachen und Bedingungen auf (siehe z. B. M. GAUTSCHI und C. SCHINDLER 1970). Gemeinsam ist den Molasserutschen eine lehmig-sandige Grundmasse mit grösseren Trümmern aus der USM, aber auch aus Moräne und Gesteinen der Nachbarschaft, ferner ein sehr unberechenbarer Wasserhaushalt und eine grosse Labilität.

In unserem Gebiete liegen aber auch *Rutschungen auf Opalinuston,* so nahe nordöstlich Münzlishausen (Koordinaten um 258'800/663'800) und in Ennetbaden (um 259'400/666'200). Hier findet sich ein fetter, dunkler Lehm mit kleinen Gesteinstrümmern und sandigen Partien, welcher sich trotz eher bescheidener Mächtigkeit sehr heimtückisch verhält. Auch tief unter Schutt verborgen brachte der Opalinuston lokal grosse bautechnische Schwierigkeiten, so bei der katholischen Kirche Ennetbaden (Koordinaten 259'020/666'250).

Die *Rutschungen im Höhtal* glitten grösstenteils auf Opalinuston und Keuper ab, enthalten also viel Lehm, in welchen aber steiniger Kalkschutt aus höheren Schichten, zum Teil auch etwas Hochterrassenschotter hineingemischt ist. Da im Talboden Rutschungen aus beiden Flanken aneinanderstiessen, ergab sich daraus eine Stabilisierung der tieferen Hangteile, während die höheren Partien sehr labil blieben. Ungünstig wirkt sich zudem nahe dem Talboden die langsame Auslaugung von Gips aus dem Keuper aus, weil dadurch – langfristig gesehen – Setzungen und Kriechbewegungen ausgelöst werden können.

Wie alt sind unsere Sackungen und Rutschungen? Es ist anzunehmen und meist direkt nachzuweisen, dass sie erst nach dem Abschmelzen des Gletschers der Risseiszeit entstanden, was aber noch eine sehr grosse Zeitspanne übriglässt. Während des Riss-Würm-Interglazials lag der Talboden beträchtlich tiefer als heute, so dass damals zweifellos Instabilitäten, Rutschungen und Sackungen entstanden. So greift z. B. die Rutschmasse im N des Martinsberges unter die Niederterrassenschotter. Da aber die ungünstig wirkenden Einflüsse (Schuttzufuhr von oben, prekäre Wasserverhältnisse usw.) seither nicht grundlegend verbessert wurden, stellten sich in den Rutschgebieten immer wieder von neuem Bewegungen ein (bei den Sackungen scheint die Lage weniger kritisch zu sein). Es hat für das Verhalten der Hänge wenig Einfluss, wann die ersten Rutschbewegungen stattfanden, falls eindeutig auch rezentere Verschiebungen stattfanden und z. B. häufig Niederterrassenschotter von abgeglittenen Massen bedeckt werden (Tüfels-Chäller nördlich der Eisenbahnbrücke, Südflanke der Lägern usw.).

Nach dem Killwangenstadium der Würmeiszeit begann sich die Limmat in den Untergrund einzufressen, wobei ihr Lauf lokal in die USM abgedrängt wurde (Stauwerk Wettingen bis nördliches Ende des Tüfels-Chäller, Gebiet im NW von Münzlishausen). Dabei unterschnitt sie die Felsschichten, so dass hier zusätzliche, junge Rutschungen entstanden. So fand sich im SW des Seminars Wettingen unter der Rutschmasse und über dem Fels ein alter Waldboden, dessen Alter mit der C 14-Methode auf 9500 ± 100 Jahre bestimmt wurde.

Dass trotz Aufforstungen oder Entwässerungen auch in der Gegenwart immer wieder kleinere oder grössere Bewegungen stattfinden, zeigen schiefgewachsene Bäume, Schäden an Häusern, Strassen und Weinbergen, aber auch grössere Ereignisse wie ein Rutsch, welcher nach P. HABERBOSCH (1942) im Jahre 1932 ein Waldstück von 300 m Länge 2 m ostwärts schob, weitgehend zerstörte und 3–4 m hohe Steilwände entstehen liess. Dieses Gebiet bewegt sich noch immer schwach (Koordinaten 256'850/664'900).

9. Nutzbare Lockergesteine

An erster Stelle sind hier die *Kiese und Sande* aus den *Niederterrassenschottern* zu nennen, welche früher in sehr vielen kleinen Gruben ausgebeutet und seither aufgefüllt wurden. Soweit sie uns bekannt waren, sind diese auf Blatt 1 eingezeichnet, doch ist diese Karte nicht vollständig. Heute findet der Abbau konzentriert in grossen und tiefen Gruben statt, so insbesondere in Tägerhard südöstlich unserer Karte, in kleinerem Masse auch im Hard südlich Kirchdorf (Koordinaten 259'650/662'900). Grosse Kiesmengen wurden auch bei Neuenhof ausgebeutet, dies zum Teil für den Bau der Nationalstrasse.

Qualitativ ungünstiger sind die oft verschmutzten und lagenweise verkitteten *älteren Schotter,* welche einst aber ebenfalls an vielen Orten abgebaut wurden. Ihr Material eignet sich besonders für den Bau von Naturstrassen oder zur Schüttung von Dämmen, weniger zur Aufbereitung zu Betonkies (oft viel Silt, Verkittung, verwitterte Komponenten).

Ähnliches gilt für den *kiesigen Hangschutt,* welcher allgemein wenig Sand, aber viel Silt und etwas Ton enthält, während im Kies viele Komponenten auftreten, welche nicht witterungsbeständig sind. Ebenso wie die nicht allzu feine *Moräne* eignet er sich für Naturstrassen und Dammschüttungen und wurde deswegen früher in zahlreichen, relativ kleinen Gruben abgebaut.

Die an der Oberfläche liegenden *Findlinge* dienten einst als willkommene Bausteine, so dass eine grosse Zahl von ihnen verschwunden ist. Nach P. HABERBOSCH (1942) sollen insbesondere Kristallingesteine aus dem Aarmassiv ausgebeutet worden sein, wobei z. B. ein 150 Kubikmeter umfassender Block aus der Nähe von Dättwil den Trog und den Obelisk des Brunnens vor dem alten Schulhaus in Baden lieferte, andere wurden zu Randsteinen und zu Quadern für den Brückenbau verarbeitet. Glücklicherweise hat man seit 1870 begonnen, die schönsten und grössten Blöcke zu schützen.

Der Gehängelehm eignet sich zum Teil als Rohstoff für die keramische Industrie, sofern er in genügender Mächtigkeit und Reinheit vorliegt. Woher die beiden ehemaligen Ziegeleien – im Dättwiler Tal (Koordinaten 257'470/665'050) und zwischen Wettingen und Würenlos (Koordinaten 256'710/668'340) – ihren Rohstoff bezogen, ist uns nicht genau bekannt. In Frage kämen neben Gehängelehm auch feinkörnige Schwemmkegel, bzw. Muldenfüllungen, aber auch Mergel der USM, ob diese nun anstehend oder verrutscht sind.

