

Geologischer Atlas der Schweiz Atlas géologique de la Suisse

1:25 000

Blatt

1070 Baden

Topografie: Landeskarte der Schweiz 1:25 000

(Atlasblatt 120)

Erläuterungen

verfasst von

PETER BITTERLI-DREHER, HANS RUDOLF GRAF,
HEINRICH NAEF, PETER DIEBOLD, FEDERICO MATOUSEK,
HANS BURGER und THOMAS PAULI-GABI

Mit 20 Textfiguren, 3 Tabellen und 2 Tafelbeilagen

2007

Herausgegeben vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo
Publié par l'Office fédéral de topographie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis*Karte:*

GRAF, H. R., BITTERLI-DREHER, P., BURGER, H., BITTERLI, T., DIEBOLD, P. & NAEF, H. (2006): Blatt 1070 Baden (mit Beiträgen von R. SCHÜRCH). – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 120.

Erläuterungen:

BITTERLI-DREHER, P., GRAF, H. R., NAEF, H., DIEBOLD, P., MATOUSEK, F., BURGER, H. & PAUL-GABI, T. (2007): Blatt 1070 Baden. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 120.

© 2007, Bundesamt für Landestopografie, CH-3084 Wabern. – Alle Rechte vorbehalten. Übersetzungen und analoge oder digitale Vervielfältigungen dieses Dokuments oder von Teilen davon, die nicht ausschliesslich dem privaten Eigengebrauch dienen, sind nur mit Erlaubnis des Herausgebers gestattet.

Das Bundesamt für Landestopografie swisstopo ist ein Unternehmensbereich der armasuisse.

ISSN 1420-2913

ISBN 978-3-302-40026-6

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	4
Geologische und geomorphologische Übersicht	6
Stratigraphie	7
Kristallines Grundgebirge	7
Karbon-Perm	8
Trias	9
Buntsandstein	12
Muschelkalk	13
Keuper	18
Jura	25
Lias	27
Dogger	34
Malm	45
Tertiär	54
Eozän	56
Frühes Oligozän	58
Oligozän-Miozän	59
Quartär	71
(Pliozän-)Pleistozän	72
Pleistozän oder Holozän	91
Holozän	93
Tektonik	95
Einleitung, Überblick	95
Beschreibung	103
Nordschweizer Permokarbondrog	103
Tafeljura und Molassenordrand	105
Faltenjura	110
Mittelländische Molasse südlich des Faltenjuras	118
Tektonische Entwicklung	119
Bohrungen	127
Hydrogeologie	128
Felsoberfläche	133
Rohstoffe	135
Siedlungsgeschichtliche Elemente	137
Literaturverzeichnis	139
Geologische Karten	150

VORWORT

Baden, das Blatt Nr. 120 des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000, liefert eine aktuelle, umfassende und detaillierte Bestandesaufnahme der geologischen Verhältnisse am Ostende des Juras und rund um das nordalpine Wasserschloss der Schweiz.

1985 begannen Dr. Walter H. Müller, Prof. Dr. Jean F. Schneider und Dr. Federico Matousek als externe Mitarbeiter der Geologischen Landesaufnahme mit der geologischen Erhebung von Teilgebieten des Blattes Baden. 1989 kamen Dr. Peter Bitterli-Dreher und Dr. Erik Frank hinzu, 1990 Dr. Hans Burger, dessen Arbeit teilweise vom Kanton Aargau entschädigt wurde. Der Kartierauftrag für das verbleibende Teilgebiet ging 1992 an das Büro Schneider + Matousek AG; er wurde von Dr. Thomas Bitterli † und Dr. Hans Rudolf Graf ausgeführt. Parallel dazu realisierte H. R. Graf ein Forschungsprojekt der Landeshydrologie und -geologie zum Thema «Stratigraphie des Quartärs im Bereich des Zusammenflusses von Aare, Reuss und Limmat», aus welchem unter anderem die elaborierte Quartärlegende von Blatt Baden resultierte. Die Resultate dieses Projekts werden in der Reihe der Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz veröffentlicht werden. In den Jahren 1995 bis 1998 übernahm das Büro Matousek, Baumann & Niggli AG die Kartiergebiete von W. H. Müller, E. Frank, J. F. Schneider und F. Matousek, die in der Folge von H. R. Graf und T. Bitterli bearbeitet wurden. 1999 stiess Dr. Peter Diebold als weiterer externer Mitarbeiter hinzu. Dipl. Geol. René Schürch trug 2002 die Darstellung ehemaliger Flussläufe und Materialabbaustellen bei. Im selben Jahr nahm H. R. Graf die Reinzeichnung der Manuskriptkarte inklusive einiger Teilrevisionen vor. Eine abschliessende Überarbeitung der tektonischen Darstellung der Lägerenstruktur führten 2006 Dr. Heinrich Naef und P. Diebold durch. Die Autoren des vorliegenden Erläuterungshefts zeichnen für folgende Kapitel verantwortlich: P. Bitterli: Paläozoikum, Mesozoikum, Ergänzungen zur Molasse; P. Diebold: vormolassische Ablagerungen; H. R. Graf: Molasse, Quartär, Rohstoffe, Felsoberfläche, Bohrungen; H. Naef: Tektonik; H. Burger: Thermalquellen; F. Matousek: übrige Hydrogeologie; Dr. Thomas Pauli-Gabi: siedlungsgeschichtliche Elemente. Karte und Erläuterungen wurden von Dr. Reto Burkhalter inhaltlich koordiniert und einer umfassenden redaktionellen Bearbeitung unterzogen.

Im Namen der Schweizerischen Geologischen Kommission begutachteten Prof. Dr. Fritz Schlunegger, Prof. Dr. Christian Schlüchter und Dr. Hans-Rudolf Bläsi den Inhalt der Karte und der Erläuterungen. Grössere und kleinere Beiträge lieferten ausserdem: Dr. Werner Flück, Dr. Hanspeter Funk, Dr. Reinhart Gygi, Dr. Werner Heckendorn, Dr. Martin Huber, PD Dr. Peter Jordan, Dr. Daniel Kälin, Dr. Jürg Stäubli sowie Anna Bischoff und Franz Maier von der Kantonsarchäologie Aargau und Patrick Nagy von der Kantonsarchäologie Zürich.

Die kartografischen Arbeiten führte Hanspeter Stöckli von der Orell Füssli Kartographie AG in Zürich aus, die Textfiguren und Profiltafeln wurden von M. Huber, R. Burkhalter, Remo Trüssel, Pascal Marguerat, Peter Plocek, Bruno Reber und Jonas Bieri grafisch bearbeitet, und den Schriftsatz gestaltete Edith Steiner.

Die Geologische Landesaufnahme dankt den Autoren und allen Beteiligten für die geleistete Arbeit, für ihre Beiträge und für die Weitergabe von Informationen.

Januar 2007

Bundesamt für Landestopografie
Geologische Landesaufnahme

GEOLOGISCHE UND GEOMORPHOLOGISCHE ÜBERSICHT

Das landschaftliche Bild des Gebietes von Blatt Baden ist geprägt durch den Zusammenfluss von Aare, Reuss und Limmat, die den zentralen Teil der Schweizer Alpen nach Norden entwässern und hier die östlichste an der Oberfläche erkennbare tektonische Struktur des Faltenjuras, die Lägerenkette, durchqueren. Die landschaftlich dominierende Lägeren teilt das Gebiet von Blatt Baden in zwei Hälften mit deutlich unterschiedlichem morphologischem Charakter. Während sich südlich der Kette weite Ebenen und sanfte Hügel ausdehnen, liegt nördlich, insbesondere nordwestlich davon im Wesentlichen eine Tafellandschaft vor. Im Süden befindet sich die mittelländische Molasse, im Nordwesten stehen meist mesozoische Gesteine an der Oberfläche an, die gegen Osten ebenfalls eine zunehmend mächtiger werdende Bedeckung durch die Molasse aufweisen.

Die ältesten, paläozoischen Gesteine treten nirgends an die Oberfläche; sie sind lediglich aus Tiefbohrungen bekannt. Es handelt sich dabei einerseits um den kristallinen Untergrund sowie die Sedimentfüllung des darin eingetieften und während der variszischen Orogenese eingeengten Nordschweizer Permkarbons. Darüber lagern diskordant die mesozoischen Gesteine.

Die Evaporite der mittleren Trias dienen während der alpinen Kompressionsphase als hauptsächlicher Abscherhorizont des Faltenjuras. Das östliche Ende der Lägerenkette wird allgemein mit dem Auskeilen dieser Evaporite in Zusammenhang gebracht.

Auf den allgemein gegen Südsüdosten bis Südosten abtauchenden mesozoischen Gesteinen lagert die mittelländische Molasse. Sie keilt entlang einer ungefähr NE-SW verlaufenden Linie gegen Nordwesten aus. Der Verlauf dieser Linie entspricht näherungsweise dem Nordrand des Molassebeckens. Die Mächtigkeit der Molasseeinheiten nimmt beckenwärts markant zu. Insbesondere die Gesteine der Unteren und Oberen Süßwassermolasse erlangen über wenige Kilometer seitliche Distanz mehrere hundert Meter Mächtigkeit. Demgegenüber ist die Mächtigkeitszunahme der Oberen Meeresmolasse eher bescheiden.

Der grösste Teil der Oberfläche des Gebietes von Blatt Baden wird durch quartäre Lockergesteine eingenommen. Die quartäre Schichtenfolge ist im Kartengebiet in einzigartiger Vollständigkeit erhalten geblieben. Wie kaum an einer anderen Stelle im nördlichen Alpenvorland kann hier auf relativ kleinem Raum das Geschehen während der verschiedenen Eiszeiten rekonstruiert werden. In mehreren Schritten senkte sich das Entwässerungsnetz vom präglazialen auf das heutige Niveau. In den Zeiträumen zwischen diesen intensiven Erosionsereignissen fanden jeweils mehrere Eiszeiten statt, die sich mit Zwischeneiszeiten abwechselten. Dabei schwankte die Höhenlage des Flussnetzes nur unbedeutend. Bereits

im Späten Pliozän und Frühen Pleistozän fanden Gletschervorstösse statt, die weit über die Lägerenkette hinaus nach Norden reichten. Im Mittleren und Späten Pleistozän wurden im Bereich der einzelnen Gletscherzungen tiefe glaziale Becken mit komplexer Lockergesteinsfüllung gebildet. Diese entstanden vorzugsweise innerhalb der Molassegesteine; die mesozoischen Gesteine, besonders die Kalke des Malms, boten offenbar einen zu grossen Widerstand für eine ausgedehnte Tiefenerosion. Nördlich der Lägerenkette, also ausserhalb des Beckenbereichs, überwiegen glazifluviale Schotter. Es sind vor allem die Schotter der Letzten Eiszeit (Birrfeld-Eiszeit), welche die weiten Ebenen und Terrassen aufbauen, auf denen die meisten der grösseren Ortschaften in der Umgebung von Baden entstanden.

STRATIGRAPHIE

KRISTALLINES GRUNDGEBIRGE

Das kristalline Grundgebirge steht im Gebiet von Blatt Baden nicht an der Erdoberfläche an. Mit den Tiefbohrungen Riniken und Böttstein (s. Nebenkarte «Tektonische Übersicht 1:200 000», Taf. I) wurde diese Einheit aber näher erkundet und ihre Lagerung durch Reflexionsseismik ermittelt. Die Permokarbonsedimente bilden eine ins kristalline Grundgebirge eingesenkte Trogstruktur, die in Richtung WSW-ENE durch das Blattgebiet streicht.

Prävariszisches und variszisches Kristallin

Das kristalline Grundgebirge wurde in der Tiefbohrung Riniken (Koord. 656.604/261.800) nicht erreicht. Aufgrund der Verhältnisse in der Bohrung Böttstein und in Aufschlüssen in der weiteren Umgebung handelt es sich um mehrphasig metamorphisierte, von Adern und Gängen durchzogene Metapelite (Gneise), in die während des späten Karbons variszische Granite eindringen. In der knapp nördlich des Gebietes von Baden liegenden Tiefbohrung Böttstein trat ein grobkörniger, porphyrischer Biotitgranit mit grossen Kalifeldspatkristallen auf. K/Ar-Altersbestimmungen an Biotiten ergaben für diesen Granitstock ein Intrusionsalter von 314–334 Ma (MAZUREK & PETERS 1992). Genauere Angaben zum Kristallin der Umgebung von Blatt Baden finden sich in den Erläuterungen der Blätter 102 Zurzach und 110 Frick-Laufenburg des Geologischen Atlas der Schweiz (BITTERLI et al. 2000, DIEBOLD et al. 2006). In BITTERLI & FRANK (1987) wird die Entwicklungsgeschichte des Kristallins zusammengefasst.

KARBON-PERM

Verbreitung

Im Gebiet von Blatt Baden ist das Permokarbon nicht aufgeschlossen. In der Bohrung Riniken wurden 984 m Sedimente des Rotliegenden durchbohrt, seine Basis jedoch nicht erreicht. Die Mächtigkeit des paläozoischen Schichtstapels wird im Gebiet von Blatt Baden aufgrund der Reflexionsseismik auf bis zu 6 km geschätzt (LAUBSCHER 1986, DIEBOLD et al. 1991). Die paläozoischen Ablagerungen bilden eine ins kristalline Grundgebirge eingesenkte Trogstruktur, deren Nordrand unter der knapp durch die Nordwestecke des Gebietes von Blatt Baden durchziehenden Mandacher Überschiebung liegt. Der Südrand wird unter der Lägeren vermutet, so dass die Breite des Troges hier rund 9 km betragen dürfte. Ob südlich der Lägeren Permokarbon auftritt, ist nicht gesichert.

Paläogeographie

Für die Beschreibung der tektonischen Entwicklung des Kartengebietes und seiner Umgebung im Karbon und Perm sei auf das entsprechende Kapitel auf Seite 119f. verwiesen.

Während des späten Karbons und frühen Perms herrschte ein feuchtwarmes Klima mit reichlichen Niederschlägen, und in Senken bildeten sich ausgedehnte Seen und Flussauen. Sumpfwälder, welche das Material für die verbreiteten Kohlenablagerungen lieferten, wie sie in der Bohrung Weiach angetroffen wurden, dürften nach den Auswertungen von Seismikdaten auch im Gebiet von Blatt Baden vorhanden gewesen sein (vgl. DIEBOLD et al. 1991). Über diesen Ablagerungen folgen grobe, rot gefärbte Sandsteine und Konglomerate, die von einem Klimaumschwung zeugen. Der tropische Regenwald war einer trockenen, wüstenhaften Landschaft gewichen. Die groben Konglomerate mit grossen Kristallinkomponenten zeigen, dass die tektonischen Vorgänge das Relief zwischen Trog und Gebirge markant verstärkt hatten. Gegen Ende des Perms wurden die Sedimente zunehmend feinkörniger; sie werden als Ablagerungen grossflächiger Playas interpretiert (MATTER et al. 1988a).

Rotliegendes

Die permischen Sedimente in der Bohrung Riniken können vom Hangenden zum Liegenden in die folgenden genetischen Einheiten gegliedert werden (MATTER 1987: Fig. 7):

- Playa
- Unterer Schuttfächer
- Flussebene

Die Ablagerungen der *Flussebene* bestehen grösstenteils aus zyklischen Sandstein-Ton-Abfolgen, die ohne deutliche Grenze aus analogen Ablagerungen spätkarbonen Alters hervorgehen. Es kann eine untere zyklische Kristallinbrekzienabfolge (Mächtigkeit mind. 429,10 m) aus komponentengestützten Brekzienlagen, die durch kreuzgeschichtete Sandsteinlagen getrennt werden, und eine obere zyklische Sandsteinabfolge (317,80 m) mit ausgeprägten Fining-Upward-Zyklen und Aufarbeitungsflächen unterschieden werden. Die Abfolgen entstanden in einem verästelten Flusssystem mit sandgefüllten Rinnen, das in einer ausgedehnten Überschwemmungsebene lag, in die vom Trogrand her ein grosser Schuttfächer geschüttet wurde.

Die Sedimente des *unteren Schuttfächers* bestehen aus einer Abfolge von gradiertem Grob- bis Feinsandstein (untere tonige Sandsteinabfolge, Mächtigkeit 154,80 m) und polymikter Kristallinbrekzie (37,32 m). Bei der polymikten Brekzie handelt es sich um Schuttstromablagerungen (Murgangablagerungen) mit einem grossen Anteil an tonigem Material. Der Sandstein entstand in einem verästelten Rinnensystem des alluvialen Schuttfächers.

Die Ablagerungen der *Playa* bilden eine monotone Folge aus rotbraunem, grün geflecktem siltigem Ton- bis Siltstein. Sie enthalten lagenweise Anhydrit- oder Kalkkonkretionen (Caliche), die auf Bodenbildung zurückzuführen sind. Eingeschaltet sind einzelne dünne, grün bis beige gefärbte tonige Fein- bis Grobsandsteinlagen, die laminiert, gradiert und gerippelt sind. Sie können als Schichtflutablagerungen interpretiert werden. Das Gestein ist dem hangenden Buntsandstein ähnlich, aber wesentlich weniger reif. Man beobachtet unten Schichtflutablagerungen (obere tonige Sandsteinabfolge, Mächtigkeit 100,15 m), oben feinkörnige Rotschichten (Mächtigkeit 35,13 m).

Die Ablagerungen des oberen Schuttfächers sind nur am Nordrand des Permokarbondtroges entwickelt. In den Bohrungen Riniken und Weiach, die im Trogrinnen liegen, fehlt diese Einheit. Es handelt sich um eine Abfolge aus rotbraunen Fein- bis Grobsandsteinen, Arkosen und Siltsteinen.

TRIAS

Die Zusammenfassung der besonders in Süddeutschland farblich gut unterscheidbaren Schichten von Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper zum System der Trias wurde 1843 von F. von Alberti vorgenommen. Man spricht auch von der Germanischen Trias, im Gegensatz zur Alpenen oder Pelagischen Trias. Letztere ist vorwiegend in mariner Fazies entwickelt, während die Germanische Trias überwiegend festländische Ablagerungen umfasst.