10. Bautechnische Hinweise

Wenig Probleme bieten als Baugrund die verschiedenen Schotter, ebenso die moränenbedeckten Gebiete, sofern sie relativ flach sind. Im Untersuchungsgebiet sind diese günstigen Areale zu einem bedeutenden Teil überbaut worden, sofern sie nicht von Wald bedeckt sind. Die Bautätigkeit griff aber auch in Gebiete mit tiefgründig weichem Boden (Schwemmkegel, Gehängelehm, Dättwiler Tal) oder wenig stabile Hänge aus (Teile von Kappelerhof, Ennetbaden, der Südflanke der Lägern bei Wettingen, westlich Ziegelhütte im Dättwiler Tal). Bei sorgfältiger Vorbereitung und geeigneter Bauweise lassen sich auch hier Projekte verwirklichen, wie dies der grösste derartige Eingriff im Kartengebiet gezeigt hat, das Teilstück der Nationalstrasse zwischen Neuenhof–Chrüzstei und dem E-Portal des Bareggtunnels (M. GAUTSCHI und C. SCHINDLER 1970). Die Erfahrungen haben aber gezeigt, dass sich der Boden in Rutschgebieten sehr unberechenbar und wechselhaft verhält, dass also jeder künstliche Eingriff den rasch und lokal wechselnden Gegebenheiten angepasst werden muss.

IV. WASSERVERHÄLTNISSE

Die Umgebung von Baden bietet nicht nur im Hinblick auf die Schichtreihe, die Tektonik, die Lockergesteine und die Talgeschichte ein sehr abwechslungsreiches Bild, sondern ist auch in bezug auf die Wasserverhältnisse besonders interessant.

1. Die Thermen von Baden

Der wohl kostbarste Rohstoff im Gebiet von Baden entfliesst dem Boden beim Limmatknie. Die schon zur Römerzeit berühmten Thermalquellen sind bereits in derart vielen Arbeiten besprochen worden, dass hier nur die wichtigsten Daten zusammengefasst werden, im übrigen sei auf die Monographie von U. MÜNZEL (1947), auf P. HABERBOSCH (1945), A. HARTMANN (1943) und J. CADISCH (1931, 1936) hingewiesen.
In 19 gefassten Quellen (drei davon in Ennetbaden) entströmen dem Boden durchschnittlich 800 l/min Wasser mit einer mittleren Temperatur von 46,9 °C. Der *Mineralgehalt* schwankt um 4,66 g/l, wobei hauptsächlich die Ionen Na, Ca, Cl und SO_4 auftreten, daneben verschiedene andere gelöste Stoffe. Das schwefelwasserstoffhaltige Wasser dürfte hauptsächlich Kochsalz und Gips aus der Anhydritgruppe der Trias ausgelaugt haben.

Die *Ausflusshöhe* der verschiedenen Quellen ist heute streng geregelt, da dies die austretende Menge des kostbaren Wassers stark beeinflusst. Pumpversuche ergaben komplexe Systeme der gegenseitigen Abhängigkeit einzelner Gruppen von Quellen, wobei die stärksten Reaktionen parallel zur Achse der Lägern, die schwächsten senkrecht zu ihr gemeldet wurden. Die heutigen Ausflusshöhen liegen zwischen Kote 350,28 m und 355,91 m, also durchwegs über dem Mittelwasserspiegel der Limmat (350,1 m). Bei einer Neufassung der Schwanenquelle in Ennetbaden (P. HABERBOSCH 1945) stieg der Spiegel infolge Blockierung des Ausflusses auf 356,6 m, obwohl gleichzeitig die anderen Quellen ungehindert weiterflossen. Zweifellos ist also das Badener Thermalwasser gegenüber der Limmat und dem Grundwasserstrom in den Niederterrassenschottern stark gespannt.

Die *Fassungen* liegen teils in Niederterrassenschottern, welche lokal etwas verkittet oder durch das detritsche Material im aufsteigenden Wasser poliert sind (F. MÜHLBERG 1906), teils in Keupermergeln, zwei sogar in Schächten, welche bis in den Hauptmuschelkalk reichen sollen (Bären- und Schwanenquelle). F. MÜHLBERG (1906) konnte beobachten, wie die Limmatquelle aus einer lägernparallel streichenden, steil stehenden Verwerfung mit aufgestauchten Flügeln floss.

Kontrovers war seit je die Beantwortung der Frage nach der *Herkunft* des Thermalwassers. Einig sind sich nahezu alle Autoren darüber, dass alle Quellen aus dem Hauptmuschelkalk als Wasserträger strömen und dass sie eine gemeinsame Geschichte aufweisen, wobei allerdings zuletzt eine Aufspaltung in Quellgruppen stattfindet.

Seit langem fiel den Geologen die sehr ähnliche tektonische Lage aller schwefelwasserstoffhaltigen, thermalen bis subthermalen Wässer des Faltenjuras auf (Baden, Schinznach, Lostorf). Sie entströmen dem tiefsten, südlichsten Aufschluss von Hauptmuschelkalk im aufgeschobenen Südschenkel einer Jurastruktur.

Aufgrund der tektonischen Verhältnisse ist eine Herkunft aus dem Norden wenig wahrscheinlich, da das Wasser ja dem Südschenkel der Lägernstruktur entströmt und die Muschelkalkplatte in der Kernzone abreisst.

Im Osten ist kein Aufschluss von Muschelkalk bekannt, er dürfte allerdings lokal im Höhtal – unter Rutschmasse verborgen – bis nahe an die Felsgrenze hinaufstossen (Fig. 6). Falls hier etwas Wasser versickert, so muss dieses rasch seinen Weg nach Baden finden – es könnte höchstens als Kaltwasser dem auf anderen Wegen zufliessenden Thermalwasser beigemischt werden.

Alb. HEIM (1919) schloss auf eine Herkunft aus den Alpen, also quer unter dem Mittelland hindurch, wobei er unter anderem auf die hohe Temperatur hinwies, welche einen Aufstieg aus mindestens 1500 m Tiefe erfordere. F. MÜHLBERG und andere vermuteten dagegen einen Zufluss aus dem Westen, aus Muschelkalkaufschlüssen der gleichen Kette – im Falle von Baden würde das Wasser grob zwischen Münzlishausen und Birmenstorf versickern. Um den sehr regelmässigen Ertrag und die hohe Temperatur der Quellen zu erklären, wurde dabei angenommen, dass der Weg des Wassers komplex sei und vorerst unter die Molasse führe. A. HARTMANN (1943) nahm als zusätzliche Wärmequelle einen verborgenen vulkanischen Stock an, wofür sich aber keine Hinweise finden lassen. Schliesslich sei erwähnt, dass R. STAUB eine juvenile Herkunft aus dem Kristallin unter der Mont-Terri-Linie erwog, was aber kaum mit unseren Profilen in Übereinstimmung zu bringen ist.

Unsere *neuen Ergebnisse* zeigen, dass der wasserführende Hauptmuschelkalk südlich der Hauptstörung der Lägern nicht als durchgehende, geschlossene Platte vorliegt. Es erfolgte eine Versetzung und Zerklüftung entlang einer N–S bis NNW–SSE laufenden Bruchschar, welche das Mesozoikum zerschneidet und ins Kristallin hinuntergreifen dürfte. Es ist anzunehmen, dass ein direkter Wasserzufluss aus dem Westen im Kern der Lägernstruktur infolge des Abbrechens der Muschelkalkplatte verunmöglicht wird (siehe Fig. 6). In die gleiche Richtung wirkt die auf unseren Profilen dargestellte Verschuppung des Hauptmuschelkalks, welche gegen Westen hin an Intensität zunimmt. Diese Zerstückelung des möglichen Wasserträgers durch N–S und WSW–ENE laufende Störungen dürfte zwar einen allfälligen Zufluss zu den Thermen nicht verunmöglichen, das Wasser aber zu grossen Umwegen zwingen, welche in weniger zerbrochene Gebiete unter der Molasse führen. Will es z. B. die Baregg-Struktur südlich umgehen, so gerät es lokal mindestens 1000 m unter das heutige Terrain. Beim Wiederaufstieg dürfte es wegen der Verschuppung des Muschelkalks zu einem weiteren Ausweichen gegen NE gezwungen werden (bis mindestens Profil A), damit es die vorderste, stirnwärtigste Platte des Wasserträgers überhaupt erreichen kann (siehe die Übersichtsprofile, Fig. 4). Diese Ergebnisse schliessen also eine Herkunft aus dem Norden von Birmenstorf keineswegs aus. Es wäre mit einem langen und komplexen Weg des Wassers zu rechnen, wobei dieses zudem durch grosse unterirdische Reservoire in der Anhydritgruppe oder im Gipskeuper zu passieren hätte. A. HARTMANN (1937) berechnete, dass jährlich 2080 t Stoffe mit dem Thermalwasser ausfliessen, was seit der Römerzeit eine Grössenordnung von 2 Millionen Kubikmeter

ausgelaugtes Gestein ergäbe – die Quellen fliessen wahrscheinlich aber bereits seit dem Riss-Würm-Interglazial! Eine Untersuchung des Thermalwassers von Baden auf den Gehalt an Tritium durch E. SCHUHMACHER (1966) zeigte, dass bei der Bärenquelle ein kleiner Anteil von sehr jungem Wasser (0–2 Monate nach dem Niederschlag) einer grossen Menge von Wasser beigemischt ist, welches im Durchschnitt 10–12 Jahre (oder eventuell noch länger) im Boden verweilte.

Als wesentlichen Einspruch gegen eine Herkunft aus dem Jura nannte Alb. HEIM die hohe Temperatur der Therme. Er stützte sich dabei allerdings auf die Annahme, die Bodenwärme nehme in der Region von Baden nur um 3 °C/100 m Tiefe zu, während L. RYBACH (1975) aufgrund von Tiefbohrungen und Messungen in Tunnels hier auf einen geothermischen Gradienten von 4 °C/100 m schliessen konnte. Dies bedeutet, dass in 1000 m Tiefe bereits eine Wassertemperatur von 50 °C zu erwarten wäre. – Schwerer wiegt der Einwand, das Einzugsgebiet der möglichen Versickerungsstellen sei zu bescheiden. Immerhin ist die Möglichkeit zu erwägen, dass das Wasser den Weg in den Muschelkalk auch durch verkarsteten Gipskeuper finden könnte.

Für die Hypothese von Alb. HEIM könnte in unserem Fall die N–S bis NNW–SSE verlaufende Bruchschar sprechen, da sie eine Zone erhöhter Durchlässigkeit in jener Richtung schafft. Es muss allerdings dahingestellt bleiben, ob sie sich bis gegen die Alpen hin fortsetzt, ungelöst bleibt zudem auch die Frage, ob es die tektonischen Verhältnisse nördlich des Aarmassivs erlauben, dass überhaupt Wasser den Weg über autochthone Kalke in einen genügend durchlässigen Muschelkalk (bzw. Rauhwacke und Rötidolomit) finden könne.

H. J. SCHMASSMANN (1977) analysierte aufgrund von Isotopenuntersuchungen und anderen Daten den in vielen Hinsichten ähnlichen Fall des schwefelwasserstoffhaltigen Wassers einer Bohrung in Lostorf und schloss dort mit grosser Wahrscheinlichkeit auf alpine Herkunft.

In einer Studie der Motor Columbus AG (1977) schliesslich wird vermutet, das Thermalwasser stamme zur Hauptsache aus dem Norden, d. h. aus dem Schwarzwald, und sickere einerseits durch den Hauptmuschelkalk, andererseits in klüftigem Kristallin südwärts. Schwer zu verstehen ist bei dieser Hypothese, wieso das Wasser bei Baden bis Kote 356 m aufsteigt und nicht bereits im Rheintal austritt, wo der Muschelkalk mindestens 40 m tiefer unten angeschnitten wird. Um die hohe Temperatur zu erklären, wird angenommen, das Wasser sickere bereits im höheren Teil des Schwarzwaldes durch Klüfte im Kristallin bis in 1000 m Tiefe und dringe erst viel weiter südlich

gegen oben, wobei es auf irgendeine Weise einen Weg in den Südschenkel der Lägernstruktur finden müsste.
Es dürfte wohl noch einige Zeit vergehen, bevor die alte Streitfrage nach der Herkunft des Thermalwassers eindeutig gelöst werden kann. Unserer Meinung nach sprechen viele der neuen Daten für eine – allerdings mit vielen Umwegen verbundene – Herkunft aus dem Westen, doch kann auch eine alpine Herkunft nicht primär ausgeschlossen werden.
Interessant ist die in der Studie der Motor Columbus AG (1977) aufgeworfene Möglichkeit, die in der Tiefe zirkulierenden, warmen Wässer zur Energiegewinnung zu nutzen. Sollte ein derartiges Projekt weiterverfolgt werden, so würde wohl bald eine Fülle neuer Informationen über den Weg des Thermalwassers zur Verfügung stehen, dies zur Hauptsache aus Bohrungen. Nicht einfach dürfte die Lösung des Problems sein, wie dem Boden grosse Mengen von heissem Wasser ohne Schädigung der Bäder entnommen werden können.
Bereits auf Seite 127 ist darauf hingewiesen worden, dass die tiefste Erosionsrinne etwa 500 m im Westen des Bädergebietes recht nahe an das Muschelkalkgewölbe hinuntergreift (Fig. 6). Es wäre durchaus möglich, dass dort Thermalwasser direkt in die Niederterrassenschotter austritt.

2. *Grundwasser ausserhalb der Niederterrassenschotter*

a) Durchlässigkeit

Infolge Zerklüftung und Verkarstung ist die Durchlässigkeit des Schichtpakets zwischen Geissbergschichten und Wettingerschichten derart hoch, dass es als Wasserträger gelten kann, ebenso ist schon mehrfach auf die Rolle des Hauptmuschelkalks hingewiesen worden. Im Gipskeuper können infolge Auslaugung grössere Hohlräume oder unterirdische Entwässerungssysteme entstehen. Im überwiegend mergeligen Schichtstoss zwischen Oberem Keuper und Effingerschichten ist eine lokale Verkarstung von klüftigen Kalkbänken ebenfalls möglich, erreicht aber nur bescheidene Bedeutung.
In der USM und der OMM weisen die Sandsteine zum Teil eine geringe Durchlässigkeit auf, diese steigt aber bei Zerklüftung stark an. So führen die im Gefolge der Flexur von Papprich und der Baregg-Struktur auftretenden Störungszonen und Klüfte Wasser aus bedeutender Distanz zu, dies oft schief zum Gefälle des Hanges (Fig. 5). Auf diese Weise können Rutschmassen von unten her bewässert werden, was z. B. grosse Probleme für die Drainage beim Bau der Nationalstrasse brachte (M. GAUTSCHI und C. SCHINDLER, 1970).