Erste detaillierte lithologische Beschreibungen der Trias von Blatt Baden erfolgten durch MOESCH (1867a, b) und SENFTLEBEN (1923). Weitere Unter-

suchungen stammen von RAMSEYER (1987): Buntsandstein, BAUMANN (1984), DRONKERT (1987): Anhydritgruppe, MERKI (1961): Oberer Muschelkalk, NAGEL (1990): oberer Mittlerer Keuper, EMMERT (1977): Schilfsandstein, WURSTER (1968): Lettenkohle und ERNI (1910): «Rhät». Weiter liegen die Berichte zu den Nagra-Tiefbohrungen Böttstein (PETERS et al. 1987) und Riniken (MATTER et al. 1988a) vor. Eingehende Übersichten über die Trias Mitteleuropas finden sich in BACHMANN & LERCHE (1998) und HAUSCHKE & WILDE (1999).

Die chronostratigraphische Einstufung der Triaseinheiten (s. Kartenlegende) beruht auf der Gliederung der Germanischen Trias in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002 (Deutsche Stratigraphische Kommission 2002).

Verbreitung

Im Gebiet von Blatt Baden finden sich Triasgesteine lediglich in der Überschiebungszone der Faltenjuranordfront, die von der Habsburg nach Baden und weiter in die Lägeren zieht. Der Muschelkalk erreicht von der Habsburg bis gegen Baden die Erdoberfläche, die Keupervorkommen reichen weiter östlich in die Lägeren.

Die Gesteine sind nur an wenigen Orten gut aufgeschlossen; früher gaben zahlreiche Steinbrüche und Mergelgruben einen besseren Einblick in die Abfolge. Insbesondere die Gips- und Tongruben bei Oberehrendingen erschlossen die Stratigraphie und den internen Bau der Lägerenstruktur (SENFTLEBEN 1924) vorzüglich. Die 1982–1983 abgeteufte Tiefbohrung Riniken und die unweit nördlich der Kartengebietsgrenze liegende Bohrung Böttstein gaben Einblick in die tiefer liegenden Triasformationen, die an der Erdoberfläche nicht aufgeschlossen sind.

Paläogeographie

Zu Beginn des Mesozoikums erstreckte sich in der Gegend des heutigen Mitteleuropas eine ausgedehnte Penepplain; es herrschte ein (Halb)Wüstenklima. In der Frühen Trias erfolgten von Südwesten her siliziklastische Schüttungen in unser Gebiet. Diese geschahen in Flusssystemen mit verflochtenen, instabilen Rinnen, die nur zur Regenzeit Wasser führten und dabei auch angrenzende Schwemmebenen überfluteten.

In der Mittleren Trias drang das Meer von Osten her ins Germanische Becken. Es bildete sich ein abgeschlossenes Randmeer, der Muschelkalkgolf, dessen Wasser meist eine leicht erhöhte Salinität aufwies. Im ariden Klima kam es zur Bildung mächtiger Evaporitablagerungen, in unserer Gegend meist subaerisch in Sabkhas im oberen Gezeitenbereich. Neben Gips, Anhydrit und Dolomit wurde hier auch Steinsalz abgeschieden. Die Evaporite führenden Gesteinsabfolgen zeigen häufig einen zyklischen Aufbau, der eine Zunahme der Salinität des Meerwassers während eines Zyklus widerspiegelt (DRONKERT et al. 1990). Gegen Ende



Fig. 1: Allgemeine Legende zu den lithostratigraphischen Profilen.

der Mittleren Trias öffnete sich ein Seeweg durch die Burgundische Pforte, so dass im weiteren Verlauf der Entwicklung des Germanischen Beckens die Meerestransgressionen auch aus diesem Raum erfolgten.

In der Späten Trias verlandete der Muschelkalkgolf als Folge des sinkenden Meeresspiegels und anhaltender tektonischer Bewegungen zunehmend, und es wurden unter nach wie vor mehrheitlich ariden klimatischen Bedingungen festländische Sedimente abgelagert. An der Basis des Keupers tritt die Lettenkohle als Ablagerung in einem Flach- und Wattenmeer unter zeitweise brackischen Verhältnissen auf. Eine Einschränkung der Verbindung zum offenen Meer führte zur Bildung von Sabkhas und ausgedehnten Lagunen, in denen die Evaporite des Mittleren Keupers (Gipskeuper) abgelagert wurden.

Über den Sabkhaablagerungen liegt mit erosivem Kontakt der Schilfsandstein. Vom Skandinavischen Festland transportierten ausgedehnte Flusssysteme

feinkörnigen Sand durch die Burgundische Pforte bis zum Nordufer der Tethys und schnitten sich dabei in die Ebene der Gipskeuperablagerungen ein. Die Flussläufe bildeten verflochtene, teilweise wohl viele Kilometer breite Flussrinnen, die bevorzugt tektonischen Lineamenten folgten und dadurch meist lagestabil waren (DITTRICH 1989). LUTZ & ETZOLD (2003) nehmen an, dass die Eintiefung der Schilfsandsteinflüsse durch einen tiefen Meeresspiegel der Tethys verursacht wurde. Überschwemmungen überzogen das zwischen den Flussrinnen liegende Gebiet mit Schlamm (Bunte Mergel).

Ein Meeresvorstoss von der Burgundischen Pforte her führte zur Bildung des Gansingen-Dolomits. Stromatolithe weisen auf ein untiefes Meer mit erhöhter Salinität hin. Gegen Ende der Keuperzeit wurde in vegetationsarmen Playas bei episodischen starken Niederschlägen feiner Schlamm abgelagert, die Oberen Bunten Mergel. In diese Rotschichten eingelagert sind die Ablagerungen des Stubensandsteins, der vom Böhmisches Festland her geschüttet wurde.

Der Obere Keuper, das «Rhät», fehlt im Kartengebiet, die Gegend war zu jener Zeit Abtragungsgebiet. Obwohl die Erosionslücke ein Zeitintervall von rund 7 Millionen Jahren umfasst, waren die Erosionsbeträge eher bescheiden, da ein geringes Relief vorlag. Eine von Norden her erfolgende Meerestransgression erfasste aber zu dieser Zeit bereits nahe gelegene Gebiete (z.B. marines «Rhät» in der Bohrung Benken, Nagra 2001).

Buntsandstein

Mittlerer und Oberer Buntsandstein

Diagonalschichtiger Sandstein, Karneolhorizont, Plattensandstein (nicht aufgeschlossen)

Im Gebiet von Blatt Baden wurde der Buntsandstein nur in Bohrungen nachgewiesen. In der Bohrung Riniken war er 22,50 m mächtig, konnte aber wegen zahlreicher Kernverluste nur unvollständig aufgenommen werden. In der neben dem Permokarbondrog liegenden Bohrung Böttstein (Blatt Zurzach) betrug die Mächtigkeit lediglich 8,2 m. Im Kartengebiet sind wahrscheinlich nur Gesteine des Mittleren (Diagonalschichtiger Sandstein, Karneolhorizont) und des Oberen Buntsandsteins (Plattensandstein) vorhanden.

Diagonalschichtiger Sandstein: Bohrung Riniken 13,66 m

Grob- bis Mittelsandstein, tonig, mürbe, porös, mit farbigen Schlieren. Einzelne Lagen kreuzgeschichtet. Unten vermehrt feinkonglomeratische Bänkchen. Die untersten 15 cm sind vererzt.

Karneolhorizont: Bohrung Riniken 1,28 m

Schwach karbonatischer, knolliger Grobsandstein, violett und grün, mit bunten kieseligen Konkretionen und Schlieren (Karneol). Der Karneolhorizont bildet die Obergrenze des Mittleren Buntsandsteins.

Plattensandstein: Bohrung Riniken 7,56 m

Schlecht sortierter, poröser Fein- bis Grobsandstein, quarzreich, kreuzgeschichtet. Die strukturlosen Abschnitte sind bunt gefärbt, die kreuzgeschichteten beige.

Röt-Ton

In der Bohrung Riniken nicht vorhanden.

Ablagerungsmilieu des Buntsandsteins: Unmittelbar zu Beginn der Trias war die Nordschweiz Abtragungsgebiet; Unterer Buntsandstein wurde nicht abgelagert (GEYER & GWINNER 1991). Der Mittlere und Obere Buntsandstein gelangte unter festländischen Bedingungen in (semi)aridem Klima zur Ablagerung. Es handelt sich im Wesentlichen um Füllungen verflochtener, in Regenzeiten aktiver Flussrinnen und um feinkörnige Sedimente der Überschwemmungsebenen, in denen sich durch pedogene Vorgänge Karneol bildete.

Muschelkalk

Unterer Muschelkalk

Wellengebirge (nicht aufgeschlossen)

Wellendolomit: Bohrung Riniken 9,90 m

Dunkelgrauer dolomitischer Tonstein mit vererzten bioklastischen Dolomitbänken (Biopelsparit mit 30% Echinodermenresten). Die Obergrenze bildet die so genannte Bleiglanzbank, die sich im Gammalog deutlich abzeichnet. Tiefere Bänke führen allerdings mehr Bleiglanz. In der Bohrung Böttstein war die Bank 0,5m mächtig und bestand aus gradierten Biopelspariten mit Echinodermenresten und eingeregelt Muschelschalen.

Ablagerungsmilieu: Wattenmeer bis Flachsee.

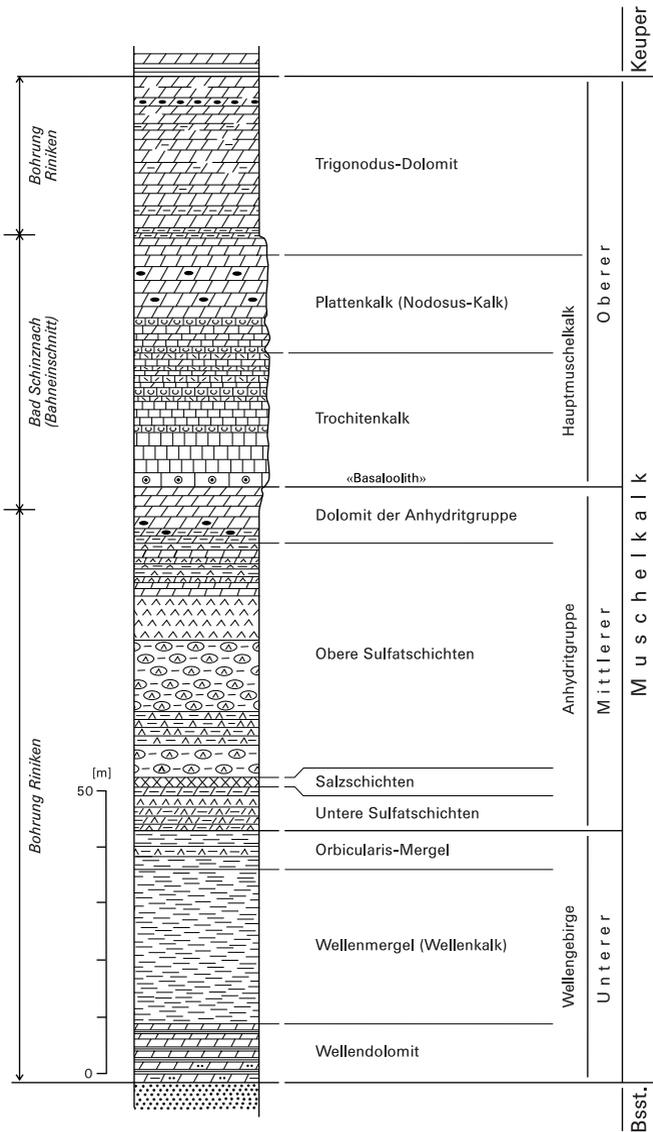


Fig. 2: Lithostratigraphisches Sammelprofil des Muschelkalks im Gebiet von Blatt Baden. Legende s. Fig. 1, S. 11.

Wellenmergel (Wellenkalk): Bohrung Riniken 27 m

Dunkelgrauer Kalkmergel bis kalkiger Tonstein, untergeordnet bioklastische Kalkbänke (Biomikrit und -sparit) und hellgraue Sandlinsen. Die in der Bohrung Böttstein beschriebene Spiriferina-Bank, eine vererzte Kalkbank mit Muschelresten, wird anhand des Gammalogs knapp 9 m unter der Obergrenze angenommen. Auf den Schichtflächen beobachtet man häufig Rippeln, daher die ältere Bezeichnung Wellengebirge.

Ablagerungsmilieu: Flachsee.

Orbicularis-Mergel: Bohrung Riniken 6,30 m

Unten grauschwarzer, kalkiger Tonstein, der sich nur farblich vom liegenden Wellenmergel unterscheidet. Der Farbwechsel wird von eingelagerten Schillkalkbänken verursacht. Eine tonige Anhydritbank markiert den mittleren Abschnitt des Orbicularis-Mergels. Der oberste Teil besteht aus fein geschichtetem, leicht dolomitischem Kalkmergel, der bituminös und reich an Pyrit ist.

Ablagerungsmilieu: Der Orbicularis-Mergel zeigt mit den Evaporiteinschalungen die beginnende Abschnürung des Muschelkalkgolfs an, die mit den Evaporitabfolgen des Mittleren Muschelkalks ihren Höhepunkt erreichte.

Mittlerer Muschelkalk**t_{11b} Anhydritgruppe***Untere Sulfatschichten («Untere Sulfatzone»): Bohrung Riniken 7,97 m*

Unten bräunlich-beiger Dolomitmergel mit blaugrauem Anhydrit sowie Pyrit und Zinkblende. Oben Anhydrit mit brekziösen Lagen, teilweise auch massiv geschichtet, sowie dolomitischer Tonmergel.

Ablagerungsmilieu: Die Unteren Sulfatschichten leiten von den flachmarinen Ablagerungen des Unteren Muschelkalks zu den Sabkhaablagerungen des Mittleren Muschelkalks über.

Salzschichten: Bohrung Riniken 2,38 m

Rauchbraunes und graues, zum Teil auch rötliches Steinsalz, durch Ton verunreinigt. Die unteren Lagen zeigen reineres Salz. Offensichtliche Hinweise auf tektonische Beanspruchung des Salzes fehlen in der Bohrung Riniken, die sedimentären Strukturen sind meist erhalten. Es ist ungewiss, ob Salz durch Subrosion weggeführt wurde.

Ablagerungsmilieu: Die umgebenden Schichten sind Sabkhaablagerungen. Vermutlich handelt es sich um aus Porenwässern abgeschiedenes Salz in lokalen

Depressionen («Salzpfannen»). Ohne Kenntnis der lateralen Ausdehnung des Vorkommens ist allerdings eine Interpretation der Genese schwierig.

Obere Sulfatschichten («Obere Sulfatzone»): Bohrung Riniken 41,87 m

Es können vom Hangenden zum Liegenden drei Abschnitte unterschieden werden:

- Dolomit- und Mergelschichten mit Anhydrit (9,72 m): rasch wechselnde Abfolge von dolomitischem, tonigem Anhydrit, laminiert und massiv geschichtet, mit laminiertem, tonigem, fein geschichtetem Dolomit und mit olivgrauem anhydritischem, dolomitischem, schlierig laminiertem Tonmergel.
- Heterogene Anhydritserie (7,83 m): blaugrauer Anhydrit mit dolomitisch-mergeligen Schlieren, teilweise brekziös, sowie kompakte milchig-helle Anhydritbänke.
- Anhydritbrekzie (24,32 m): unsortierte, meist eckige Anhydritbruchstücke, Tonscherben und Dolomitmergelkomponenten in grauer, toniger Matrix, abwechselnd mit ruhig geschichteten Intervallen von olivgrauem tonigem Anhydrit.

Ablagerungsmilieu: Die Abfolge widerspiegelt den Übergang von der Ausscheidung hypersaliner Lösungen (unten) zum normalmarinen Hauptmuschelkalk. Laminiertes Dolomit und Dolomitmergel, der in der ganzen Abfolge auftritt, weist auf einen Sedimentationsraum im oberen Gezeitenbereich bis über die Hochwasserlinie hin, vergleichbar den heutigen Sabkhas am Persischen Golf. Die Brekzien sind grösstenteils synsedimentär als Sturmablagerungen entstanden.

Dolomit der Anhydritgruppe («Anhydritdolomit»): Bohrung Riniken 9,98 m

Gelbbeige-hellgrauer feinkörniger Dolomit, zum Teil kalkig, unten stärker mergelig und anhydritisch. Kalzitdrusen und im unteren Teil Silex. Die untersten 2,48 m bestehen aus bräunlich-beigem Dolomitmergel mit stromatolithischer Feinschichtung (Laminit) und Anhydritknöllchen sowie verkieselten anhydritischen Dolomitlagen.

Ablagerungsmilieu: Der Laminit im Dolomit der Anhydritgruppe ist typisch für ein Milieu im Bereich zwischen Watt und Supralitoral. Er entstand durch Anbindung von Sediment an Algenmatten.

Aufschlüsse

Obwohl östlich von Habsburg unter geringmächtiger Schuttbedeckung anstehend, sind zur Zeit keine Einheiten der Anhydritgruppe direkt aufgeschlossen.

Oberer Muschelkalk

t_{11c} Hauptmuschelkalk

Trochitenkalk: ca. 20–25 m

Unterer Trochitenkalk: 8–9,5 m massiger Kalk mit dolomitischen Lagen und Schlieren sowie Kalzitdrusen. In der Bohrung Riniken wurde an der Basis ein dolomitisierte Oosparit («Basaloolith», Fig. 2) von 2,70 m Mächtigkeit beschrieben (MATTER et al. 1988a).

Oberer Trochitenkalk: 14–16 m Kalkarenit mit Muschelschill (Biomikrosparrit), der mit feinkörnigem und dolomitischem Kalk abwechselt. Einzelne Lagen führen Trochiten (Stielglieder von *Encrinus liliiformis*).

Plattenkalk (Nodosus-Kalk): 16–17,5 m

Unterer Plattenkalk: Kalkarenit mit viel Schill wechselt mit feinkörnigem Kalk und Lagen von dolomitischem Kalk ab. In einzelnen Lagen tritt Glaukonit auf. Der Plattenkalk ist im Gebiet Baden-Brugg fast vollständig in dolomitischer Fazies entwickelt (MERKI 1961).

Oberer Plattenkalk: körniger, lagenweise leicht kalkiger Dolomit mit Drusen und Kalk-Silex-Konkretionen. Die 10 cm mächtige Dachbank enthält viel Muschelschill.

Ablagerungsmilieu des Hauptmuschelkalks: Die beiden Einheiten wurden unter gut durchlüfteten Bedingungen in einer Wassertiefe von wenigen Zehnern von Metern abgelagert. Die Trochitenlagen sind Tempestite (Sturmablagerungen).

Aufschlüsse des Hauptmuschelkalks

Ein Bahneinschnitt bei Bad Schinznach (Koord. 655.000/256.750) zeigt den Trochiten- und den Plattenkalk (Profile von J. F. Schneider in NEFF 1980). Der Aufschluss ist wegen des Bahnbetriebes kaum zugänglich. Im aufgelassenen Steinbruch 100 m südwestlich der Habsburg tritt der Trochitenkalk mit grobkörnigen Trochitenlagen zu Tage (Aufschluss 11 des GeoWegs Aargau, Koord. 655.875/257.075). Im aufgelassenen Steinbruch am Westende des Hölzli nördlich von Hausen (Koord. 658.550/257.200) sind noch rund 10 m Trochitenkalk aufgeschlossen. Längs der Strasse von Windisch nach Mülligen finden sich bei der Lokalität Chrüzhalden Anrisse im Platten- und Trochitenkalk.

t_{11d} Trigonodus-Dolomit: ca. 30–37 m

Die Abgrenzung des Trigonodus-Dolomits ist schwierig, da es sich um eine diagenetische Bildung handelt. Die Dolomitisierung drang unterschiedlich tief in die Gesteine des liegenden Hauptmuschelkalks ein. Die Untergrenze ist deshalb eine heterochrone diagenetische Faziesgrenze.

SENFLEBEN (1924) beschrieb von der Lokalität Flueholz südlich von Chappelerhof eine gut 18 m mächtige Abfolge aus weisslichgrauem, feinsandigem

Dolomit mit Dolomitdrusen («Bitterspat-Drusen»). Eingeschaltet war eine 0,1–0,3 m mächtige dolomitische Kalkbank mit vielen Dolomitdrusen und Fossilien (*Coenothyris vulgaris*, *Hoernesia socialis*, *Plagiostoma striata*).

In der Bohrung Riniken wurde beiger, feinkörniger, teilweise oolithischer Dolomit beschrieben. Es handelte sich um ein undeutlich geschichtetes («höckriges») Gestein mit unregelmässig verteilten Quarz- und Kalzitdrusen und bräunlichen Kalzit-Silex-Konkretionen. Auf den Schichtflächen treten teilweise schwarze und braune Tonhäute auf, in den höheren Lagen häufig auch unregelmässig begrenzte Bänke und Linsen von Rauwacke («Zellendolomit»).

Ablagerungsmilieu: Der Trigonodus-Dolomit wurde im untiefen küstennahen Bereich und in Lagunen mit erhöhter Salinität abgelagert. Durch magnesiureiche Porenwasser wurde der ursprüngliche Kalkschlamm in Dolomit umgewandelt.

Aufschlüsse

Zur Zeit ist der Trigonodus-Dolomit nicht in längeren Profilen aufgeschlossen.

Keuper

Die Keuperfolge beinhaltet zahlreiche Sedimentationsunterbrüche und Bodenbildungen, deshalb ist ihre Mächtigkeit von 127,50 m (Bohrung Riniken) bei einer Bildungsdauer von rund 25 Millionen Jahren eher bescheiden. Im Vergleich dazu ist der Muschelkalk mit einer Mächtigkeit von 177,90 m während knapp 8 Millionen Jahren entstanden.

Unterer und Mittlerer Keuper

t_{III} Gipskeuper, bunte Keupermergel, Keuper ungegliedert

Die Lettenkohle wird stratigraphisch in den Unteren Keuper gestellt, die Abfolge vom Gipskeuper bis zum Knollenmergel in den Mittleren Keuper (Fig. 3).

Lettenkohle: 3–7 m

Der Name Lettenkohle stammt von unbedeutenden Kohlevorkommen, die andernorts in dieser Einheit vorkommen.

Unten grauschwarzer Tonstein mit Silt- und Biodetrituslagen (Fischschuppen, Zahnreste) sowie Dolomitbänken mit Muschelresten (*Myophoria* sp.). Oben gut gebankter Dolomit (so genannter Grenzdolomit), der auf den Schichtflächen oft schwarze Dendriten zeigt. Eine Rauwacke, deren Kalzitnetzwerk neben Dolomitbrocken auch grünen Tonstein umschliesst, bildet den oberen Abschluss der Lettenkohle.

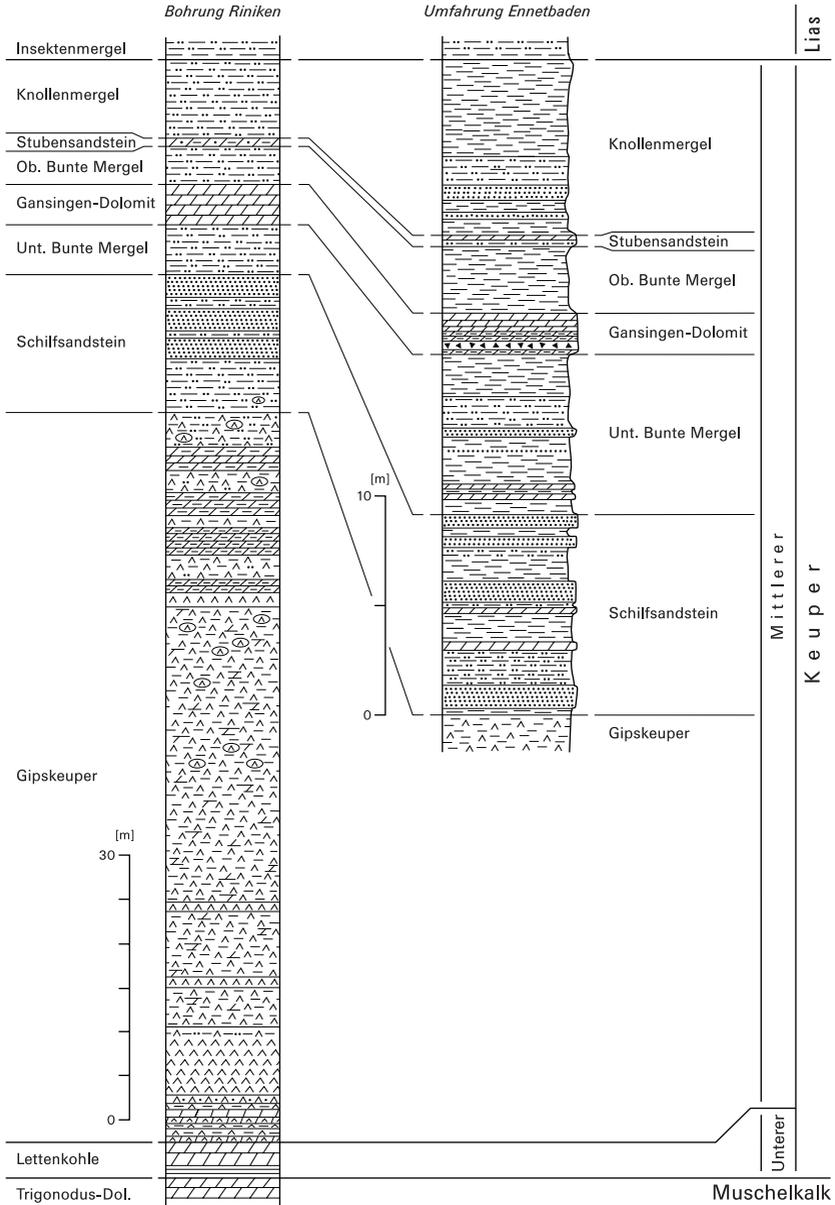


Fig. 3: Lithostratigraphische Profile des Keupers im Gebiet von Blatt Baden. Legende s. Fig. 1, S. 11.

J. F. Schneider konnte 1979 in der Schämbelen bei Mülligen folgendes Profil aufnehmen (NEFF 1980):

- Hangendes: Gipskeuper
- Rauwacke: 0,7 m
- Dolomitbänke mit zwei Mergellagen und Drusen («Grenzdolomit»): 3,6 m
- Rauwacke: 0,1 m
- Dolomit mit Dendriten: 0,4 m
- Dolomitbank mit Fossilresten (Bonebed): 0,45 m
- Estherienschiefer: 0,95 m
- Liegendes: Trigonodus-Dolomit

Ablagerungsmilieu: Übergangsfazies von den marinen Verhältnissen des Muschelkalks zu den kontinentalen des Keupers. Es handelt sich um Ablagerungen eines Flach- oder Wattenmeeres; die artenarme Fauna weist darauf hin, dass zeitweise brackische Verhältnisse herrschten.

Aufschlüsse

Zur Zeit sind im Gebiet von Blatt Baden keine Aufschlüsse der Lettenkohle vorhanden.

Gipskeuper: 80–85 m

Der Gipskeuper ist eine variable, sehr heterogene Einheit, deren Mächtigkeit durch oberflächennahe Auslaugung oft stark verringert ist. In den Bohrungen Böttstein und Weiach wurde er vollständig gekernt, in der Bohrung Riniken nur einzelne Horizonte. Es können fünf sedimentäre Untereinheiten abgegrenzt und mittels Bohrlochlogs zwischen den Bohrungen Riniken, Böttstein und Weiach korreliert werden. Aus der Bohrung Riniken werden diese Untereinheiten vom Hangenden zum Liegenden wie folgt beschrieben (MATTER et al. 1988a):

- Tonstein mit Gips- oder Anhydritknollen: 22,2 m
Oben: Graugrüner und schwarzer, teilweise laminiertes dolomitischer Mergel bis Tonstein mit bis zu 10 cm grossen, lachsroten Gipsknollen. Die Knollen sind oft mit Fasergips umsäumt. Die bis 20 cm grossen Gipsknollen liegen vorzugsweise im graugrünen dolomitischen Tonstein. Der rötliche Tonstein wird von zahlreichen sich kreuzenden Fasergipsklüftchen durchzogen. Mit zunehmender Tiefe treten an Stelle der Gipsknollen Anhydritknollen auf. Unten: Zyklen mit schwarzem Tonstein an der Basis, gefolgt von graugrünem Dolomitmergel, der gegen oben in rötlichen Tonstein übergeht.
- Zyklische Serie: 21,0 m
Zuoberst grünlicher, dolomitischer Mergel mit einzelnen Anhydritknollen und Klüften aus rosafarbenem, faserigem Anhydrit oder Fasergips. Darunter grünlicher dolomitischer Tonstein bis Dolomitmergel mit geschichtetem Anhydrit, der aus Lagen mit deformiertem oder massigem Anhydrit besteht, die durch dünne Tonlagen getrennt werden. An der Basis 0,8 bis 2 m mächtige Kleinzyklen mit Mosaikanhydrit (Chicken-Wire-Anhydrit).
- Fein geschichtete Serie aus Tonstein- und Anhydritlagen: 28,0 m
Bunte tonreiche Abfolge (schwarze, [oliv]grüne und ziegelrote Tonsteinhorizonte). Steil stehende Fasergipsklüfte. Eine 0,9 m mächtige Doppelbank aus gebändertem, massigem Anhydrit und Muscheldolomit kann als Leithorizont für die Korrelation dienen.

- Gebänderter, massiger Anhydrit: 9,0 m
Graubrauner geschichteter Anhydrit, teilweise laminiert, mit einzelnen tonig-anhydritischen Dolomitlagen, selten auch Tonsteinlagen. Keine Anhydrit- oder Fasergipsklüfte.
- Dolomit-Anhydrit-Wechsellagerung: 2,9 m
Grünlicher und hellgrauer, zum Teil laminiertes Dolomitmergel abwechselnd mit beige-braunem Dolomit und grobkörnigem, bernsteinartig glasigem Gips.

Ablagerungsmilieu: Zur Zeit des Mittleren Keupers wurden unter ariden klimatischen Bedingungen und bei sinkendem Meeresspiegel anfänglich marine, dann zunehmend festländische Evaporite ausgeschieden. Die Dolomit-Anhydrit-Wechsellagerung an der Basis des Gipskeupers wurde subaquatisch in abgeschlossenen Lagunen abgelagert. Die darüber folgenden Schichten bildeten sich in Sabkhas durch Eindunstung von zuströmendem salzhaltigem Grundwasser. Diese Salzmarschen lagen nur wenig über dem mittleren Hochwasserniveau, episodische Springfluten unterbrachen zeitweise die Evaporitbildung. Die Ablagerungen der Zyklischen Serie werden als Bodenbildungen interpretiert. Sie entstanden in einer Inlandplaya, die sich an den Sabkhagürtel anschloss. Auch der Tonstein mit Gips- und Anhydritknollen im Dach der Serie ist ein typisches Sediment der Sulfatpedogenese.

Schilfsandstein: 9,0–16,5 m

In der Bohrung Riniken beobachtete man (in Cuttings) grau- und rotgrünen Feinsandstein abwechselnd mit dolomitischem Siltstein. Das Gestein führt Biotit und Hellglimmer sowie Pflanzenhäcksel. Im mittleren Abschnitt wurde Glaukonit beschrieben. Gegen die Basis treten zunehmend Anhydritknollen auf (MATTER et al. 1988a). SENFTLEBEN (1924) beschrieb aus den Gipsgruben bei Oberehrendingen eine 21 m mächtige Abfolge aus weinrotem bis violetter feinsandigem, glimmerigem Mergel mit schwarzem bis grünlich-schwarzem Mergel an der Basis. Der Mergel wird von dünnen, bis maximal 1,6 m mächtigem grünlichem feinkörnigem Sandstein und einzelnen Dolomitlagen unterbrochen. Das Profil beruht auf Aufnahmen von LANG (1910), der die Abfolge in der Mergelgrube detailliert untersuchte. Er korrelierte die Schichten des Mittleren Keupers von der Schwäbischen Alb bis zur Lägeren und schied hier sowohl den Schilfsandstein als auch den Stubensandstein aus.

Ende 2004 wurde der Schilfsandstein beim Tagbau des Umfahrungstunnels Ennetbaden grossflächig aufgeschlossen. Trotz der tektonischen Komplikationen konnte ein vollständiges Profil aufgenommen werden. Die Abfolge ist gut 9 m mächtig und kann in mehrere sedimentäre Zyklen unterteilt werden. An der Basis der Zyklen liegt dunkler dolomitischer Tonmergel, der in grünen und grauen dolomitischen (Fein)Sandstein übergeht. Der Sandstein enthält teilweise in den oberen Lagen knolligen Zellendolomit. Das Dach der Zyklen bilden gelbliche Dolomit- oder Zellendolomitbänke, die sich durch eine intensive Mineralisierung mit Baryt auszeichnen.

Ablagerungsmilieu: Der Schilfsandstein umfasst die Sandsteinkörper einstiger Flussrinnen, die in ein Umgebungsgestein aus siltigem Tonstein eingebettet sind. Die frühen Läufe des Schilfsandsteinflusssystemes gruben sich zu Beginn in die Gipskeuperebene ein, deshalb liegen die ältesten Teile der Rinnen in Anhydrit führenden Tonen und Mergeln. Mit zunehmender Sedimentation entwickelte sich ein Nebeneinander von sandigen Ablagerungen in den Rinnen (Schilfsandstein) und feinen Überschwemmungssedimenten mit Bodenhorizonten, die im Zwischengelände abgelagert wurden. Stellenweise vorhandener Glaukonit weist auf den teilweise marinen Ursprung des Sandsteins. Durch einen Meeresspiegelanstieg ertranken die Flusstäler, und es bildeten sich langgezogene Ästuarie, in denen sich die Sandfracht der Schilfsandsteinflüsse abgelagerte.

Untere Bunte Mergel: 4,75–7,20 m

In der Baugrube der Umfahrung Ennetbaden blut- bis ziegelroter toniger, lagenweise auch feinsandig-siltiger, dolomitischer Tonmergel. Einzelne Lagen zeigen grüne Flecken (Reduktionshöfe), die vermutlich auf Wurzeln zurückzuführen sind. Der Tonmergel ist ungeschichtet. Eine 40 cm mächtige Bank eines graugrünen, kompakten Sandsteins ist in die Mergel eingeschaltet.

Ablagerungsmilieu: Die Unteren Bunten Mergel kamen in einer weiten küstennahen Playa zur Ablagerung. Das feinkörnige Sediment hat seinen Ursprung im Böhmisches Festland und wurde durch episodische Schichtfluten abgelagert.

Gansingen-Dolomit: 1,9–4,5 m

SENFLEBEN (1924) beschrieb aus der Gipsgrube bei Oberehrendingen zwei gelbe harte, plattige Dolomitbänke von insgesamt 2,7 m Mächtigkeit («Hauptsteinmergel»). Er beobachtete darin weder konglomeratische noch sandige Beimengungen. Aus der Bohrung Riniken liegen keine detaillierten Angaben vor, da dieser Bereich mit dem Rollenmeißel gebohrt wurde. Die Mächtigkeit des Dolomits wurde mittels des Gammalogs mit rund 4,5 m bestimmt. In der Bohrung Beznau (Nagra 1984) fanden sich laminiertes Dolomit (Stromatolithe) und Dolomitmikriten aus grauen, aufgearbeiteten Mergelkomponenten.

In den Aufschlüssen der Umfahrung Ennetbaden konnte ein ca. 1,9 m mächtiger Gansingen-Dolomit beobachtet werden. Es zeigte sich vom Hangenden zum Liegenden folgendes Profil:

- Bis 0,9 m mächtige Lage aus 5–7 cm dicken Dolomitbänken (Dolomikrit) mit grünen Mergelfugen.
- Rund 0,4 m graugrüne, fein geschichtete, fein laminierte Dolomitplatten (Stromatolithe) in grünem Mergel.
- Etwa 0,4 m harte Dolomitmikrite aus bis 10 cm grossen, teilweise eckigen Komponenten, die teilweise eingeregelt sind. Sie sind meist kaum gerundet, es handelt sich dabei

oft um aufgearbeitete Laminite. An der Basis der Bank kleinere Silt- und Tonsteinkomponenten.

- 0,2 m grüner, dolomitischer Mergel mit cm-grossen, beige-braunen gerundeten Knollen, vermutlich Algenbildungen.