Bedeutende Durchlässigkeit können die Deckenschotter aufweisen, welche allerdings an der Baregg durch eine feinkörnige Zwischenschicht in zwei Grundwasserstockwerke gespalten sind. Während des Tunnelbaus hatte eine Drainage der tiefsten Schichten keinen Einfluss auf den Spiegel des oberen Stockwerks mit seinen Fassungen (A. von MOOS und C. SCHINDLER, 1967).
Auch die Hoch- und Niederterrassenschotter sind als durchlässig einzuschätzen, während die Moränen sich sehr wechselhaft verhalten. Häufig sind hier isolierte Lagen oder Linsen von Sand oder Kies zu beobachten, welche lokale, weitgehend voneinander unabhängige, aber relativ unbedeutende Wasserträger entstehen lassen.
Der kiesige Hangschutt wirkt gesamthaft trotz seiner oft lehmigen Füllmasse durchlässig, während umgekehrt der Gehängelehm zwar sandige, wasserführende Partien enthalten kann, im übrigen aber nahezu dicht ist. In den Rutschgebieten schliesslich sind die Verhältnisse äusserst wechselhaft und verschiedenartig. Sehr häufig sind sie durchnässt und weisen eine Vielzahl kleiner, voneinander unabhängiger Wasserträger auf, so im SE des Höhtals oder im «Holländer» südlich des Bareggtunnel-E-Portals. Andere können im oberen Teil trocken sein wie z. B. der Tüfels-Chäller.

b) Wasserverhältnisse östlich und nördlich der Limmat

Das im Schichtstoss Wettinger-/Geissbergschichten an der Lägern gesammelte Grundwasser dürfte grösstenteils gegen Westen hin abgeleitet werden und den Niederterrassenschottern zusickern. Ein kleiner Teil, insbesondere das Wasser aus der Platte des Buessbergs, findet den Weg in die Südflanke, ein anderer dürfte den Hangschutt der Nordflanke erreichen.
In den von Molasse unterlagerten Gebieten *südlich der Lägern* dringt das Wasser nur wenig in den Fels ein, durchnässt aber die Lockergesteinsdecke und gab damit an vielen Orten Anlass zu Rutschungen. Hier wie in den Rutschgebieten oder dem Gehängelehm des Höhtals liegen zahlreiche Drainagen oder kleine Fassungen.
Nördlich des Lägerngrates sammelt der kiesige Hangschutt Wasser, welches teilweise in der Fallinie abfliesst, teilweise aber auch in klüftige Kalkbänke der Effingerschichten oder des Doggers versickert. Dieses wird gegen Westen umgelenkt, weshalb z. B. die Rosenquellen von Ennetbaden (Koordinaten 258'910/666'250–290) nahe dem Westende der Lägern ausfliessen.
Auch in den zerklüfteten Kalken des Geissbergs fliesst das Wasser zum Teil westwärts, recht viel Wasser sickert aber auch in der Fallinie weg.

c) Wasserverhältnisse westlich und südlich der Limmat

Das obere Stockwerk der Deckenschotter im Baregg-Gebiet speist verschiedene gefasste Quellen nahe dem Westportal des Tunnels. Ein Teil des Grundwassers fliesst auch in den Tüfels-Chäller und vereinigt sich mit dem dort gesammelten Niederschlagswasser, worauf es in der Fassung der Brunnmatt oder direkt in die Limmat austritt.
Das untere Stockwerk der Deckenschotter scheint sich dagegen bei Täferen nahe der Station Dättwil zu entleeren. Die komplexen Wege des Wassers im Molassefels sind bereits erwähnt worden.
Westlich des Dättwiler Tales liegen die Deckenschotter von Langholz und Rotholz, welche ebenfalls zahlreiche kleine, z. T. gefasste Quellen speisen. Anschliessend südlich folgen grosse, mit Moräne bedeckte Gebiete mit unberechenbar verlaufenden, aber wenig bedeutenden Grundwasservorkommen. Als Wassersammler bedeutsamer sind die teilweise von Schottern unterlagerten Wallmoränen im SW von Dättwil.
Der durchlässige Schichtstoss Wettinger-Geissbergschichten im Gebiet *Baldegg-Hundsbuck-Stein* dürfte einiges Wasser sammeln. Aus der Baregg-Struktur dürfte dieses grösstenteils gegen S und SE hin austreten und z. B. die Quelle bei Koordinaten 257'800/663'700 speisen. Das Wasser der andern Teile der Kette fliesst aber generell gegen Osten, d. h. ins Dättwiler Tal zwischen Meierhof und dem Rande der Altstadt Baden. Auf langandauernde Wasserzufuhr (z. T. eventuell direkt in Hangschutt oder Niederterrassenschotter) deuten die ausgedehnten Vorkommen von Wiesenkalk und Kalktuff. P. HABERBOSCH (1954) erwähnt zudem von der Umgebung der Kännelgasse Höhlensysteme und einzelne Dolinen.
Zwischen der Müseren, Münzlishausen und dem Westteil von Baden liegen weite, moränenbedeckte Gebiete, welche wiederum in einzelnen durchlässigen Linsen oder Lagen Grundwasser sammeln können. Dieses fliesst zum Teil in Rutschgebiete aus, andere Vorkommen wurden gefasst. So liefert ein Stollen unmittelbar westlich Münzlishausen Wasser für eine Brauerei.
Das in den Geissberg- und Wangenerschichten des Gebiets *Martinsberg-Flueholz* gesammelte Wasser schliesslich dürfte teils die unterliegenden Rutschgebiete bewässern, teils gegen E fliessen und Niederterrassenschotter erreichen.

3. Hauptgrundwasserstrom, Niederterrassenschotter

In den Niederterrassenschottern des Limmattals fliesst ein Grundwasserstrom, welcher intensiv genutzt wird. Sein Aufbau und sein Verhalten wurden in mehreren Gutachten besprochen, dies hauptsächlich durch

H. U. WINTERHALTER, A. WEBER und H. JAECKLI. Eine vorzügliche regionale Übersicht gibt die hydrologische Karte 1 : 100 000, Blatt Bözberg (1972).

Die *Herkunft* dieses Wassers ist gemischt. Das ausgedehnte Schottervorkommen kann viel Niederschläge sammeln, zudem strömt Grundwasser aus den Talflanken, aus dem verkarsteten Kalk der Lägern oder der Geissbergkette und zum Teil auch aus den Schottern an der Sohle des Dättwiler Tals zu. Nicht zu vernachlässigen ist auch die Versickerung aus Oberflächengewässern, insbesondere aus der Limmat – dies nur in Gebieten, wo der Fluss über dem Grundwasserspiegel liegt und nicht Fels ins Flussbett hochsteigt. Günstige Voraussetzungen für eine Speisung aus der Limmat bestehen an zahlreichen Stellen unterhalb des Lägerndurchbruchs. Bedeutend höher als der Grundwasserspiegel liegt aber auch der Fluss im Staubereich des *Kraftwerks von Wettingen.* Dieses in den Jahren 1930–1934 erstellte Wehr (Details über die Baugeschichte in G. KRUCK, 1934) ergab vorerst eine massive Hebung des Grundwasserspiegels infolge Infiltration, gleichzeitig aber auch einen ungünstigen Einfluss auf die Wasserqualität in den nahen Trinkwasserpumpwerken. Im Laufe der Jahre sank der Spiegel allmählich derart ab, dass heute das Bett des gestauten Flusslaufes als weitgehend kolmatiert gelten darf. Topographische Aufnahmen und Sondierungen ergaben, dass sich hier eine bis zu mehreren Metern mächtige, feinkörnige, faulschlammige Masse abgelagert hat.