Die harten, von weichem Mergel umgebenen Dolomitlagen wurden teilweise tektonisch zerbrochen. Die Abfolge der Lithologien konnte aber zuverlässig ermittelt werden, lediglich die Mächtigkeiten sind vermutlich in den mergeligen Lagen leicht reduziert.

Ablagerungsmilieu: Der Gansingen-Dolomit wurde in einem seichten, küstennahen Meeresbereich unter leicht hypersalinen Bedingungen abgelagert (WILDI 1976).

Obere Bunte Mergel: 3,1–4,4 m

Die Oberen Bunten Mergel und der hangende Knollenmergel unterscheiden sich lithologisch kaum. Sie können lediglich durch den Stubensandstein auseinander gehalten werden.

Die Oberen Bunten Mergel werden von bunt geflecktem, rotem oder violettrottem dolomitischem Tonmergel gebildet. Darin treten einzelne violette Lagen aus feinsandigem Dolomit auf. Das Gestein zeigt keine Schichtung und zerfällt in kleine Brocken. In der Bohrung Riniken wurde dolomitischer Tonmergel und Dolomitmergel (aus Cuttings) beschrieben. An zwei Proben wurde ein Dolomitgehalt von 53 % bestimmt.

Stubensandstein: bis 2,5 m

Der Aargauer Jura liegt am westlichen Rand des Verbreitungsgebietes der Stubensandsteinschüttung; die Flussablagerung ist darum hier nicht typisch ausgebildet. Da die Schüttungen des Stubensandsteins über längere Zeit erfolgten, können die Ablagerungen in verschiedenen Niveaus auftreten. An der Lägeren liegen sie nach LANG (1910) direkt auf dem Gansingen-Dolomit. In der Bohrung Riniken und in Ennetbaden konnten hingegen die Oberen Bunten Mergel ausgedehnt werden.

Die stratigraphische Einordnung des Stubensandsteins in der Nordschweiz ist problematisch. Er tritt im Gebiet von Blatt Baden nicht als heller, arkoseartiger Sandstein auf, sondern als Dolomitmergel. Der Stubensandstein, wie er in den Aufschlüssen der Umfahrung Ennetbaden angetroffen wurde, ist dem Vorkommen in der Bohrung Weiach sehr ähnlich. Damit bestätigt sich die Einstufung von MATTER et al. (1988b), wonach die Stubensandsteinvorkommen der Nordschweiz als westlichste Ausläufer der Sandschüttungen vom Böhmisches Festland zu betrachten sind. In der Bohrung Beznau, knapp 10 km nordwestlich von Ennetbaden, wurde kein Stubensandstein angetroffen. Die fluviatilen Schüttungen verzahnen sich hier mit den vorherrschenden Playaablagerungen. BRENNER

(1973) und NAGEL (1990) parallelisierten den Stubensandstein des Wutachgebietes mit dem Gansingen-Dolomit im Aargauer Jura. Nachdem aber in der Bohrung Weiach über Gansingen-Dolomit auch Stubensandstein erschlossen wurde, kann diese Korrelation nicht aufrechterhalten werden.

LANG (1910) beschrieb aus den Gipsgruben bei Oberehrendingen einen hellen konglomeratischen Sandstein mit Dolomitkomponenten in Kiesfraktion, der nach oben in dolomitischen tonigen Sandstein übergeht. Dieser Stubensandstein liegt direkt auf dem Gansingen-Dolomit, die Oberen Bunten Mergel fehlen. Die Mächtigkeit des Stubensandsteins beträgt 2,50 m. In der Bohrung Riniken wurden aufgrund des Quarzgehaltes der Cuttings maximal 0,8 m Stubensandstein ausgeschieden.

In Ennetbaden ist der Stubensandstein 0,48 m mächtig. Die Schicht kann zweigeteilt werden:

- Oben eine 0,23 m mächtige Bank eines grünlichgrauen, sandigen, fein geschichteten, dolomitischen Tonmergels mit dunklen Feinsandlagen (Quarz?) und feinen brekziösen Lagen. Die Basislage zeigt beigefarbene Flecken. Das Sediment ist kreuzgeschichtet, und auch in der Feinschichtung zeigen sich kleine Aufarbeitungsflächen, die die liegenden Schichten diskordant abschneiden (Rippelschichtung).
- Unten 0,25 m grünlichgrauer Dolomitmergel mit schwach gerundeten Dolomitmergelgeröllern, die meist einige Millimeter, vereinzelt auch mehr als 1 cm gross sind. Unter den Geröllern kommen auch dunkle gerundete Quarzkomponenten vor. In der Mitte der Schicht tritt eine Lage aus grünem Tonmergel mit weinroten Flecken auf, der stellenweise eine Feinschichtung mit Aufarbeitungslagen zeigt (Rippelschichtung).

Ablagerungsmilieu: Beim Stubensandstein handelt es sich um eine Flussablagerung, deren Material zum Teil vom Böhmischem Festland stammt. Aus diesem Liefergebiet kommen die eingestreuten Quarzkörner und Quarzsandlagen, während der teilweise hohe Anteil an Dolomitmergel durch lokale Aufarbeitung zustande gekommen ist.

Knollenmergel: ca. 8–9 m

Gut 8 m mächtiger, kaum geschichteter rötlichgrauer, grüner und roter dolomitischer Tonmergel. Knollen wurden in Ennetbaden nicht beobachtet. Zoberst eine 0,8–0,9 m mächtige Lage eines hellgrauen Dolomitmergels. Die Oberfläche der Keuperablagerungen ist eben und zeigt weder Grabspuren noch Wurzelreste.

Ablagerungsmilieu: weite, wenig gegliederte Playa, in welche die Stubensandsteinflüsse mündeten. Sie brachten beim herrschenden ariden Klima wohl nur zur Regenzeit Wasser. Bei diesen Schichtfluten wurden die Mergel abgelagert, dabei bildeten sich in den abflusslosen Senken zeitweise kleine Seen und Tümpel.

Aufschlüsse des oberen Mittleren Keupers (Schilfsandstein–Knollenmergel)

In der verfallenen Grube beim Bollhölzli (Koord. 668.360/259.650) ist der obere Mittlere Keuper durch Lesesteine belegt. Die Schichten können hier teilweise aufgedigelt werden. Unbedeutende Aufschlüsse finden sich in der Umgebung der überwachsenen Gipsgruben.

Oberer Keuper

«Rhät»

Der Obere Keuper, das «Rhät», fehlt im östlichen Aargauer Jura; das Gebiet war Teil einer Nord-Süd gerichteten Hochzone, auf der keine Sedimentation erfolgte. Zwischen dem obersten Knollenmergel und dem Insektenmergel des Lias liegt, wie einleitend erläutert, eine erhebliche Schichtlücke. Ein Zeitraum von rund 7 Millionen Jahren ist nicht durch Gesteine dokumentiert. Anzeichen für eine stärkere Erosion des Mittleren Keupers sind jedoch nicht vorhanden.

JURA

Im stratigraphischen Sinn wurde der Name Jura erstmals 1795 von A. von Humboldt verwendet. Er übertrug den Namen des Schweizer Juragebirges auf die weissen Kalke und nannte sie Jurakalke. A. Brongniart erweiterte 1829 den Begriff auf die gesamte Abfolge, die danach durch L. von Buch 1837 in drei Abschnitte unterteilt wurde. Schliesslich etablierte F. A. Quenstedt 1843 die Namen Schwarzer, Brauner und Weisser Jura, wobei er jeden Abschnitt in sechs «Stufen» unterteilte, die er mit den ersten Buchstaben des griechischen Alphabets (α - ζ) bezeichnete. Er definierte für alle Schichten Leitfossilien. A. Oppel verfeinerte Quenstedts System und verknüpfte es weltweit; er definierte 33 Zonen. R. Schlegelmilch (1985–1994) führt bereits 74 Ammonitenzonen auf, die weiter in Subzonen unterteilt werden. Die heute verwendeten Namen Lias (= Früher Jura), Dogger (= Mittlerer Jura) und Malm (= Später Jura) stammen von Bezeichnungen englischer Steinbrucharbeiter.

Die wichtigsten stratigraphischen und sedimentologischen Bearbeiter der Region sind: MOESCH (1867a, b), MÜHLBERG (1902a, b), SENFTLEBEN (1923, 1924) und BLÄSI (1987) für den Jura im Allgemeinen, JORDAN (1983) für den Lias, BURKHALTER (1993, 1996), ALLIA (1996) und WETZEL & ALLIA (2003) für den frühen Dogger, SCHMASSMANN (1945), GONZALEZ (1993) und GONZALEZ & WETZEL (1996) für den mittleren Dogger, BITTERLI (1977, 1979) für den späten Dogger sowie GYGI (1969ff.), GYGI & PERSOZ (1986) und ALLENBACH (2000) für den Malm.

Verbreitung

Die Gesteine der Jurazeit liegen im Gebiet von Blatt Baden grossenteils unter den Ablagerungen des Tertiärs und Quartärs verborgen. Sie treten jedoch längs der Lägerenstruktur und ihrer westlichen Fortsetzung aus dem Untergrund hervor. So bilden die Gesteine des Malms den südlichen Abhang der Lägeren und

manchenorts auch die nördliche Front (Nordkeil) dieser Struktur. Im Kern der Struktur erscheinen Lias und Dogger in einigen Aufschlüssen.

Im Nordwesten des Blattes bildet der Malm das Plateau des Villiger Geisbergs am Ostrand des Aargauer Tafeljuras. Im äussersten Nordwesten (Lokalität Röt) hat die Erosion mit der Annäherung an die Mandacher Überschiebung auch die tieferen Juraformationen freigelegt. Östlich der Aare treten Gesteine des Malms am Iberig und vom Steinenbühl gegen Eendingen im Tal des Littenbachs (Lochhäuli, Chalchtaeren) hervor.

Paläogeographie

Mit der Jurazeit begann eine Phase anhaltender Bedeckung des nordschweizerischen Ablagerungsraumes durch ein wenig tiefes Schelfmeer, die bis in die Kreidezeit anhielt. In diesem Milieu innerhalb des epikontinentalen Schelfs beeinflussten vor allem Meeresspiegelschwankungen und ein teilweise durch geringfügige syndimentäre tektonische Bewegungen verursachtes topografisches Relief die Art der Sedimentation.

Im Frühen Jura wurde die im Süden liegende, vom Vindelizischen Festland abgetrennte Alemannische Insel (MÜLLER et al. 1984: Fig. 34) allmählich überflutet, lieferte aber anfänglich immer noch Sand aus vergrusten Kristallingesteinen ins Meeresbecken, der zeitweise auch die Gegend von Blatt Baden erreichte. Während der Liaszeit entwickelte sich der Ablagerungsraum allmählich zu einem landferneren, durch submarine Schwellen gegliederten Flachmeer.

Nachdem im Frühen und zu Beginn des Mittleren Juras in weiten Gebieten siliziklastische Sedimentation überwog, bildete sich während des übrigen Mittleren Juras am Ostrand des Pariser Beckens eine ausgedehnte Karbonatplattform, die Burgunder Plattform (Keltische Fazies). Mit dem Hauptrogenstein erreichten die ersten Seichtwassersedimente dieser Plattform den Westrand des Kartengebietes. Das restliche Gebiet lag im Übergang von der Plattform zum Schwäbischen Becken (Schwäbische Fazies). Die Sedimente des Doggers sind reich an eisenoolithischen Horizonten, die für die Gliederung der Abfolge eine wichtige Rolle spielen. Ihre Bildung hängt zusammen mit lateritischer Verwitterung auf dem Festland bei warmem, humidem Klima, wobei Eisen gelöst und in das Meer geschwemmt wurde, sowie mit Mangelsedimentation und Omission im Ablagerungsraum. Die Grenze zwischen dem Mittleren und dem Späten Jura ist durch eine Schichtlücke geprägt, deren zeitlicher Umfang im Untersuchungsgebiet rund 9 Millionen Jahre beträgt.

Während des Späten Juras lag die Nordschweiz im Einflussbereich der Burgunder Plattform, an deren Ostrand bei subtropischem Klima Korallenbioherme wuchsen und sich zeitweise auch ein eigentlicher Riffgürtel entwickelte. Im tieferen Wasser östlich der Plattform gediehen Schwammmrasen. Vom Rheinischen Festland her wurde siliziklastisches Material geschüttet, was zur Bildung des Effin-

gen-Members der Wildegg-Formation führte. Zu dieser Zeit dürfte synsedimentäre Tektonik lokal verstärkte Absenkungen bewirkt haben (ALLENBACH 2000), denn diese Ablagerungen erreichen im Kartengebiet bis zu 260 m Mächtigkeit. Anschliessend progradierte die Burgunder Plattform über die Beckenablagerungen des Effingen-Members. Die terrigene Schüttung von Norden liess nach, und die Sedimentation wurde karbonatreicher. Die Villigen- und die Burghorn-Formation, die jüngsten noch erhaltenen Juraschichten im Kartengebiet, wurden im Übergangsbereich von der Plattform ins Schwäbische Becken abgelagert.

Lias

Die Schichten des Lias sind im Gebiet von Blatt Baden nur in bescheidenem Mass aufgeschlossen. Am besten sind noch die Angulaten- und Arietenschichten sichtbar, die als hartes Felsband aus den Mergeln und Tonen hervorwittern. Der gesamte Lias wurde in der Bohrung Riniken gekernt, so dass hier ein vollständiges Profil gewonnen wurde (Fig. 4, s. a. Tab. 1). Die Schichten des Lias wurden aufgrund der geringen Mächtigkeit und der schlechten Aufschlussverhältnisse bei der Kartierung zusammengefasst.

I Insektenmergel bis Jurensis-Schichten

Insektenmergel (Pylonotenschichten): 9–10,5 m

Bohrung Riniken: schwarzgrauer schwach kalkiger und sandiger Ton. Der Karbonatgehalt beträgt unten 3%, oben 14%; der Quarzgehalt liegt bei 8–10%. Quarz tritt vor allem in den hellen fein laminierten bis gerippten Sandlagen auf, die das Gestein regelmässig durchziehen. Einzelne Schilllagen im oberen Teil und feste graue Muschelbänke unterbrechen den Ton. In der Baugrube der Umfahrung Ennetbaden waren ca. 5 m bituminöser, fein geschichteter Tonmergel mit hellen, bis 1,5 cm mächtigen Siltsteinbänkchen mit Kreuzschichtung aufgeschlossen. Die Abfolge zeigt vermutlich nicht die ganze Mächtigkeit, da der auflagernde Arietenkalk tektonisch stark reduziert ist. Fossilien wurden keine gefunden. Die Auflagerungsfläche auf dem Steinmergel im Dach des Keupers ist eben und ohne Bohr- oder Grabs Spuren.

HEER (1865) beschrieb von der Lokalität Schämbelen (WNW Mülligen, Koord. 659.310/256.980) zwischen Keuper und Gryphitenkalk eine 10,40 m mächtige Mergelabfolge des frühen Lias. Die Gesteine waren lagenweise fossilreich, HEER (1865) fand darin sowohl festländische als auch marine Formen: festländisch sind die zahlreichen Insekten, darunter Geradflügler, Gitterflügler, Käfer, Hymenopteren und Schnabelinsekten sowie die Landpflanzen *Cycadites* sp., *Ptero-*

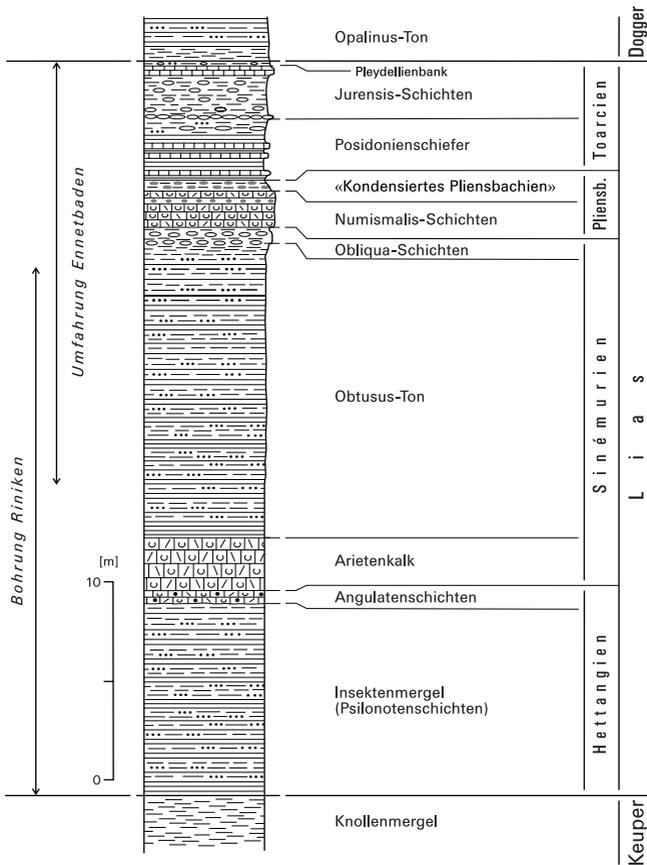


Fig. 4: Lithostratigraphisches Sammelprofil des Lias im Gebiet von Blatt Baden. Legende s. Fig. 1, S. 11.

phyllum sp., *Nilsonia* sp., *Araucarites* sp., *Thuites* sp., marin die Ophiuren, Seeigel, Crinoiden, Ammoniten, Krebse und Fische. Unter den Ammoniten zeigen *Psiloceras planorbis*, *P. longipontinum* und *Schlotheimia angulata*, dass die Sedimentation der Insektenmergel vom frühen bis zum späten Hettangien dauerte. Im Sommer 2004 wurde das Profil unter Leitung von Dr. W. Etter vom Naturhistorischen Museums Basel freigelegt und neu bearbeitet. Nach JORDAN (1983) wird die Fazies des Insektenmergels gegen Osten zunehmend älter.

Ablagerungsmilieu: Der Insektenmergel wurde in einer geschützten Lagune abgelagert.

Angulatenschichten: Bohrung Riniken 0,73 m

Bei den Angulatenschichten handelt es sich um hellgrauen schlierig verwühlten, teilweise eisenschüssigen Kalk und rotbraunen, teilweise ankeritischen eisenoolithischen Kalk. Sie sind reich an Crinoiden und Muscheln. Ein Teil der Schichten bildet einen Hartgrund mit taschenartigen Höhlen, die mit tonigem Material und Kalkgeröllen sowie phosphoritisierten Steinkernen von Ammoniten und Brachiopoden gefüllt sind. Im Dach des Hartgrundes liegt ein Schalenpflaster mit Gryphäen. Der Kontakt zum liegenden Insektenmergel ist erosiv.

Die Angulatenschichten bilden zusammen mit dem hangenden Arietenkalk eine gut erkennbare Geländekante. Lithologisch können sie durch ihre Eisenoxidführung vom Arietenkalk unterschieden werden (Bohrung Riniken).

Ablagerungsmilieu: Belebtes Flachmeer mit geringer terrigener Sedimentzufuhr. Bei zeitweise hoher Wasserenergie wurde der Meeresboden aufgearbeitet und frei von Sediment gehalten.

Arietenkalk: Bohrung Riniken 2,51 m

Harter, dunkler, braun anwitternder spätiger Kalk (Biomikrit) mit geringem Feinsandgehalt. Die Bankmächtigkeiten betragen 0,15–0,4 m. Das Gestein zeigt ein stark durchwühltes Gefüge mit dunklen Grabspuren. In der mikritischen Grundmasse liegen zahlreiche Fossiltrümmer (Bivalven, Crinoiden, Foraminiferen), es treten auch einige Muschelschilllagen mit grossen Gryphäenschalen auf (Gryphitenkalk). In Ennetbaden und im Gebiet Rieden (SE Oberehrendingen) fanden sich Reste grosser Ammoniten. Das Gestein zeigt eine intensive diagenetische Überprägung durch Neubildungen von Ankerit. Einige Schichtflächen weisen Eisensulfid und Phosphorit unter tonigen Schichtfugen auf; es handelt sich dabei um Hartgründe.

Ablagerungsmilieu: Gut durchlüfteter Flachmeerbereich mit weniger als 10 m Wassertiefe.

Obtusus-Ton: Bohrung Riniken 13,78 m

Hell anwitternder siltig-sandiger Ton- oder Mergeltonstein. Der grosse Sand- und Siltgehalt äussert sich in hellen Lagen, die den dunklen Ton durchziehen. Das Gestein ist stark durchwühlt, es treten pyritisierte knotig-wulstige Frassgangfüllungen auf. Pyrit liegt fein verteilt und in eingesprengten Kristallen vor. Die Abfolge ist fossilarm, nur ganz vereinzelt finden sich Schalenklappen von Muscheln. Der Tongehalt liegt bei 40–50 %, der Karbonatgehalt bei 10 % (Bohrung Riniken). Der Obtusus-Ton zeigt regional eine auffallend konstante Mächtigkeit (Frick 13,70 m, Riniken 13,78 m, Weiach 13,33m).

Ablagerungsmilieu: Flachmeer, tiefer als bei der Ablagerung des Arietenkalks.

Obliqua-Schichten: Ennetbaden 0,70 m

Tonig-siltiger Mergel mit Knauern. Die Obliqua-Schichten gehen ohne deutliche Grenze aus dem Obtusus-Ton hervor, die Schichtgrenze wird mit dem Einsetzen von Knauern gezogen. In Ennetbaden schliessen sie mit einem rostigen Mergel ab, in welchem die Knauer angereichert sind. Diese zeigen eckige Formen und Anzeichen von Korrosion. Über diesem Hartgrund liegt ein wenige Zentimeter mächtiger, dunkler toniger Mergel mit Gryphäen und Belemniten.

Aus der Bohrung Riniken werden glaukonitischer, spätinger Tonmergel und harter, sandiger, schlieriger Biomikrit beschrieben, im Wechsel mit bräunlichen, phosphoritisierten, schwartenartigen Knollenlagen, die in dunkle Mergelsäume eingebettet sind. Die Grabgänge sind mit diagenetischem Sideritparit gefüllt.

Numismalis-Schichten: Ennetbaden 1,60 m

Harte, grauschwarze, braun anwitternde biomikritische Kalkbänke und dünne Mergelfugen. Das Gestein wird von dunklen Grabspuren durchzogen. Die oberste, etwa 0,95 m mächtige Bank enthält in der Mitte eine rund 0,2 m mächtige kalkarenitische Aufarbeitungslage mit hellen phosphoritischen Knollen. Die Lage ist fossilreich, es treten vor allem Lamellibranchier, Brachiopoden, Austern und Echinodermen sowie inkohlte Holzreste auf.

In der Bohrung Riniken besteht die Abfolge aus dunkelgrauem spätingem, glaukonitischem Tonmergel mit zahlreichen Belemniten. Den Übergang zum Posidonienschiefer bildet fleckiger glaukonitischer Kalkmergel.

«Kondensiertes Pliensbachien»: Ennetbaden 0,40 m

Dunkler, braun bis rostbraun anwitternder Mergel mit zahlreichen aufgearbeiteten, teilweise schwarz umkrusteten und phosphoritisierten Knollen, die teilweise korrodierte Oberflächen aufweisen. Die Lage enthält ausserordentlich viele Belemniten, daneben Ammoniten, Lamellibranchier, Brachiopoden und Gastropoden. Unter den Ammoniten fanden sich *Lytoceras* sp. und *Aegoceras* sp., welche ein Pliensbachien-Alter belegen.

Ablagerungsmilieu von Obliqua-Schichten, Numismalis-Schichten und «kondensiertem Pliensbachien»: Der so genannte «mittlere Lias» ist im östlichen Aargauer Jura stark reduziert. Die geringe Sedimentationsrate und die Hartgrundbildungen sind vermutlich darauf zurückzuführen, dass das Gebiet eine submarine Schwelle bildete. Der freiliegende Meeresboden wurde phosphoritisiert und mit inkrustierenden Organismen überzogen. Die Wasserenergie war offenbar zeitweise gross genug, um Hartgrundkrusten aufzuarbeiten, wobei Knollenlagen entstanden.

Posidonienschiefer: 2,95–5,00 m

Im Profil Ennetbaden kann die Schicht zweigeteilt werden: Unten 1,15 m typischer schwarzer, graubraun anwitternder, dünn spaltender Posidonienschiefer, bituminös, mit vier Stinkkalkbänken. Auf den Schichtflächen treten ab und zu Ammoniten (*Dactyloceras* sp., *Harpoceras* sp.), «Posidonien» (*Bositra buchi*) und inkohlte Holzreste auf. Unter einer Stinkkalkbank fand sich eine 2–3 cm mächtige Lage mit der Grabspur *Chondrites bollensis*. Oben 1,80 m kalkreicher, lagenweise auch sandigen, bituminöser Posidonienschiefer, der in dickere Platten zerfällt. Die Schicht enthält einzelne härtere Knauerlagen (Kalkarenit). Die obersten 0,25 m sind reich an Belemniten.

SENFLEBEN (1923) beobachtete im Bett des Baches, der von Eichtal nach Chappellerhof fließt, eine vergleichbare Abfolge. Er führt einige Fossilfunde an: *Inoceramus dubius*, *Posidonomya bronni*, die Hälfte eines Skelettes des Fisches *Leptolepis bronni* sowie Fischschuppen. Am Rauschenbach, weiter westlich, fand er zahlreiche plattgedrückte Ammoniten: *Harpoceras lythense*, *Dactyloceras commune*, *Dactyloceras anguinum*, weiter die Muschel *Pecten contrarius* und die Grabspur *Chondrites bollensis*. WILD (1968) beschrieb Knochenreste eines Plesiosauriers aus einer Fundstelle in Ennetbaden.

In der Bohrung Riniken besteht der Posidonienschiefer zur Hauptsache aus bräunlichgrauem Ton- und Kalkmergel mit hellen feinsandig-siltigen Laminae. Eingeschaltet sind drei feinkalkarenitische, laminierte Stinkkalkbänke. An der Basis tritt Glimmer führender Kalkmergel mit Pflanzenhäcksel und Abdrücken grosser Posidonien auf. Zuoberst liegt ein flaseriger, fein laminiertes, braungrauer Kalkmergel mit Schalenpflastern (Feinschillagen) und einzelnen Belemnitenresten, die von Pyritausblühungen umgeben sind. Die ganze Abfolge ist bituminös.

Ablagerungsmilieu: Der Posidonienschiefer wurde in einer Wassertiefe von 20 bis 50 m in stagnierendem Milieu mit geringer Sedimentationstrate und vorwiegend unter anaeroben Bedingungen abgelagert. Bei tropisch warmem Klima bildete sich in durch Schwellen abgetrennten Beckenbereichen eine Schichtung mit warmem Oberflächenwasser, die Planktonblüten ermöglichte; abgestorbenes Plankton sank in die Tiefe und führte in der Bodenschicht zu anaeroben Verhältnissen. Es bildete sich Faulschlamm, wobei der sich bildende Schwefelwasserstoff das Bodenleben abtötete. Lagenweise sind Schichtflächen mit «Posidonien» überzogen, was auf kurzzeitige aerobe Phasen in den Bodenschichten hinweist. Die Muschelpflaster werden episodischen Sturmereignissen zugeschrieben, die das Wasser durchmischten und Sauerstoff an den Grund der Meeresbecken brachten (RIEGRAF et al. 1984, RIEGRAF 1985, KUHN & ETTER 1994).

Jurensis-Schichten: 2,75–4,05 m

Hellgrauer, beige-grau anwitternder, teilweise feinsandiger Mergel oder Tonmergel mit zahlreichen Knauern (meist kleiner als 15 cm). Eine rostige Lage an der

Basis bildet die Grenze zum Posidonienschiefer. Die untersten 0,9 m enthalten zahlreiche Belemniten und Ammoniten (*Grammoceras* sp.). In dieser Lage findet sich ab und zu Baryt auf Klüftflächen. Den oberen Abschluss der Jurensis-Schichten bildet die 0,3–0,5 m mächtige Pleydellienbank. Es handelt sich um hellgrauen, beige anwitternden feinsandigen Mergel mit Kalkknauern. Die Schicht enthält zahlreiche gut erhaltenen Ammoniten (*Pleydellia* sp.), die in der Verwitterungszone zu rotem Mulm zerfallen.

In der Bohrung Riniken (MATTER et al. 1988a) bestehen die Jurensis-Schichten aus dunkelgrauem flaserigem, feinsandigem Tonmergel mit hellgrauen knollig-wulstigen Kalkknauern. Die Knauer machen etwa 20% des Gesteins aus. Tonmergel und Knauer sind fossilreich (Belemniten, Ammoniten, Aptychen und Bivalven). In den Knauern sind die Fossilien weniger dicht gepackt, da die Konkretionen frühdiagenetisch, vor dem Einsetzen stärkerer Kompaktion, gebildet wurden. Das Gestein zeigt intensive Wühlspuren. In den untersten Lagen treten Anhäufungen von Belemnitenrosten auf. Die Ammoniten liegen meist in Form korrodierter phosphoritisierter Steinkerne mit Pyritüberzügen vor.

Die Jurensis-Schichten sind aufgrund des höheren Karbonatgehaltes heller als der Opalinus-Ton. Die Grenze zu diesem wird beim Aussetzen der Glaukonitführung gezogen, welche die obersten Jurensis-Schichten auszeichnet. Sie fällt nicht genau mit der Lias/Dogger-Grenze zusammen, welche innerhalb der Jurensis-Schichten liegt. Sie konnte in der Bohrung Riniken durch Funde von *Pleydellia* cf. *aalensis* (Toarcien) und *Leioceras* cf. *opalinum* (Aalénien) festgelegt werden. Dieser Befund wurde durch TRÖSTER (1987) mikropaläontologisch bestätigt.

Ablagerungsmilieu: Die Jurensis-Schichten wurden unter aeroben Verhältnissen in einem grösstenteils ruhigen marinen Milieu abgelagert. Im Gebiet von Blatt Baden ist die Mächtigkeit der Jurensis-Schichten gegenüber der Umgebung geringer.

Aufschlüsse des Lias

Bei der Schürwisen oberhalb der ehemaligen Gipsgruben bei Oberehrendingen stehen Teile des Arietenkalks an. In der stillgelegten Tongrube südlich von Schinznach-Bad sind die Schichten des mittleren und oberen Lias nördlich der Grubenzufahrt aufgeschlossen, die Abfolge ist allerdings tektonisch stark gestört und nicht vollständig. Die Mächtigkeiten sind stark reduziert.

Ende 2004 wurde in der Baugrube für die Umfahrungsstrasse Ennetbaden ein Profil durch den Lias aufgeschlossen. Das Vorkommen lag nur wenige Dekameter über einer Überschiebung, weshalb das Profil im Bereich des Arietenkalks tektonisch gestört war. Die Abfolge vom mittleren Obtusus-Ton bis zu den Jurensis-Schichten war jedoch vollständig und konnte zuverlässig aufgenommen werden. Die folgende Tabelle gibt eine Übersicht über diese Abfolge.

Tabelle 1: *Obliqua-Schichten – Jurensis-Schichten. Vergleich der Profile Ennetbaden und Riniken.*

<p>Umfahrung Ennetbaden Aufnahme P. Bitterli-Dreher, 2004</p>	<p>Bohrung Riniken MATTER et al. (1988a)</p>
<p><i>Jurensis-Schichten: 2,75 m</i> Hellgrauer, beige-grau anwitternder, teilweise feinsandiger Mergel oder Tonmergel mit zahlreichen Knauern. Zuoberst kann die ca. 30 cm mächtige Pleydellienbank mit den charakteristischen Ammoniten (u.a. <i>Pleydellia aalensis</i>) ausgeschieden werden. Die untersten 0,9 m enthalten Belemniten und Grammozeraten. Eine rostige Knauerlage an der Basis bildet den Übergang zum Posidonienschiefer.</p>	<p><i>Jurensis-Schichten: 4,05 m</i> Dunkelgrauer flaseriger, feinsandiger Tonmergel mit hellgrauen knollig-wulstigen Kalkknauern (etwa 20% des Gesteins). Fossilreich und mit Wühlspuren. In den untersten Lagen Anhäufungen von Belemnitenrosten. Lithostratigraphische Grenze zum Opalinus-Ton durch hellere Gesteinsfarbe. Grenze Dogger/Malm liegt innerhalb der Jurensis-Schichten; Funde von <i>Leioceras opalinum</i> (Aalénien) und <i>Pleydellia aalensis</i> (Toarcien).</p>
<p><i>Posidonienschiefer: 2,95 m</i> Unten ca. 1,15 m bituminöser, in dünne Platten spaltender Posidonienschiefer mit Schalengrus und wenigen Ammoniten auf den Schichtflächen. Eingelagert sind vier helle Stinkkalkbänke (Kalkarenit und Kalkmikrit, teilweise fein geschichtet). Ammoniten (<i>Dactyloceras</i> sp.) und «Posidonien». Oben 1,80 m kalkreicherer, gegen oben auch sandiger Posidonienschiefer, der dickbankig zerbricht. Er enthält einzelne härtere Knauerlagen (schwarzer Kalkarenit). Die obersten 0,25 m sind reich an Belemnitenrosten («Belemnitenschlachtfeld»).</p>	<p><i>Posidonienschiefer: 5,00 m</i> Bräunlicher bituminöser Ton- und Kalkmergel, fein laminiert, mit drei eingeschalteten Stinkkalkbänken. An der Basis Glimmer führender Kalkmergel mit Pflanzenhäcksel und Abdrücken grosser «Posidonien». Oben flaseriger, fein laminiertes Kalkmergel mit Schalenpflastern (Feinschillagen) und einzelnen Belemniten mit Pyritausblühungen.</p>
<p>«<i>Kondensiertes Pliensbachien</i>»: 0,40 m Dunkler, braun anwitternder Mergel mit zahlreichen aufgearbeiteten, teilweise schwarz überkrusteten Knollen (cm- bis dm-gross). Im frischen Gestein erkennt man helle (phosphoritische) Knollen. Die Lage enthält viele Belemniten. Weitere Fossilien sind: Ammoniten (<i>Lytoceras</i> sp., <i>Aegoceras</i> sp.), Gryphäen, Gastropoden, Brachiopoden, Lamellibranchier.</p>	<p><i>Numismalis-Amaltheen-Schichten: 2,45 m</i> Oben 1,06 m dunkelgrauer spätiger, glaukonitischer Tonmergel mit zahlreichem Belemniten, im Dach eine 0,25 m mächtige harte, glaukonitische Sandkalkbank, auf deren Oberfläche ein Steinkern von <i>Acanthopleuroceras</i> cf. <i>maugenessi</i> die Ibx-Zone (Frühes Pliensbachien) belegt. Unten wechselt glaukonitischer, spätiger Tonmergel mit hartem, sandigem, verwühltem Kalk (Biomikrit) und Lagen mit bräunlichen phosphoritisierten, schwartenartigen Knollen ab. Die oberste Bank bildet einen Hartgrund aus angebohrten und durchlöcherten phosphoritischen Lagen und Algenkrusten. An Fossilien zeigten sich korrodierte Ammonitengehäuse und einzelne Muschelschalen sowie Crinoiden und Foraminiferen.</p>
<p><i>Numismalis-Schichten: 1,60 m</i> Es lassen sich zwei harte Kalkbänke unterscheiden: Oben eine 0,95 m mächtige grauschwarze, braun anwitternde Kalkbank. In der Mitte der Bank eine 0,20–0,25 m mächtige Aufarbeitungslage (Kalkarenit) mit phosphoritischen Knollen. Die Bankoberfläche ist höckrig und rostrot verfärbt. Unten zwei grauschwarze,</p>	

braun anwitternde Kalkbänke (Biomikrit) mit Echinodermentrümmern und dunklen Grabspuren.

Obliqua-Schichten: 0,70 m

Tonig-siltiger Mergel mit Knauern. Der Übergang zum Obtusus-Ton ist allmählich, die Grenze wurde mit dem Einsetzen der Knauer gezogen. Im Dach sind die Knauer in einer dichten Lage angereichert; sie zeigen Anzeichen von Aufarbeitung und Korrosion und sind in einen rostig anwitternden Mergel eingebettet. Über diesem Hartgrund liegt ein 0,05–0,1 m mächtiger dunkler toniger Mergel, der Gryphäen und Belemniten enthält.