Heute liegt der *Grundwasserspiegel* im Tägerhard und Wettinger Feld sehr tief und weist nur ein schwaches Gefälle auf. Der Engpass beim Lägerndurchbruch wirkt offensichtlich stauend und zwingt das Wasser zum Teil zum Austritt in die Limmat, ein anderer Teil wird nahe östlich des Flusses in der Au gefasst, während der Rest dem Grundwasser erhalten bleibt und nordwärts fliesst. Der Spiegel sinkt nun aber vorerst rasch ab und stellt sich dann auf ein mittleres Gefälle ein, dessen Niveau unter jenes der Limmat sinkt. Auch der freie Spiegel des Thermalwassers würde westlich der Bäder gut 10 m über jenem des Grundwasserstromes liegen.

Die Niederterrassenschotter des Dättwiler Tals lassen Grundwasser gegen Baden fliessen, wobei der Spiegel sehr hoch liegt, das Querprofil in Kies aber bescheiden ist.

Schliesslich sei noch das Schotterfeld in der SW-Ecke unserer Karten erwähnt, welches bereits zum Reusstal gehört. Auch diese Niederterrassenschotter liegen teilweise über mächtigen Seebodenablagerungen und sammeln Grundwasser. Dieses vereinigt sich aber nicht zu einem Strom, sondern fliesst in zahlreichen Quellen am Steilhang zur Reuss aus.

V. ZUSAMMENFASSUNG

Im Gebiet von Baden und Umgebung wurde eine grosse Zahl von Sondierungen gesammelt und zusammen mit einer Detailkartierung sowie Literaturangaben ausgewertet. Neben Profilen wurden zwei Baugrundkarten gezeichnet, welche unter anderem die Felsoberfläche und die Grundwasserverhältnisse darstellen.

a) Fels, Thermen

Die als Abscherungshorizont bedeutsame Anhydritgruppe der Trias dürfte bei Baden noch Kochsalz enthalten und rund 120 m mächtig werden. Erste schwache tektonische Bewegungen scheinen zwischen dem Aquitan und dem Burdigal eingetreten zu sein, wobei die Untere Süsswassermolasse unmittelbar südlich der Trennlinie Tafeljura–Faltenjura aufgewölbt und dann teilweise erodiert wurde. Eine flache Schwellenzone war zeitweise auch in der Oberen Meeresmolasse wirksam. Die Trennlinie oder Mont-Terri-Linie wird als W–E streichender, steiler Bruch gedeutet, dessen Südflügel abgesunken und südwärts abgekippt ist. Dies ergab im Pliozän günstige Vorbedingungen zur Abscherung des Schichtstosses über der Anhydritgruppe, während der Bruch selbst blockiert blieb. Die Scherfläche steigt deshalb noch vor der Mont-Terri-Linie allmählich hoch und erfasst vom Nordflügel höchsten etwas Molasse. Dies widerspricht der klassischen Auffassung einer Falte in der Lägern, wird aber insbesondere aus der Überschiebung nördlich des Martinsberges deutlich, wo eine normalliegende, stirnnahe Partie erhalten blieb. Der untersuchte Teilabschnitt der Lägernstruktur wechselt nördlich der Muschelkalkkulmination dreimal ihren Stil, was zum Teil auf die Reaktion des Tafeljuras auf den Schub, zum Teil aber auf alte Querbrüche zurückgeführt wird. Diese wirkten sich auf die Lägernplatte, den Muschelkalk und den Nordteil verschieden aus, stellten bei der Gebirgsbildung also passive Schwächezonen dar.

Die Muschelkalkplatte ist entlang diesen Linien kräftig versetzt, zudem aber gegen Westen hin zunehmend verschuppt, was eine direkte Wasserzufuhr zu den Thermen aus dieser Richtung verunmöglichen dürfte. Das Wasser müsste vielmehr vorerst stark nach Süden und Osten hin ausweichen und grosse Auslaugungshohlräume passieren, was Salzgehalt und hohe Temperatur erklären könnte. Andererseits könnten die Querbrüche eine Speisung aus den Alpen erleichtern, so dass ein eindeutiger Entscheid über die Herkunft der Therme noch nicht möglich ist.

Die sonderbar schief streichenden Baregg- und Neuenhofer-Strukturen

dürften am ehesten einer späten Faltungsphase zuzuschreiben sein und verlaufen ungefähr senkrecht zu den von H. P. LAUBSCHER konstruierten Linien des grössten Stress. Im Detail sind die Faltenbilder wie auch ganz allgemein das Verhalten der Überschiebungsflächen komplex. Mit der letzten Faltungsphase verknüpft oder noch jünger ist das verschiedentlich zu beobachtende Zurücksinken von frontalen Teilen der Lägernstruktur.

b) Quartär

Der älteste erhaltene Teilabschnitt eines Limmattals ist im Baregg-Gebiet zu finden, der Fluss wich damals vor der Lägernkette ins Reusstal aus. In der Mindeleiszeit rückte der Linthgletscher bis nahe an Baden vor, in seinem Vorfeld wurde eine grosse Mächtigkeit von jüngerem Deckenschotter geschüttet. Die Limmat wich wiederum gegen Westen aus und frass sich im Dättwiler Tal durch die Schotter bis in die Molasse. Als in der Risseiszeit der Reussgletscher den Talausgang blockierte, fand das aufgestaute Wasser des Limmattals einen Ausgang quer über die Lägernkette in der Belvédère-Rinne. Dabei entstand westlich des heutigen Durchbruchs eine enge, tiefe Schlucht, welche aber vermutlich nur kurze Zeit benutzt wurde, denn die Gletscher der grössten Eiszeit überfluteten das gesamte Gebiet und verstopften die Schlucht mit Lockergestein.
Bei diesem Vormarsch oder während des nachfolgenden, mehrmals von Vorstössen unterbrochenen Rückzugs entstanden an verschiedenen Orten Schotter, welche mindestens teilweise mit Moräne bedeckt sind, im Höhtal finden sich auch schiefgeschichtete Stauschotter.
Die Rissgletscher räumten im Limmattal viel Material aus, während beim Lägerndurchbruch eine überhöhte Schwelle erhalten blieb. Es entstand deshalb südöstlich von ihr ein ausgedehnter See, welcher allmählich mit relativ feinkörnigem Lockergestein aufgefüllt wurde. Im Interglazial Riss-Würm wurde die Schwelle von Baden teilweise abgetragen, die Talsohle lag tiefer als heute. In der letzten Eiszeit schliesslich scheint ein kurzfristiger Extremvorstoss bis Wettingen geführt zu haben, wobei Moräne zum Teil direkt auf Seeablagerungen zu liegen kam. Daraufhin pendelte die Gletscherfront lange Zeit im Gebiet von Killwangen/Würenlos bzw. Dättwil/Birrfeld. Damals kam eine grosse Mächtigkeit von Niederterrassenschottern zur Ablagerung, wobei ein Schmelzwasser des Reussgletschers das Dättwiler Tal benutzte. Sobald die Eismassen zurückzuweichen begannen, setzte in unserem Gebiet Erosion ein, doch fand die Limmat an verschiedenen Orten ihr altes Bett nicht mehr, so dass sie dort heute über Fels fliesst.