Der auch zum «mittleren Lias» gruppierte Schichtstoss Obliqua-Schichten – «Kondensiertes Pliensbachien» liegt im Gebiet von Blatt Baden in kondensierter Form vor. Da in der Bohrung Riniken die Unterteilung mit Fossilien nicht möglich war, fassten MATTER et al. (1988a) ihn unter der Bezeichnung «Numismalis- und Amaltheen-Schichten» zusammen, wobei sie offen liessen, ob möglicherweise vorhandene Obliqua-Schichten darin eingeschlossen sind.

Dogger

a₁ Opalinus-Ton: 120 m

Dunkelgrauer bis schwarzer fein geschichteter Ton- und Siltstein mit einzelnen Feinsandlagen, Pyrit und Glimmer führend; lagenweise treten knollige, teilweise sideritische Karbonatbänkchen auf. Der Opalinus-Ton bildet im Gelände meist fette, flach liegende Wiesen.

In der Bohrung Riniken wurde der Opalinus-Ton gekernt, seine Mächtigkeit betrug 119,79 m. Im Durchschnitt wies er dort folgende Zusammensetzung auf: 12% Karbonat, 10–15% Quarz (Silt- und Feinsand), bis 1,7% organischer Kohlenstoff, der Rest Tonmineralien.

In guten Aufschlüssen können folgende Lithofaziestypen unterschieden werden (ALLIA 1996, WETZEL & ALLIA 2003, vgl. auch BLÄSI 1987):

- Homogener Pelit in cm- bis dm-mächtigen Lagen ohne Sedimentstrukturen und mit einzelnen Spurenfossilien. Das Gestein zerfällt bei der Verwitterung in kleine Bröckchen.
- Laminiertes Pelit mit Feinschichtung, die durch Korngrössensortierung verursacht wird (Ton-, Silt- und Feinsandlagen). Das Gestein spaltet parallel zur Schichtung. Diese Fazies wechselt oft mit homogenem Pelit ab.
- Weissliche, 1–5 cm dicke, gradierte Siltlagen, hauptsächlich aus Quarz bestehend. Die Lagen haben eine ausgeprägte Basisfläche, nach oben ist der Übergang graduell und wellig ausgebildet (Flachlinsenschichtung). Neben Parallel- tritt auch Schrägschichtung auf. Die Lagen halten lateral einige Dekameter durch.

- Diskontinuierliche arenitische Lagen (feinkörniger bio- oder siliziklastischer Kalk oder Sand) von bis zu 8 cm Dicke, deren Basis oft erosiv ausgebildet ist. Aufgrund der Bankmorphologie und der Sedimentstrukturen werden die Bänke als Hungerrippen (Starved Ripples) oder geschlossene Rippelschichtung interpretiert. Die Lagen können lateral über einige Dekameter verfolgt werden.
- Kontinuierliche, meist gewellte arenitische Lagen von 1–5 cm Dicke. Das Gestein besteht aus Fossildebris (Echinodermen, Brachiopoden und Mollusken) sowie 10–30% Quarz und ist meist mikritisch, seltener auch sparitisch zementiert. Die Lagen werden je nach Bankdicke als offene Flachlinsen- oder als Dicklinsenschichtung bezeichnet.

Weiter treten im Opalinus-Ton Kalzitkonkretionen auf, die zum Teil lagenweise angereichert sind. Pyrit- und Sideritkonkretionen sind weniger häufig. Oft finden sich in den Konkretionen Fossilreste oder Spurenfossilien. Vereinzelt kann man auch Knollen führende Kalkbänke beobachten, die sich lateral über einige Meter ausdehnen. Sie sind meist gegen 10 cm dick und haben unregelmässige Begrenzungsflächen. Diese Bänke enthalten neben Fossilresten vor allem teilweise angebohrte, randlich mit Pyrit imprägnierte Konkretionen. Die mikritische Grundmasse zeigt meist primäre Sedimentstrukturen.

Ablagerungsmilieu: Aufgrund der lagenweise auftretenden Tempestite (Sturmablagerungen) schätzten ALLIA (1996) und WETZEL & ALLIA (2000) die Wassertiefe auf 20 bis 50 m. Die im ursprünglichen, unkonsolidierten Zustand rund 180–270 m mächtige Abfolge wurde in einem sehr kurzen Zeitintervall von etwa 0,4 Millionen Jahren Dauer (Opalinum-Subzone, frühes Aalénien) abgelagert. Die dazu erforderliche hohe Sedimentationsrate lässt auf ein humides Klima im Liefergebiet schliessen. Da im betrachteten Zeitraum wohl nur geringe eustatische Meeresspiegelschwankungen auftraten, wird für die Bildung des entsprechenden Akkomodationsraumes eine verstärkte Subsidenz des Beckens angenommen (WETZEL & ALLIA 2000).

Aufschlüsse

Im Bachbett des Gipsbaches östlich des Bollhölzli (SE Oberehrendingen, Koord. 668.700/259.850) ist der Opalinus-Ton in kleinen Anrissen zugänglich. Grossflächige Aufschlüsse finden sich in den beiden Tongruben von Böttstein (Blatt 102 Zurzach) und Eriwis (NW Schinznach-Dorf, Blatt 110 Frick-Laufenburg, Profil in ETTER 1990), beide unweit der Gebietsgrenze von Blatt Baden. An diesen Stellen können die oben beschriebenen Faziestypen teilweise erkannt werden. Südlich von Schinznach-Bad ist der Opalinus-Ton in einer stillgelegten Grube freigelegt (Koord. 655.200/253.950). Allerdings ist er dort tektonisch gestört.

a₂-i₁ Passwang-Formation: Bohrung Riniken 28,14 m

Die früher zur Kartiereinheit «unterer Dogger» zusammengefasste Abfolge von den Murchisonae- bis zu den Blagdeni-Schichten auct. (z.B. BLÄSI 1987) haben BURKHALTER (1993) und GONZALEZ (1993) neu bearbeitet. Nach einem Beschluss des Stratigraphischen Komitees der Schweiz (SKS) im Jahr 2004 wurden die Passwang-Alloformation (BURKHALTER 1993, 1996) und die zum untersten Sedimentationszyklus des Hauptrogensteins gehörenden Rothenfluh-Schich-

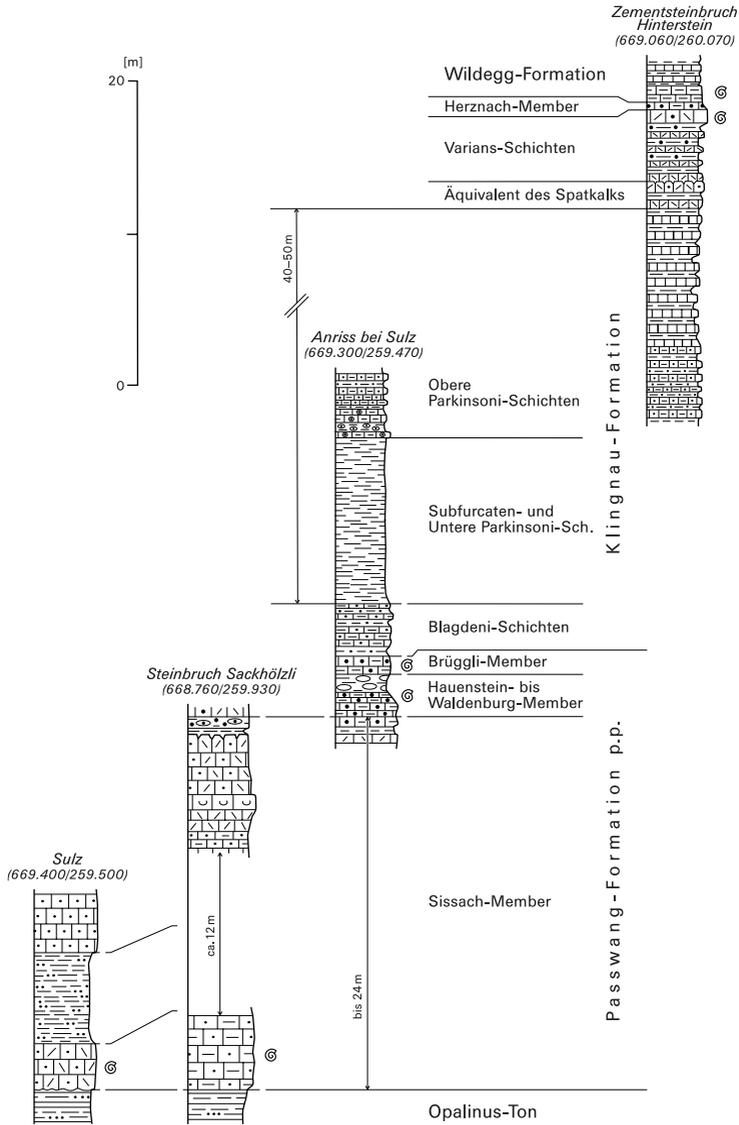


Fig. 5: Lithostratigraphische Profile des Doggers am Nordhang der Lägeren (nach SENTFLEBEN 1923). Legende s. Fig. 1, S. 11.

ten (GONZALEZ 1993) zur Passwang-Formation vereint und die bis dahin informellen neuen Untereinheiten in den Rang von Members erhoben.

In diesem Umfang besteht die Passwang-Formation allerdings nur im Verbreitungsgebiet des Haupttrogensteins. Im Schwäbischen Faziesbereich und somit in wesentlichen Teilen des Gebietes von Blatt Baden werden das Äquivalent der Rothenfluh-Schichten beziehungsweise die Blagdeni-Schichten aus Gründen der besseren Kartierbarkeit der Klingnau-Formation zugerechnet (vgl. GONZALEZ 1993, GONZALEZ & WETZEL 1996, BITTERLI et al. 2000). Das bedeutet, dass die Passwang-Formation (p.p.) hier – wie im Gebiet des nördlich anschliessenden Atlasblattes Zurzach – nur bis in das Dach der Humphriesi-Schichten reicht, in ihrem Umfang also der ursprünglich von BURKHALTER (1993, 1996) definierten Passwang-Alloformation entspricht.

Sissach-Member: 4–24 m

Die lithologische Entwicklung des Sissach-Members ist ausserordentlich wechselhaft; es ist kaum möglich, die teilweise nur wenige Kilometer auseinander liegenden Aufschlüsse und Bohrungen zu korrelieren. Die Mächtigkeit nimmt von einem lokalen Minimum bei Riniken in Richtung Osten generell zu.

An der Lägeren sind drei Lithologien entwickelt (Fig. 5): unten ca. 5 m dunkelgrauer, braun anwitternder Sandkalk mit *Zoophycos* isp. («Wedel»). Darüber 6–9 m blaugrauer, rotbraun anwitternder sandiger Mergel mit feinem Glimmer und dünnen, mergeligen Sandkalkbänkchen. Weiter ca. 10 m spätiger, blaugrauer, rostbraun anwitternder Kalk, darin eine Lumachellenbank. Die Dachbank trägt einen Hartgrund mit Bohrlöchern. Den Abschluss bildet ein ca. 0,35–0,50 m mächtiger rotbrauner eisenoolithischer Mergelkalk mit limonitischen Mergelkalkgerölen. Gegen Norden scheint der Eisenoolith auszukeilen (BITTERLI et al. 2000).

In einer Baugrube in Ennetbaden (Lokalität Felmen) wurde knapp 8 m graugrüner, braungrün anwitternder fein geschichteter Mergel bis toniger Mergel mit 15–25 cm mächtigen spätigen, sandigen Kalkbänken beobachtet. Der Mergel enthält einzelne Eisenooide. Darüber liegt ein ca. 0,75 m mächtiger grünlichbrauner feinspätiger Kalk mit zahlreichen Austern, Belemniten, Brachiopoden, Seelilienstielgliedern und viel Muschelschill. Die obersten 2 cm enthalten chamositische Eisenooide und schliessen mit einem limonitbekrusteten Hartgrund ab. Darüber folgen 2,35 m toniger Mergel mit Grabs Spuren in Wechselagerung mit mergeligem Kalk, der hellere Kalkkonkretionen enthält; Eisenooide fehlen. Ob die obere Mergellage noch zum Sissach-Member zu rechnen ist, ist unklar.

In der Bohrung Riniken fanden sich stark abweichende Verhältnisse: Anstelle von Kalk und Sandkalk tritt eisenoolithischer Kalk mit limonitisierten Algenstromatolithen und Glimmer führender sandiger Tonmergel mit Muschelschill auf. Die Mächtigkeit ist mit 3,78 m stark reduziert.

Im Gebiet Unterboden (N Villigen), knapp nördlich der Kartengebietsgrenze, wurde eine gut 13 m mächtige Kalk-Mergel-Wechsellagerung des Sissach-Members durch Bohrungen erschlossen. An der Basis beobachtete man eine markante grobspätige Kalkbank mit Echinodermentrümmern und kleinen Eisenoolithen. Die Mergellagen sind laminiert, die Kalklagen stark verwühlt. Die Abfolge ist fossilreich und enthält *Zoophycos* isp. (BITTERLI et al. 2000).

Aufschlüsse

Längs der Zufahrt zum Parkplatz des Schützenhauses südwestlich von Oberehrendingen (Koord. 668.820/259.930), bei der Lokalität Rieden, steht Eisenoolith über spätem Sandkalk an. Der Eisenoolith führt hier Ammoniten und Muscheln. Am Ostende des Bollhölzli (SSE Oberehrendingen, Koord. 668.610/259.850) kann in einem kleinen Anriss Sandkalk beobachtet werden. Am Waldweg südwestlich der alten Gipsgruben (Kote 615 m, Koord. 668.785/259.485) ist der Übergang vom Opalinus-Ton zum Sissach-Member freigelegt. Am Hang ist auch der Sandkalk gut aufgeschlossen. Der spätige Kalk und der Eisenoolith sind in einem kleinen Aufschluss am Weg vom Steinhof zum Burghorn etwa auf Kote 715 m (Koord. 669.650/259.600) aufgeschlossen.

Hauenstein-, Hirnichopf- und Waldenburg-Member: 1,3 m

Der mittlere Abschnitt der Passwang-Formation ist auf einen meist wenige Dezimeter mächtigen Eisenoolithhorizont kondensiert (Bohrung Riniken, MATTER et al. 1988a, BURKHALTER 1996: Fig. 11); östlich der Aare ist das zeitliche Äquivalent des Hauenstein-Members (spätes Aalénien) nicht vorhanden (BURKHALTER 1996). Lokal tritt das Waldenburg-Member in geringmächtiger nicht kondensierter Fazies auf: unten harter, blaugrauer, braungrün anwitternder feinsandiger, schwach eisenoolithischer Mergelkalk, dessen oberste Lage Kalkmergelgerölle enthält und zahlreiche Fossilien führt – darunter *Sonninia substriata* und *Emileia (Otoites)* cf. *sauzei* –, darüber ein grauer leicht sandiger Mergelkalk mit hellen Phosphoritknollen und zahlreichen schlecht erhaltenen Fossilien.

Brüggl-Member: ca. 5–25 m

Blaugrauer, bräunlich anwitternder glimmerhaltiger toniger Mergel mit kleinen Mergelkalkgeröllen, der nach oben in Sandkalk mit *Zoophycos* isp. und fossilreichen biodetritischen Kalk mit wenigen abgerollten Fossilien übergeht. Darüber folgt dunkelgrauer, rotbraun anwitternder, stellenweise fossilreicher (mit *Stephanoceras humphriesianum*) eisenoolithischer Mergelkalk mit Zwischenlagen aus eisenoolithischem Kalkmergel und Mergel (*Humphriesi-Schichten*). Das Brüggl-Member wurde in der Bohrung Riniken in einer Mächtigkeit von 24,3 m angetroffen (BURKHALTER 1996), wovon allerdings nur die untersten 1,87 m gekernt wurden (MATTER et al. 1988a). Neben rostbraunem, siltigem Eisenoolith zeigten die Cuttings in diesem Bohrlochabschnitt auch limonitisierten bioklastischen Kalk.

Die Mächtigkeit des Brüggli-Members nimmt in nordöstlicher Richtung ab.

Aufschlüsse

Das Brüggli-Member tritt am Lägerennordhang südlich von Rüteneu in einigen kleinen, unbedeutenden Aufschlüssen zutage, zum Beispiel bei der Lokalität Guet, am Wegrand ca. 350 m westsüdwestlich von Pt. 638 m.

Rothenfluh-Member: bis 12,5 m

Gemäss GONZALEZ & WETZEL (1996) tritt das Member zusammen mit dem Hauptrogenstein auf. Der westliche Rand des Gebietes von Blatt Baden liegt somit am östlichen Ende des Verbreitungsgebiets dieser Einheit, welche hier zudem nicht typisch ausgebildet ist (s. a. BITTERLI et al. 2000: 27f.).

In der Bohrung Riniken wurde mit Hilfe des Gammalogs ein Intervall von 12,50 m dem Rothenfluh-Member (inkl. Untere Acuminata-Schichten) zugewiesen. Die Cuttings zeigten graue sandig-siltige Kalkmergel bis Tonmergel. In den oberen Lagen traten etwa 20% Oolithe auf.

Ablagerungsmilieu: Die Passwang-Formation widerspiegelt einen eher niedrigerenergetischen, gut durchlüfteten, gemischt siliziklastisch-karbonatischen Sedimentationsraum mit Wassertiefen zwischen 5 und 30 m. Das Ablagerungsgeschehen wurde im Wesentlichen durch zyklische Meeresspiegelschwankungen und synsedimentäre Bewegungen des Untergrundes gesteuert, was zu starken lateralen Schwankungen von Fazies und Mächtigkeit führte (BURKHALTER 1993, 1996). Eisenoolithische Horizonte zeigen Phasen der Mangelsedimentation beziehungsweise Omission an. Zur Bildung von Eisenoolithen sei auf BITTERLI (1977, 1979), GYGI (1981) und BURKHALTER (1995) verwiesen.

i₁ Klingnau-Formation (Parkinsoni-Schichten auct.): 0–60 m
im Westen mit Anteilen von **Hauptrogenstein**

Die Burgunder Plattform erreichte im Bajocien und Bathonien das Gebiet des Aargauer Juras. Die Seichtwasserablagerungen des Hauptrogensteins (Keltische Fazies) reichen bis an den westlichen Rand des Kartengebietes, östlich davon kamen Sedimente des Plattformabhanges zur Ablagerung. Es handelt sich vorwiegend um Mergel mit Einschaltungen von oolithischen oder bioklastischen Kalkbänken, die zur Klingnau-Formation (GONZALEZ & WETZEL 1996) zusammengefasst werden. Die Ausdehnung der Klingnau-Formation gegen Osten wurde nicht festgelegt.