VI. LITERATUR UND KARTEN

1. Zitierte Literatur

BÜCHI, U. und HOFMANN, F. (1960): *Die Sedimentation zur Zeit der Muschelsandsteine und Grobkalke im Gebiet des Beckenrandes der Oberen Meeresmolasse zwischen Aarau und Schaffhausen.* Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol. Ing. *27,* Nr. *72*

BÜCHI, U., WIENER, G. und HOFMANN, F. (1965): *Neue Erkenntnisse im Molassebecken auf Grund von Erdöltiefbohrungen in der Zentral- und Ostschweiz,* Eclog. geol. Helv. *58/1*

BÜCHI, U., WIENER, G. und ZIMDARS, J. (1965): *Geologische Ergebnisse der Erdölexploration auf das Mesozoikum im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens.* Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol. Ing. *32,* Nr. *82*

BUGMANN, E (1958): *Eiszeitformen im nordöstlichen Aargau.* Mitt. Aarg. natf. Ges., *26*

CADISCH, J. (1931): *Zur Geologie der Schweizer Mineral- und Thermalquellen.* Verh. natf. Ges. Basel *XLII*

(1936): *Geologische Charakteristik der Schweizer Mineral- und Heilquellen.* Mitt. Gebiet Lebensmitteluntersuchung und Hygiene. *XXVII* / 4 u. 5

FREI, R. (1912): *Monographie des schweizerischen Deckenschotters.* Beitr. geol. Karte Schweiz (NF), *37*

FRIEDLÄNDER, C. (1942): *Über das Interglazial von Wettingen.* Eclog. geol. Helv. *35/2*

GAUTSCHI, M. und SCHINDLER, C. (1970): *Geotechnische Probleme beim Bau der N 1 im Rutschgebiet Chlosterrüti bei Baden.* Strasse und Verkehr, Nr. *9*

GLAUSER, A. (1959): *Kluftsysteme im Malm der Lägern in der Umgebung von Baden.* Eclog. geol. Helv. *52/2*

GRETENER, P. (1954): *Schweremessungen nordwestlich von Zürich und ihre geologische Interpretation.* Eclog. geol. Helv. *47/1*

GÜLLER, A. (1959): *Siderolithische Quarzsande an der Lägern.* Eclog. geol. Helv. *52/2*

GYGI, R. (1969): *Zur Stratigraphie der Oxford-Stufe der Nordschweiz und des süddeutschen Grenzgebietes.* Beitr. geol. Karte Schweiz N. F. *136*

HABERBOSCH, P. (1929): *Der Baugrund des Burghaldenschulhauses in Baden.* Badener Neujahrsblätter 1928

(1942): *Baden und Umgebung, ein geologisches Skizzenbuch.* Boner u. Cie.

(1945): *Altes und Neues von der Badener Therme.* Badener Neujahrsblätter 1945

(1954): *Vom Tuffschwemmkegel und dem Torflager an der inneren Mellingerstrasse.* Badener Tagblatt, 22. Oktober 1954

HANTKE, R (1959): *Zur Altersfrage der Mittelterrassenschotter,* Vjschr. Natf. Ges. Zürich, *104/1*

HARTMANN, A. (1943): *Natur und Herkunft der Therme von Baden.* Mitt. aarg. natf. Ges., *21*

HEIM, Alb. (1916–1919): *Geologie der Schweiz,* Leipzig, Tauchnitz

HOFMANN, F. und GYGI, R. (1961): *Ein Vorkommen von Oberer Mariner Molasse am Kestenberg* (Kt. Aargau). Eclog. geol. Helv. *54/2*

KRUCK, G. (1934): *Das Limmatwerk Wettingen.* Neujahrsblatt natf. Ges. Zürich 1934

LAUBSCHER, H. P. (1961): *Die Fernschubhypothese der Jurafaltung.* Eclog. geol. Helv. *54/1*

(1972): *Some overall aspects of Jura Dynamics.* Americ. Journal of Science, *278*

(1977): *Fold Development in the Jura.* Technophysics, *37*

LÜDI, W. (1955): *Die Vegetationsentwicklung seit dem Rückzug der Gletscher in den mittleren Alpen und ihrem nördlichen Vorland.* Ber. Geobot. Forschungs-Inst. Rübel

MAZURCZAK, L. (1976): *Prae-hochwürmeiszeitliche Moräne unter den Schottern des Killwangen-Stadiums.* Vierteljschr. natf. Ges. Zürich *121/2*

VON MOOS, A. (1935): *Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molassesandsteinen.* Schweiz. Min. Petr. Mitt. *15*

VON MOOS, A. und PAVONI, N. (1959): *Ölimprägnationen in der Unteren Süsswassermolasse im Kreuzlibergtunnel bei Baden.* Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol. Ing., 26, Nr. *82*

VON MOOS, A. und SCHINDLER, C. (1976): *Geotechnische Verhältnisse des Bareggtunnels der schweiz. Nationalstrasse N 1, südlich Baden.* Hoch- und Tiefbau, 6

MOTOR COLUMBUS AG (1977): *Geothermische Studie der Warmwasserzone Zurzach-Lostorf-Baden.* Schriftreihe Eidg. Komm. Gesamtenergiekonzeption, Studie Nr. *14*

MÜHLBERG, F. (1902): *Bericht über die Exkursionen der schweiz. geologischen Gesellschaft in das Grenzgebiet zwischen dem Ketten- und dem Tafeljura, in das aargauische Quartär und an die Lägern.* Eclog. geol. Helv. *VII.*

(1905): *Erläuterungen zur geologischen Karte des unteren Aare-, Reuss- und Limmattales 1:25 000.* Schweiz. geol. Komm.

MÜHLBERG, F. (1906): *Neu-Fassung der Limmat-Quelle.* Eclog. geol. Helv. *IX/1*

MÜNZEL, U. (1947): *Die Thermen von Baden.* Selbstverlag

NOTZ, R. (1924): *Geologische Untersuchungen an der östlichen Lägern.* Diss. Univ. Zürich, Gebr. Leemann

ÖSCHGER, H., SCHWARZ, U. und GFELLER, CH. (1959): *Bern Radiocarbon Dates 1.* Americ. Journ. Sci. Radiocarbon, Suppl. *I*

OETTLI, M. (1974): *Geologische Hinweise für Wanderlustige.* Badener Neujahrsblätter 1974

PAVONI, N. (1957): *Geologie der Zürcher Molasse zwischen Albiskamm und Pfannenstiel.* Vierteljschr. natf. Ges. Zürich *102/5*

PENK, A. und BRÜCKNER, E. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter.* Bd. *2,* Tauchnitz, Leipzig

RYBACH, L. (1962): *Refraktionsseismische Untersuchungen im Raum Aare-, Limmat- und Surbtal.* Beitr. Geol. Schweiz. Geophysik, *5*

(1975): *Geothermische Energie.* Bull. SEV/VSE, 66/5

SCHINDLER, C. (1967): *Zur Geologie des Gebietes südlich von Baden* (Aargau), Eclog. geol. Helv. *60/1*

(1968): *Zur Quartärgeologie zwischen dem untersten Zürichsee und Baden.* Eclog. geol. Helv. *61/2*

(1977): *Baugrundkarten – Problematik, Darstellungsarten und Anwendung.* Mitt. Schweiz. Ges. Boden- und Felsmechanik, *93*

SCHMASSMANN, H. J. (1977): *Die Mineral- und Thermalwässer von Bad Lostorf.* Mitt. natf. Ges. Kt. Solothurn, *27*

SCHUHMACHER, E. (1966): *Experimente zur Hydrologie der Badener Thermen.* Badener Neujahrsblätter, *41*

SENFTLEBEN, G. (1923): *Beiträge zur geologischen Erkenntnis der Westlägern und ihrer Umgebung.* Diss. Zürich. A. Peter, Pfäffikon (mit Karte 1:10 000)

SUTER, H. (1944): *Glaziologische Studien im Gebiet zwischen Limmat, Glatt und Rhein.* Eclog. geol. Helv., *37/1*

2. Geologische Karten

HANTKE, R. und Mitarbeiter (1967): *Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete 1:50 000.* Vierteljschr. natf. Ges. Zürich *112/2*

JAECKLI, H. und KEMPF, Th. (1972): *Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:100 000, Blatt Bözberg–Beromünster, mit Erläuterungen.* Schweiz. geotechn. Komm.