GONZALEZ (1993) bezeichnete als Typlokalität der Klingnau-Formation eine Stelle am Blitzberg bei Klingnau, wo SCHMASSMANN (1945) ein durch Rutschungen freigelegtes Profil aufnehmen konnte. Der Aufschluss ist heute überwachsen,

die Definition der Formation beruht ausschliesslich auf den Beobachtungen von H. Schmassmann, die nicht detailliert sind. Zur Zeit ist im Gebiet von Blatt Baden kein durchgehendes Profil der Klingnau-Formation vorhanden (Fig. 5). Zur lithologischen Beschreibung der Formation auf Blatt Baden dient deshalb das Profil Klingnauer Blitzberg mit einigen benachbarten Aufschlüssen (SCHMASSMANN 1945):

- Obere Parkinsoni-Schichten: 27,55 m
Grauer Mergel mit einzelnen Bänkchen eines feinspätigen, mergeligen Kalks. Im Aufschluss Döttingen Belemniten, *Ostrea* sp., *Goniothyris eggensis*.
- Untere Parkinsoni-Schichten: 8,85 m
Grauer Ooide führender Mergel und mergeliger Kalk, abwechselnd mit feinspätigem, mergeligem Kalk. Die Ooidführung beschränkt sich auf die unteren 5,25 m, darüber ist die Abfolge feinspätig. Zuoberst Bänke eines grauen feinspätigen Kalks. Im Aufschluss Klingnau-Holzmaten führt die Schicht Schillkalklagen mit *Pseudomonotis echinata* und Belemniten sowie *Parkinsonia rarecostata*. Die obersten Schichten enthalten eine individuenreiche Ammonitenfauna (Fossiliste in SCHMASSMANN 1945). Am Probstberg östlich von Klingnau konnte die Obergrenze der Unteren Parkinsoni-Schichten mit einem angebohrten Hartgrund beobachtet werden.
- Subfurcaten-Schichten: 5,95 m
Grauer, Ooide führender Mergel, Mergelkalk oder Kalkmergel. Im unteren Teil tritt *Pseudomonotis echinata* lagenweise gehäuft auf, dazu *Garantiana trauthi*. Die Grenze zu den Unteren Parkinsoni-Schichten verläuft dort, wo ein mergeliger Abschnitt einsetzt (im Profil von SCHMASSMANN 1945 allerdings nicht erkennbar).
- Blagdeni-Schichten: ca. 6,50 m
Nur unvollständig aufgeschlossen; ein kleiner Anriss zeigt sandigen Mergelkalk und Mergel.

In der Grube Chalch bei Holderbank (Atlasblatt 50 Wohlen) ist die Klingnau-Formation beinahe in der ganzen Mächtigkeit zugänglich; man beobachtet eine knapp 65 m mächtige Abfolge von tonigem Mergel mit eingelagerten, dm-mächtigen knauerigen Mergelkalk- oder Kalkarenitbänken. Die Bankhäufigkeit nimmt gegen oben zu. Kalkooide treten nur vereinzelt auf. In den obersten Lagen sind grosse Ammoniten der Parkinsoni-Zone ziemlich häufig.

Die *Blagdeni-Schichten* liegen an der Lägeren als blaugrauer, rostbraun anwitternder, sandiger, bioklastischer Mergelkalk mit mergeligen Zwischenlagen (Mudbis Wackestone-Texturen) vor. Die unteren Lagen sind reich an detritischem Quarz. Die für den Keltischen Faziesbereich typische Ausbildung – Mergel mit Knauerlagen (dort als Rothenfluh-Member Teil der Passwang-Formation) – wurde im Kartengebiet nicht beobachtet. Bei Rütönen, südwestlich der alten Gipsgruben, fand sich beim Kartieren ein plattgedrücktes Exemplar von *Teloceras blagdeni*.

Aufschlüsse

Ein gut aufgeschlossenes, fast vollständiges Profil der Klingnau-Formation kann in der aufgelassenen Grube Chalch (s. o.) beobachtet werden (Koord. 655.450/253.300). In einer Bachrunse am Nordhang der Lägeren nördlich von Pt. 699 m, bei Koord. ca. 669.300/259.430, sind kleinere Anrisse in der Klingnau-Formation zu finden.

Hauptrogenstein

In der Bohrung Riniken wurde der Untere Hauptrogenstein in einer Mächtigkeit von 36,9 m angetroffen. Er ist dort in Randfazies aus bioklastischen und oolithischen Kalkmergelbänken in Wechsellagerung mit dunkelgrauem Mergel ausgebildet. Darüber folgt 16,6 m grauer sandiger, bioklastischer Mergel, der von MATTER et al. (1988a) mit den Oberen Parkinsoni-Schichten (= Klingnau-Formation p.p.) parallelisiert und als Äquivalent des Oberen Hauptrogensteins angesehen wurde.

Im Steinbruch Oberegg nördlich von Auenstein (Koord 653.840/252.760, LK-Blatt 1089 Aarau), ungefähr 1,5 km südwestlich des Kartengebietes, folgt über 16 m Übergangsfazies zur Klingnau-Formation rund 60 m Oberer Hauptrogenstein (GYGI 1973). Dieser besteht im Wesentlichen aus bioklastischem Kalkoolith, im unteren Teil vorwiegend mit Tempestiten, weiter oben in Form von Karbonatsanddünen (Tidal Sand Waves), die im Gezeitenbereich vor der Oolithbarre des Plattformrandes entstanden (WETZEL 2000). Über dem Kalkoolith liegt eine 6,5 m mächtige Wechsellagerung von dunkelgrauem Mergel und Mergelkalk, gefolgt vom Spatkalk (GYGI 1973). Der abrupte Faziesübergang vom Hochenergiemilieu der Kalkoolithe in Steinbruch Oberegg bei Auenstein zum Niedrigenergiemilieu der Tonmergel in der Grube Chalch vollzieht sich über eine Distanz von nur 2 km. Den abrupten Übergang von der Plattform- zur Beckenfazies beobachtet man vor allem im südlichen Gebiet von Blatt Baden, gegen Norden treten weiter ins Becken reichende Schüttungen von Kalkooiden auf (Profil Klingnauer Blitzberg).

Ablagerungsmilieu von Klingnau-Formation und Hauptrogenstein: Kreuzgeschichtete bioklastische Abfolgen im Hauptrogenstein des zentralen Juras lassen dort auf eine Wassertiefe von 10–20 m schliessen. Im östlichen Jura weist der Hauptrogenstein eine ausgeprägte Bioturbation auf, was ein leicht tieferes Milieu unterhalb der Schönwetterwellenbasis anzeigt. Stürme verfrachteten die Ooide in das tiefere Becken, wo bei einer Wassertiefe von 25 bis 40 m die tonig-mergelige Klingnau-Formation zur Ablagerung kam (GONZALEZ & WETZEL 1996).

i₂₋₄ Spatkalk, Varians-Schichten und Herznach-Member

Spatkalk : 0–18 m

Der Spatkalk wurde von GONZALEZ & WETZEL (1996) als Member der Hauptrogenstein-Formation bezeichnet. Es wurde aber weder ein Typusprofil definiert noch die Gesteinsabfolge lithologisch beschrieben.

Der Spatkalk tritt nur im westlichen Teil des Kartengebietes in typischer Ausbildung auf. Es handelt sich um spätigen, eisenschüssigen Kalkarenit. Östlich der Aare geht er in die Knorri-Tone und Wuerttembergica-Schichten (Glieder der

Klingnau-Formation) der Schwäbischen Fazies über; an der Lägeren ist er in vermergelter Fazies ausgebildet. Aufgrund seines hohen Eisengehaltes wurde der Spatkalk 1939–1940 im Fricktal eingehend untersucht, da er als eisenhaltiger Kalkzuschlag zum Herznacher Eisenerz verwendet werden sollte (FEHLMANN & RICKENBACH 1962).

An der Strasse auf der Mandacher Höhe (Egg, Koord. 656.650/265.870) ist der Spatkalk 16,50 m mächtig. Er kann in zwei Fazieseinheiten unterteilt werden:

- Grapestonefazies (oben): 9,15 m
Gelb- und rotbrauner bis rotvioletter spätiger, eisenschüssiger Kalkarenit (Biosparit), kreuzgeschichtet. Unter den Biogenen dominieren Echinodermen. Die «Eisenoide» sind meist limonitisierte Grapestones (Aggregatkörner), sie machen teilweise bis 50 % der Komponenten aus. Die oberste Bank ist sehr grobspätig und mit einem Hartgrund im Dach abgeschlossen.
- Serpulidenfazies (unten): 7,35 m
Graubrauner, gelbbraun anwitternder mergeliger Kalkarenit (Biosparit und -mikrit). Als Komponenten dominieren neben den Echinodermentrümmern Serpulidenreste. (Die Grenze zur Klingnau-Formation wurde unterhalb der tiefsten Kalkarenitbank angenommen.)

Die Mächtigkeit an der Mandacher Höhe entspricht etwa der Mächtigkeit des Spatkalks in der Bohrung Riniken (ca. 18 m), wo die Schicht allerdings nicht gekernt wurde. Eine Bohrung im Gebiet Unterboden (FB 8, Deponieabklärungen Standort Villigen) ergab eine Mächtigkeit von 7,15 m. Wiederum beobachtete man eine Zweiteilung: oben ca. 5 m eines rötlichbraunen, typischen Spatkalks in Grapestonefazies, unten 2,30 m grauer, spätiger Kalk in Serpulidenfazies. Unter dem Spatkalk liegt feiner, nicht spätiger, flaseriger, von Wühlspuren durchzogener Mergel (Biomikrit) mit einzelnen Kalkoiden.

Am Nordhang der Lägeren ist eine mergelige Fazies des Spatkalks in einer Bachrunse nördlich Pt. 699 m, ca. 300 m südöstlich der alten Gipsgruben, abgeschlossen. Man beobachtet spätigen Mergel, in den einige 20–30 cm dicke Bänke eines spätigen Kalks eingeschaltet sind. SENFTLEBEN (1923) schied diese Lagen nicht als Spatkalk aus, sondern rechnete sie zu den Parkinsoni-Schichten; sedimentpetrographisch sind die spätigen Partien aber eher ein Äquivalent des Spatkalks (Fig. 5).

Ablagerungsmilieu: Der Spatkalk des Aargauer Juras entstand am östlichen Abhang der Burgunder Plattform als Echinodermensandbarren in 10–20 m tiefem Wasser. Die tieferen, bioklastischen Lagen des Spatkalks wurden bei hoher, die Grapestonefazies im oberen Teil bei geringerer Wasserenergie gebildet. Durch Foraminiferen oder anorganische Zemente konnten bei ruhigen Sedimentationsverhältnissen im tieferen Wasser die Komponenten zu Grapestones zementiert werden. Durch weitere Vertiefung des Ablagerungsraumes gelangte das Sediment in den Bereich der Schönwetterwellenbasis, wobei es zur Bildung von Hartgründen kam. Durch ausgetriebenes Porenwasser wurde Eisen zugeführt, welches die Limonitisierung der Grapestones ermöglichte (BITTERLI 1977).

Aufschlüsse

Besten Einblick bieten das Profil Mandacher Höhe und die Aufschlüsse im Steinbruch Chalch östlich von Holderbank (Koord. 655.800/253.600).

Varians-Schichten: 0,7– 4,8 m

SENFLEBEN (1923) schied an der Lägeren eine 4,8 m mächtige Wechsellagerung von blaugrauem, rostbraun anwitterndem schwach eisenoolithischem, sandig-spätigem Kalk und stark sandigem, schwach eisenoolithischem Kalk als Varians-Schichten aus. Gegen oben überwiegen die spätigen Bänke, die oberste ist reich an Rhynchonellen und enthält auch grosse Ammoniten (*Procerites* sp.). Die Schicht ist an der Lägeren lithologisch vom liegenden, vermergelten Spatkalk, insbesondere von der Grapestonefazies, nicht zu unterscheiden. In einer Baugrube nordwestlich von Tegerfelden, 2,5 km nördlich der Kartengebietsgrenze (Koord. 663.475/268.450), waren die Varians-Schichten ca. 2 m mächtig. Es handelte sich dort um hellbeige sandige Mergel mit härteren Knauern. An Fossilien traten neben zahlreichen Rhynchonellen und Lamellibranchiern auch *Procerites* sp. auf.

Auf der Mandacher Höhe sind die Varians-Schichten 0,70 m mächtig. An der Basis ist 0,30 m grauer, braun anwitternder biomikritischer Mergel mit härteren Knollen aufgeschlossen. Die Lage führt Bryozoen und Brachiopoden. Darüber liegt eine 0,40 m mächtige harte Bank aus grauem, braun anwitterndem biomikritischem Kalk. Sie enthält ebenfalls Bryozoen, in den obersten Lagen treten gehäuft grosse Austertrümmer auf; abgeschlossen ist sie mit einem schwach ausgeprägten Hartgrund. In der oben erwähnten Bohrung im Gebiet Unterboden wurde vergleichbarer Biomikrit von 1,15 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Im Südwesten des Kartengebietes, gut zu beobachten im Steinbruch Chalch (Schümel) östlich von Holderbank, fehlen die mergeligen Varians-Schichten. An ihre Stelle tritt ein kondensierter Horizont, der die Zeit zwischen der Ablagerung des Spatkalks und des Birnenstorf-Members umfasst (s. u.).

Ablagerungsmilieu: Im Gebiet von Blatt Baden wurde die Sedimentation der Varians-Schichten von einer NE–SW streichenden submarinen Schwelle bestimmt. Auf ihr sind sie geringmächtig ausgebildet und enthalten häufig auch Eisenooide. Die Hochzone folgt grob dem Vorkommen des Spatkalks, reicht aber weiter gegen Osten. Die Ablagerung der Varians-Schichten erfolgte im Bereich von 20–30 m Wassertiefe. Ihr kondensiertes Äquivalent dürfte in etwas tieferem Wasser entstanden sein, wobei nicht auszumachen ist, ob die Omission auf ein Wegführen des Sedimentes durch intensive Strömungen oder auf ein reduziertes Sedimentangebot im Gebiet der Hochzone zurückzuführen ist.

Aufschlüsse

Das Profil auf der Mandacher Höhe (Koord. 656.650/265.870) ist recht gut aufgeschlossen. An der Lägeren können die Varians-Schichten in der bereits im Abschnitt Klingnau-Formation erwähnten Bachrunse am Lägerennordhang (Koord. ca. 669.300/259.430) beobachtet werden. Für

das südliche Gebiet ist der Steinbruch Chalch geeignet, wo das Äquivalent der Varians-Schichten als Kondensationshorizont vorliegt.

Herznach-Member: 0,15–0,70 m

Das Herznach-Member tritt im Kartengebiet in Form eines wenig mächtigen eisenoolithischen Kondensationshorizontes mit beträchtlicher Schichtlücke auf. Kondensationshorizont und Schichtlücke entsprechen dem zeitlichen Umfang folgender Schichten: Varians- (lokal oder teilweise), Macrocephalus-, Anceps-Athleta-, Lamberti-, Mariae- und Cordatum-Schichten beziehungsweise Schellenbrücke-Schicht, was bedeutet, dass das gesamte Callovien und das Frühe Oxfordien hier fehlen.

GYGI (2000b) schlug die Aufstellung der Herznach-Formation vor, denn obwohl meist nur geringmächtig, lassen sich die genannten Schichten wegen der typischen Eisenoolithe im Feld gut nachweisen. Die Arbeitsgruppe Ostjura des Schweizerischen Komitees für Stratigraphie (SKS) bevorzugt jedoch die hierarchische Einstufung der Einheit als Member einer noch zu definierenden, besser kartierbaren Formation des «oberen Doggers». Die Definition der Einheit erfolgte nach den gut dokumentierten Aufschlüssen im heute verschlossenen Erzbergwerk Herznach, wo die Schichten von JEANNET (1951) eingehend bearbeitet und biostratigraphisch eingestuft wurden. Da gegenwärtig keine guten Aufschlüsse existieren, hat R. A. Gygi das minutiös untersuchte Profil im Bergwerk Herznach provisorisch als Typusprofil bezeichnet.

Auf der Mandacher Höhe beobachtet man folgendes Profil des Herznach-Members (vom Hangenden zum Liegenden):

- Zurückwitternde, 0,15–0,20 m mächtige Lage eines knolligen eisenoolithischen Kalkmergels, in dem einzelne Mudstone-Intraklasten schwimmen. Über dem Mergel liegt ein 0,05 m mächtiges graues Kalkbänkchen (Mudstone), das noch wenige Eisenooide und Glaukonit enthält, dann folgen Kalkmergel des schwammreichen Birnenstorf-Members. Die Schicht direkt unter dem Birnenstorf-Member wurde von MANGOLD & GYGI (1997) auf Grund von Ammoniten als Mittleres Bathonien datiert.
- 0,20 m mächtige, rot anwitternde harte Bank eines eisenoolithischen Mergelkalks. Im Gestein finden sich zahlreiche Schalenreste von Lamellibranchiern. Die Oberseite der Bank ist limonitisch imprägniert, die Limonitisierung greift einige Zentimeter ins Gestein. Auf der Oberfläche liegt eine eigentliche Limonitkruste.
- 0,10 m mächtige Bank eines grauen Mergelkalks (Biomikrit) mit rekristallisierten Eisenooiden. Fossilien: Ammoniten, Belemniten, Lamellibranchier, Rhynchonellen.
- Auf dem Hartgrund im Dach der hier 0,70 m messenden Varians-Schichten ruht ein 0,15–0,25 m mächtiger grauer, braun anwitternder kalkiger Mergel mit härteren Biomikritknollen. Das Gestein enthält Schalenrümmer von Lamellibranchiern und wenige Eisenooide.