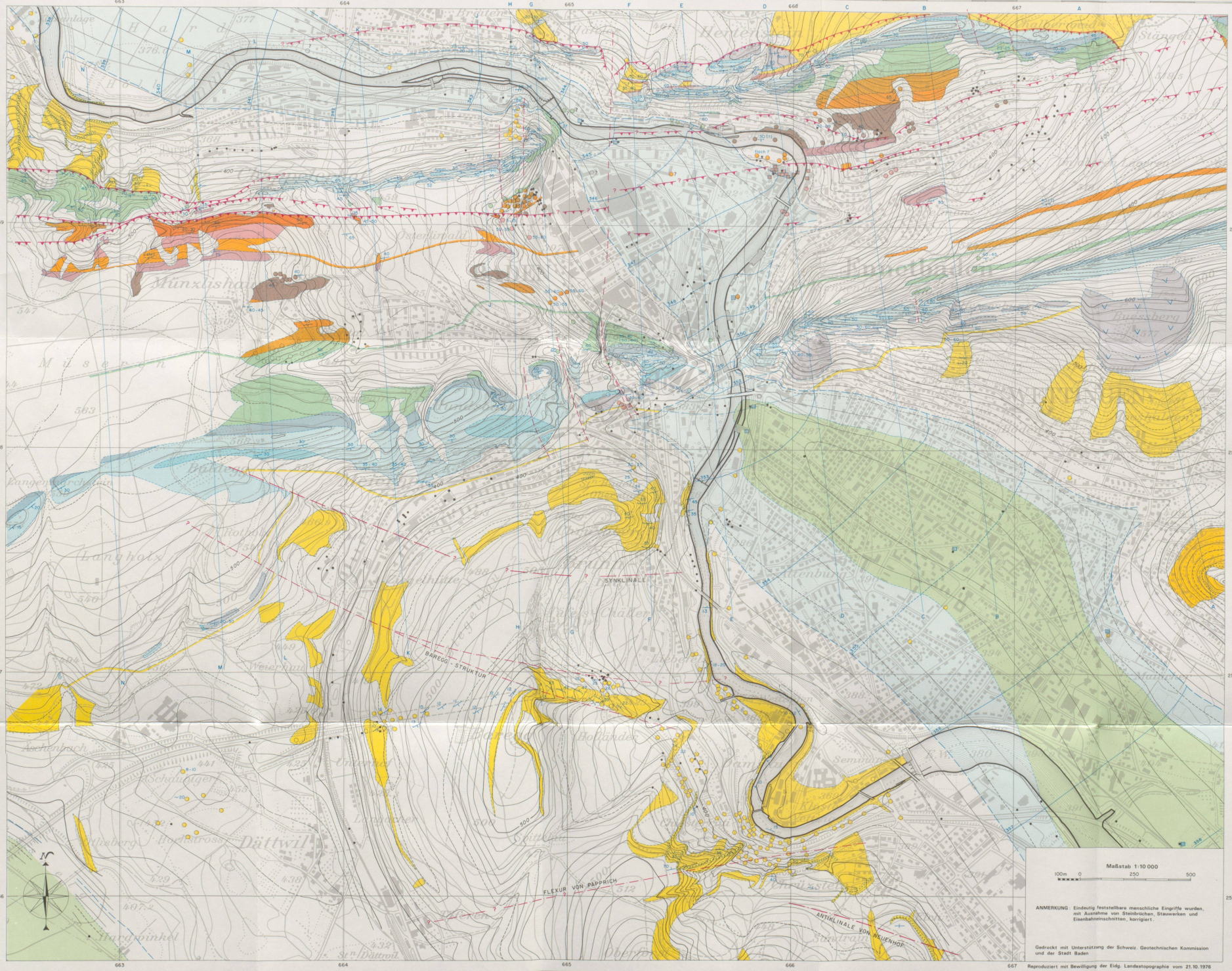
MÜHLBERG, F. (1901): *Geologische Karte der Lägernkette 1:25 000, mit Erläuterungen.* Schweiz. geol. Komm.

SENFTLEBEN, G. (1923): *Geologische Karte der Westlägern 1:10 000.* Beilage zur Diss.

BLATT 2: Karte der Felsoberfläche und Art der Gesteine; Hauptgrundwasserstrom

BAUGRUNDKARTE BADEN 1:10 000

Geologische Aufnahmen und Konstruktion von: C. Schindler (1977)



I. GEOTECHNISCHE LEGENDE

Allgemeines

- Höhenkurven Felsoberfläche: Aequidistanz 10m, Aequidistanz 5m
- Bohrung, Sondierschlitz: Fels nicht erreicht; Fels erreicht; Farbe = Felsart
- Wasserführende Kiese; Hauptgrundwasserstrom Limmattal
- Spiegel bei Mittelwasser
- Bedeutende Fassung im Hauptgrundwasserstrom
- Thermalquelle
- satte Farbe = Fels anstehend oder weniger als 4m unter natürlicher Oberfläche
- Konstruierte Grenze zwischen 2 Felsarten

Lockergesteine

- Silte, tonig bis feinsandig, zwischen Wasserträger und Fels

Fels

- Kalkplatte des Bussbergs, vermutlich versockt, aber wenig zerspalten
- Kalk, grobbankig, fast rein
- Kalke und Dolomite, bankig, klüftig, oft Hohlräume
- Kalke, bankig, mit einzelnen Mergellagen
- Kalke, sandig, mit starken Mergellagen
- Kalke, sandig-mergelig
- Mergelkalk / kalkige Mergel in Wechsellagerung
- Kalke / Siltstein / Mergel, sandig bis oolithisch; unruhige Wechsellagerung
- Sandsteine bis Siltsteine, selten Nagelfluh
- Mergel / Siltstein / Sandstein in Wechsellagerung; 1 = Sandsteinbank, stark, aufgeschlossen
- Tonsteine, Feinsandsteine, Bohnerz
- Mergel, tonig, leicht verwitternd
- Mergel, tonig, mit Gips oder Anhydrit

Tektonik

- Fallen und Streichen, Messung an natürlichem Aufschluss
- Fallen und Streichen, Messung im Tunnel
- Fallen, Messung an Bohrkern
- Flache Schichtlage
- Querbruch: eindeutig, hypothetisch
- Aufschiebung
- Antiklinale, Synklinale, Flexur, Scheitelbruch

II. GEOLOGISCHE LEGENDE

(soweit Ergänzung nötig)

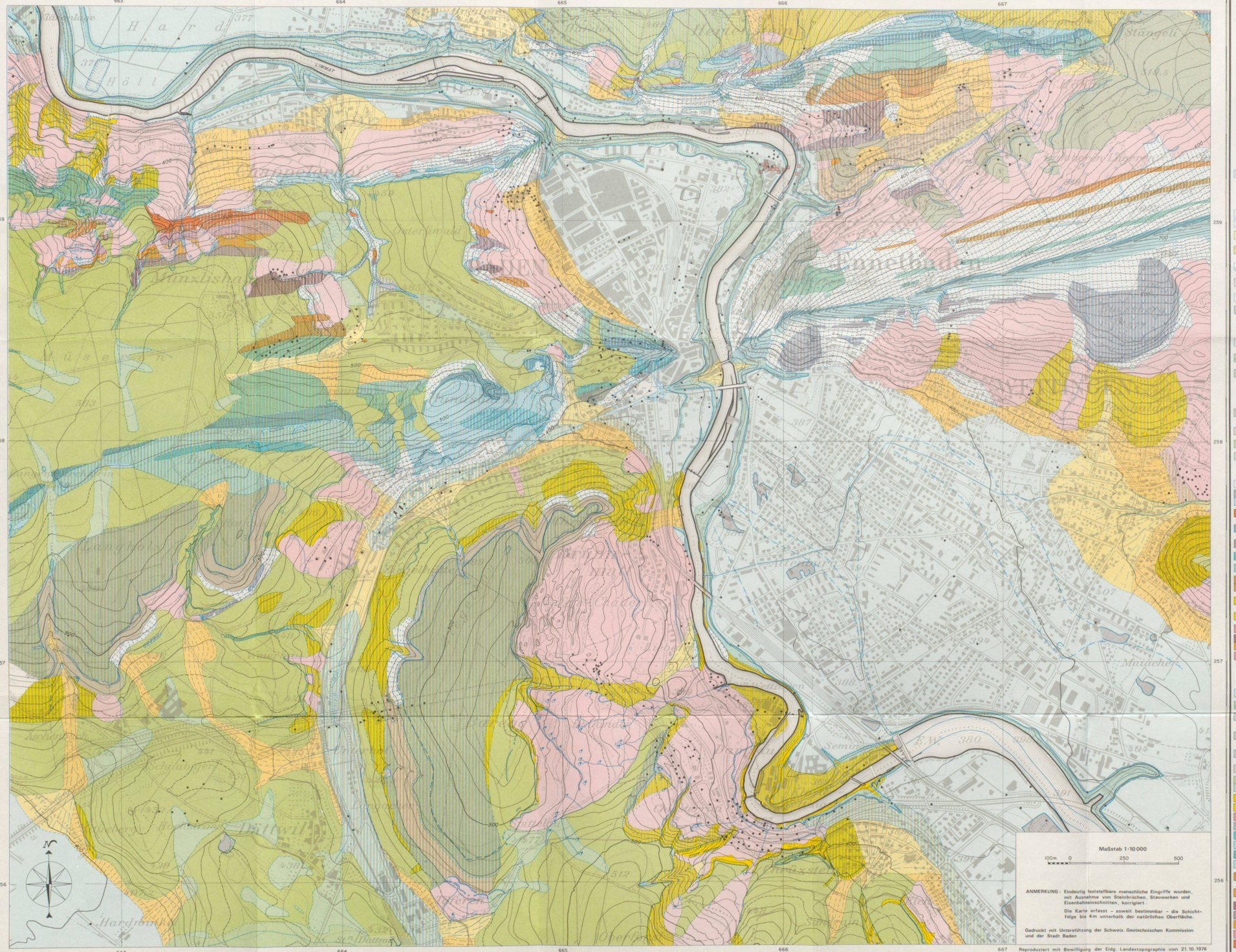
- Seebodenlehm der ausgehenden Risseiszeit
- Obere Meeresmolasse; 1 = Nagelfluhbank aufgeschlossen
- Untere Süsswassermolasse; 1 = Sandsteinbank stark, aufgeschlossen
- Bohnerzton
- Wettingerschichten
- Badenerschichten
- Wangenerschichten
- Geissbergschichten
- Effingerschichten; 1 = Birmensdorferschichten aufgeschlossen
- Oberer Dogger, inklusive Parkinsonischichten
- Blaggeni- bis Murchisonaeschichten
- Opalinuston
- Lias
- Oberer Keuper
- Gipskeuper
- Muschelkalk, inklusive Lettenkohle

A — Geologisches Profil

BLATT 1: Karte der Oberfläche des natürlichen Terrains und Beschaffenheit der Unterlage

BAUGRUNDKARTE BADEN 1:10 000

Geologische Aufnahmen und Konstruktion von: C. Schindler (1977)



I. GEOTECHNISCHE LEGENDE

Allgemeines

- Höhenkurven, Aequidistanz 10m
- Höhenkurven, Aequidistanz 5m
- Bohrung, Sondierschlitz
- gefasste Quelle, Drainage
- ungefasste Quelle
- Thermalquelle
- sumpfiges Gebiet
- Bach, heute oft in Rohre gelegt: meist wasserführend, meist trocken
- Steinbruch, Kiesgrube (Umrisse oft nur grob bekannt)
- Abrissbord, Erosionskante
- Alte Limmatrinne (nach G. SENFTLEBEN)
- innerhalb der obersten 4m 2 Gesteinstypen: Die schmalen Streifen bezeichnen das Hangende

Lockergesteine

weich gelagert

- Lagen von Torf
- Lagen von Kalktuff oder Seekreide
- Bachschutt, lehmig-sandig, zum Teil kiesig
- Gehängelehm, auf Hochflächen Löss, oft feucht
- Hangschutt, überwiegend kiesig, oberflächennah meist trocken
- Rutschmasse, unruhige Wasserverhältnisse
- Gebiet mit Tendenz zum Kriechen, feucht
- Kiesgrube, aufgefüllt

eher fest gelagert
glazial nicht oder nur wenig vorbelastet

- Kiese und Sande, meist grob, lokal leicht verkittet
- Wallmoräne, grob, kiesig (Würmeiszeit)
- Hangschutt, lehmig-kiesig, alt (Höhtal)

dicht gelagert
glazial vorbelastet

- Kiese und Sande, oft stark verkittet im Höhtal mit lehmig-kiesigem Hangschutt verzahnt
- Feinsande, Silte und tonige Silte, (Baregg)
- Grundmoräne
- Grundmoräne in feuchter Mulde, oft lehmige Deckschicht

Fels

- Felspartie versackt, aufgelockert
- Kalk, grobbankig, fast rein
- Kalke und Dolomite, bankig, klüftig, oft Hohlräume
- Kalke, bankig, mit einzelnen Mergellagen
- Kalke, sandig, mit starken Mergellagen
- Kalke, sandig-mergelig
- Mergelkalk / kalkige Mergel in Wechsellagerung
- Kalke / Siltstein / Mergel, sandig bis oolithisch, unruhige Wechsellagerung
- Sandsteine bis Siltsteine, selten Nagelfluh
- Mergel / Siltstein / Sandstein in Wechsellagerung
- Tonsteine, Feinsandsteine, Bonnerz
- Mergel, tonig, leicht verwitternd
- Mergel, tonig, mit Gips oder Anhydrit

II. GEOLOGISCHE LEGENDE

(soweit Ergänzung nötig)

- Niederterrassenschotter mit Erosionsterrassen (Würm)
- Wallmoräne (Würm)
- Alter Hangschutt Höhtal: Riss, eventuell zum Teil jünger
- Alte vorbelastete Schotter: N Kette Lägern-Baldegg = Riss (Hochterrassenschotter)
- S Kette Lägern-Baldegg = Mindel (jüngere Deckenschotter)
- Feinkörnige Zwischenlage im jüngeren Deckenschotter, Baregg
- Grundmoräne der Risseiszeit
- Obere Meeresmolasse
- Untere Süsswassermolasse
- Bohnerzton
- Wettingerschichten
- Badenerschichten
- Wangenerschichten
- Geissbergschichten
- Effingerschichten
- Oberer Dogger, inklusive Parkinsonischichten
- Blagdeni- bis Murchisonaeschichten
- Opalinuston
- Lias
- Oberer Keuper
- Gipskeuper
- Muschelkalk, inklusive Lettenkohle