An der Lägeren tritt eine etwa 0,15m mächtige Bank aus hellgrauem bis grünlichem grobeisenoolithischem Mergelkalk auf, die rostgelb anwittert. Die Ooide sind teilweise chamositisch, weiter treten Mergelkalkgerölle und abgerollte Fossilien auf. Im Dach der Bank liegt ein Hartgrund mit limonitischer Kruste.

Im Profil des Geländeeinschnitts zwischen den Steinbrüchen Oberegg und Jakobsberg bei Auenstein ist das Herznach-Member bis 0,35 m mächtig: Unten liegt eine 0,25 m mächtige Bank eines eisenoolithischen Kalks, der im oberen Teil aus aufgearbeiteten, teilweise angebohrten Komponenten besteht, die zum Teil dicke Serpulidenkrusten tragen. Darüber folgt eine 0,10 m mächtige Lage eines rotbraunen eisenoolithischen Mergels mit einer unregelmässigen limonitischen Kruste im Dach. Die Lage enthält Ammoniten, Belemniten und Echinodermen. In der Grube Chalch ist die Eisenooide führende Lage rund 0,70 m mächtig (EGGER 1991).

Nach Fossilfunden ist das Herznach-Member in der Grube Chalch, bei Auenstein, an der Mandacher Höhe und im ehemaligen Zementsteinbruch bei Oberegg chronostatigraphisch dem Mittleren Bathonien zuzurechnen (MANGOLD & GYGI 1997, mündl. Mitt. R. Gygi 2006). Somit ist, wie eingangs erwähnt, im Kondensationshorizont und in der hangenden Schichtlücke das Intervall Mittleres Bathonien – Frühes Oxfordien vertreten, was einer Zeitspanne von etwa 9 Millionen Jahren entspricht.

Ablagerungsmilieu: Das Gebiet des Ostjuras war zu Beginn der Bildung des Herznach-Members eine submarine Hochzone, die sich über dem ehemaligen Ostrand der Burgunder Plattform entwickelt hatte (BITTERLI 1977, 1979). Die Eisenoolithe wurden im Bereich der Schönwetter- oder Sturmwellenbasis gebildet. Durch Kompaktion des Sediments kam im Porenwasser gelöstes Eisen in Form von Oxiden oder Silikaten zur Ausfällung und wurde unter anderem an Eisenooide angelagert (BITTERLI 1979, vgl. auch BURKHALTER 1995). Bei episodischen Sturmereignissen wurde das frisch gebildete eisenoolithische Sediment in tiefere Gebiete verfrachtet, bis die Eisenooide zum Teil in Wassertiefen bis gegen 100 m endgültig im Sediment eingebettet wurden (GYGI 1981).

Aufschlüsse

Das Herznach-Member kann auf der Mandacher Höhe studiert werden; an der Lägeren kann der Horizont in der im Abschnitt Spatkalk erwähnten Bachrunse (Koord. ca. 669.300/259.430) leicht aufgegraben werden. In der Grube Chalch und im Geländeeinschnitt zwischen den Steinbrüchen Oberegg und Jakobsberg nordöstlich von Auenstein (Koord. 653.850/252.700) ist die eisenoolithische Schicht im Verband mit den umgebenden Schichten sehr gut aufgeschlossen.

Malm

i₅₋₆ Wildegge-Formation

Die Wildegge-Formation (GYGI 1969) umfasst das Birnenstorf- und das Effingen-Member. Typuslokalität ist der Zementsteinbruch Jakobsberg nordwestlich von Wildegge (Koord. 653.900/252.400), 2 km südwestlich des Gebietes von Blatt Baden. Dazu gehört eine Bohrung beim Steinbruch (Koord. 652.980/252.600), in der die Gerstenhübel-Schichten definiert wurden.

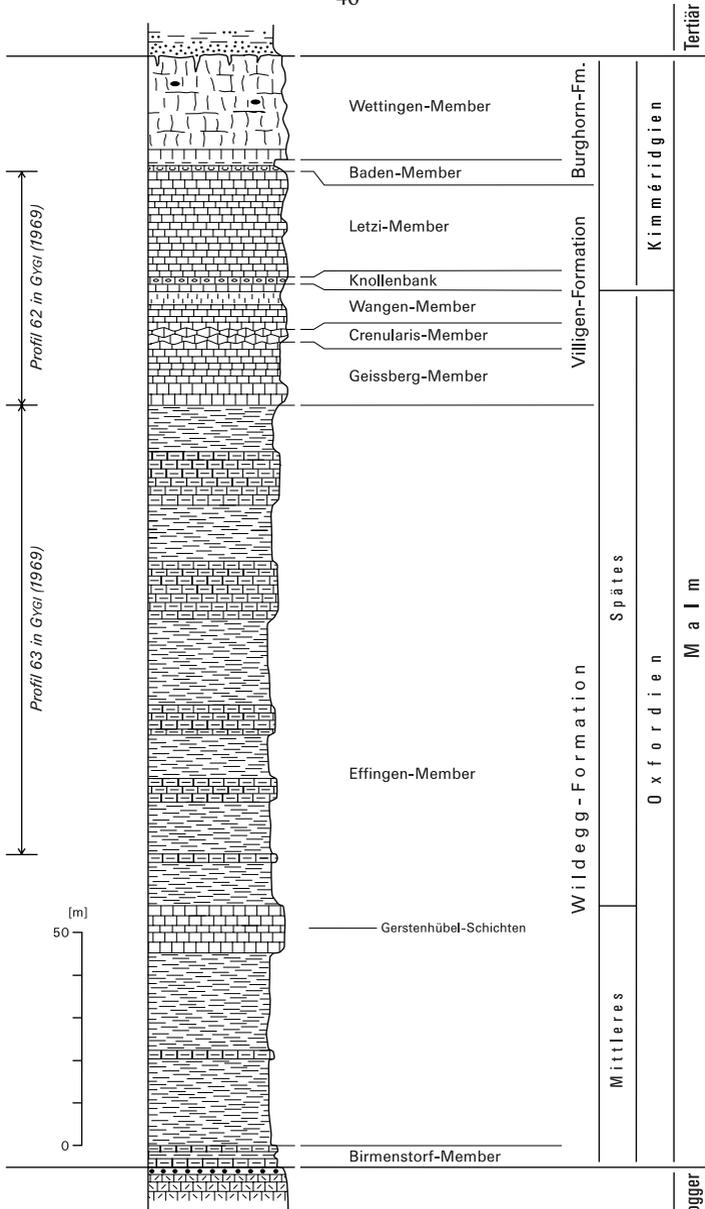


Fig. 6: Lithostratigraphisches Sammelprofil des Malms im Gebiet von Blatt Baden. Legende s. Fig. 1, S. 11.

Birmenstorf-Member: 1–5,75 m

Der Name «Birmenstorferschichten» wurde von MOESCH (1863) in die geologische Literatur eingeführt. Er benannte die Einheit nach der damals bekannten Fossilfundstelle im Rebbberg Nettel nordöstlich von Birmenstorf (Koord. ca. 661.675/257.710). Aufgeschlossen war das Birmenstorf-Member dort auch zu C. Moesch's Zeiten nicht, doch konnten an dieser Stelle zahlreiche Fossilien aus der Erde aufgelesen werden, darunter der Holotypus von *Gregoryceras transversarium*, der Indexform der Transversarium-Zone (GYGI 1977). GYGI (1969) erklärte die natürlichen Aufschlüsse im Eisengraben nordwestlich von Mönthal (Koord. 651.560/264.080, Atlasblatt 110 Frick-Laufenburg) zur Referenzlokalität. Chronostratigraphisch wird das Birmenstorf-Member in die Transversarium-Zone (frühes Mittleres Oxfordien) gestellt (GYGI 2000b). Seine Mächtigkeit ist im Kartengebiet sehr unterschiedlich. SENFTLEBEN (1923) und GYGI (1977) stellten im ehemaligen Zementsteinbruch Hinterstein an der Lägeren (200 m N Rieden, SE Oberehrendingen) lediglich eine Mächtigkeit von 0,65 m beziehungsweise 0,5 m fest, während in der Bohrung FB 8 im Gebiet Unterboden (N Villigen) eine Mächtigkeit von ca. 5,75 m gemessen wurde. In der Bohrung Riniken hatte das Birmenstorf-Member eine Mächtigkeit von 3,50 m. Die Grenzziehung zum Effingen-Member ist allerdings schwierig, da die Schwammfazies teilweise in dieses hineinreicht. Für die Kartierung ist die grössere Härte des Birmenstorf-Members entscheidend, sie bewirkt eine leichte Geländekante.

Das Birmenstorf-Member besteht aus einer Wechsellagerung von grauem mikritischem Kalk mit verwühltem, leicht olivgrünem Mergelkalk. Letzterer ist ausserordentlich reich an Schwämmen, welche zum Teil stromatolithische Krusten aufweisen. Teilweise zeigen die Kalkbänke eine knollige Ausbildung. In der erwähnten Bohrung nördlich von Villigen traten in den unteren Lagen grosse Algenknollen auf. Das Birmenstorf-Member ist sehr fossilreich, es dominieren Ammoniten (*Gregoryceras transversarium*, *Ochetoceras canaliculatum*, *Trimarginites arolicus*, *Amoeboceras glosense*, *Creniceras infractum*, *Glochiceras crenatum* und zahlreiche Perisphinctaceen) sowie Schwämme, weiter finden sich Brachiopoden, Crinoiden, Seeigel, Gastropoden und selten auch Haizähne.

Effingen-Member: 170–260 m

Die Bezeichnung «Effingerschichten» stammt von MOESCH (1857) und bezieht sich auf Effingen im Fricktal. C. Moesch beobachtete kleine Aufschlüsse auf dem Hügel Ruge nordöstlich des Dorfes, die Stelle gilt somit als Typlokalität. Heutzutage ist das Effingen-Member dort nicht mehr aufgeschlossen (DIEBOLD et al. 2005). GYGI (1969) bezeichnete deshalb die guten Aufschlüsse im Steinbruch Jakobsberg östlich von Auenstein (LK-Blatt 1089 Aarau) als Referenzprofil.

Das Effingen-Member ist aus blaugrauem, kantig-bröckelig verwitterndem, feinsandigem Ton- oder Kalkmergel mit eingelagerten Bänken aus dunkelgrauem,

hellbeige anwitterndem Mergelkalk oder Kalk aufgebaut. In einigen Lagen findet sich sandiger Kalk oder Dolomit, teils als Turbidite, teils als Tempestite. Im Steinbruch Gabenchopf nördlich von Remigen wurden gut erhaltene Ophiuren und Muscheln, die ganze Schichtflächen von Turbiditen bedecken, gefunden. Die eingelagerten Kalkbankabfolgen lassen sich teilweise über grössere Strecken verfolgen. Die Bankmächtigkeiten betragen etwa 10–30 cm. Die wichtigste Kalkbankabfolge sind die Gerstenhübel-Schichten, die im Steinbruch Chalch (Schümel) bei Holderbank 11,20 m mächtig sind. Sie liegen rund 50–70 m über der Basis des Effinger-Members; ihnen entspricht vermutlich eine rund 12 m mächtige Kalklage in der Bohrung Riniken bei 151,80–163,70 m Tiefe. Im Gebiet nördlich des Villiger Geissbergs treten weitere Kalkbankabfolgen an die Erdoberfläche, sie liegen über dem Niveau der Gerstenhübel-Schichten. Die Abfolgen sind kartierbar und wurden entsprechend auf dem Kartenblatt ausgeschieden.

Ablagerungsmilieu der Wildegg-Formation: Das Birnenstorf-Member wurde in einer Wassertiefe von etwas mehr als 100 m sedimentiert. Glaukonitpellets im kondensierten Basishorizont (z.B. GYGI 2000b: 68) weisen auf diesen Wert hin. Stromatolithische Krusten auf plattigen Kieselschwämmen wurden gemäss GYGI (1992) von Cyanobakterien gebildet, welche auch in grösserer Wassertiefe gedeihen können. Von Norden her wurde siliziklastisches Material in den Ablagerungsraum geschüttet, was zur Bildung des mächtigen Effingen-Members führte.

GYGI (2003) geht davon aus, dass die für die Ablagerung des Effingen-Members notwendige Absenkung des Ablagerungsraumes weitgehend durch das aufgebrauchte Sedimentgewicht erfolgte (exogene Subsidenz). Hinweise auf synsedimentäre Tektonik beobachtete er nur ausnahmsweise. Demgegenüber führt ALLENBACH (2000) die Mächtigkeitsverteilung des Effingen-Members auf synsedimentäre Tektonik zurück, die infolge der Neuorganisation des mitteleuropäischen Stressfeldes (Öffnung des Nordatlantiks, Rifting in der Tethys) im Späten Jura stattfand. Es soll dabei zu Bewegungen im Schollenmuster des Grundgebirgssockels gekommen sein, die sich mit Flexuren ins Deckgebirge durchpausten und lokale Becken schufen.

Aufschlüsse der Wildegg-Formation

Im grossen Kalksteinbruch Gabenchopf (Koord. 656.600/265.000) ist der überwiegende Teil der Formation aufgeschlossen, es fehlen lediglich die untersten Lagen mit dem Übergang zum Birnenstorf-Member. Die Basis des Birnenstorf-Members kann auf der Mandacher Höhe bei Pt. 599 m beobachtet werden. Gute Aufschlüsse im Birnenstorf- und im unteren Effingen-Member bietet die aufgelassene Grube Chalch bei Holderbank (Koord. 655.450/253.300), wenige hundert Meter südlich des Gebietes von Blatt Baden.

i₆ Villigen-Formation

Der Name Villigen-Formation stammt von GYGI (1969), er ersetzt die Bezeichnung Geissberg-Schichten von MOESCH (1857). Typlokalität ist der Schran-

nechopf (Koord. 657.700/264.080, der Name erscheint nicht auf der Karte). Entgegen GYGI (1969) zählt das Geissberg-Member im Sinne von C. Moesch seit GYGI & PERSOZ (1986) auch zur Villigen-Formation. Diese ist an der Typlokalität 53,4 m mächtig und besteht aus einer Abfolge von hauptsächlich mikritischem Kalk (Fig. 6). Das Crenularis-Member und die Knollenbank sind glaukonitische Einschaltungen, die eine Unterteilung der Abfolge erlauben. Als einzige Untereinheit der Villigen-Formation konnte bei der Kartierung von Blatt Baden das Geissberg-Member lokal ausgeschieden werden.

Geissberg-Member: 13,5–22 m

Der Name «Geissbergschichten» stammt von MOESCH (1857), der ihn für alle Kalklagen der heutigen Villigen-Formation verwendete. 1867 beschränkte er die Bezeichnung auf die dickbankigen Kalke zwischen dem Effingen-Member und dem glaukonitischen Crenularis-Member (MOESCH 1867b). Als Typlokalität bezeichnete C. Moesch die Aufschlüsse am Südwesthang des Geissbergs. Die Felswand heisst heute Chameren (Koord. 655.000/264.400). GYGI (2000a) führt die ausgezeichneten Aufschlüsse im Kalksteinbruch Gabenchopf nördlich von Remigen als Referenzprofil auf.

Beim Geissberg-Member (i_{6G}) handelt es sich um einen hell bräunlich-grauen, rau anwitternden und mit rauer Fläche brechenden, deutlich geschichteten Kalkmikrit. In der Mikrofazies dominieren nach GYGI (1969) «Bahamide», das heisst bei fortgeschrittener Mikritisierung von Bioklasten entstandene strukturlose runde Körner (Peloide). Die Kalke sind praktisch fossilleer, GYGI (1969) erwähnte einige dysodonte Muscheln.

Die Abgrenzung zum liegenden Effingen-Member erfolgt mit dem Einsetzen der gut ausgebildeten Bankung. Die Bankmächtigkeit liegt, anders als im Effingen-Member, meist über 30 cm und kann einen Meter übersteigen. Die unterste Bank verursacht eine markante Geländekante. Das Geissberg-Member bildet im Aargau zahlreiche markante Felswände, wie beispielsweise die Iflue südlich von Siggenthal-Station.

Crenularis-Member: ca. 3 m

Die «Crenularisschichten» wurden von MOESCH (1857) benannt. Der Name wurde vom Seeigel *Hemicidaris crenularis* abgeleitet, der in diesen Schichten jedoch nur selten auftritt. Eine Typlokalität hat C. Moesch nicht bezeichnet. GYGI (1969: 61f.) definierte die Aufschlüsse längs der Strasse von Villigen auf den Geissberg als Typlokalität (Profil RG 62, Koord. 657.890/264.040, Kote ca. 510 m). Da das Profil nicht kontinuierlich aufgeschlossen ist, wurde der Kalksteinbruch Gabenchopf, wo das Member zusammenhängend zu Tage tritt, als Referenzprofil bezeichnet.

Das Crenularis-Member besteht aus knollig-ruppigen Kalkbänken mit viel Biodetritus. Grössere Biogene sind häufig mit Kalkkrusten umhüllt (Onkoide, «Mumien»). In der Mikrofazies beobachtet man gerundete Kalkpartikel von blaugrüner Farbe, die GYGI (1969) als mit Glaukonit imprägnierte Kalkalgenknollen interpretierte. An Makrofossilien findet sich häufig Pholadomyen. Weiter enthält das Crenularis-Member fast überall Schwämme, die aber meist schlecht erhalten sind (nur Skelettteile und Nadeln).

Wangen-Member: 10–12 m

Der Name «Wangenerschichten» geht auf MOESCH (1867b) zurück. Typlokalität waren einige Steinbrüche nahe Wangen bei Olten, wo die Einheit aus weissem, kreideartigem Kalkstein besteht. Im Kanton Aargau zählte C. Moesch den Schichtstoss zwischen dem Crenularis-Member und der Knollenbank zu den «Wangenerschichten» und verwendete dafür die Namen «Caprimontanaschichten» und «Weisse Kalke». Die «Weissen Kalke» treten im Gebiet Effingen-Bözberg-Geissberg-Würenlingen auf, sie sind den «Wangenerschichten» der Typlokalität ähnlich. MÜHLBERG (1905) schloss in seinen Wangenerschichten das Letzi-Member ein, da er die Knollenbank beim Kartieren nicht auffinden konnte. GYGI (1969) und GYGI & PERSOZ (1986) verwenden den Namen Wangen-Member im Sinne von C. Moesch, aber lediglich im Kanton Aargau. Als Referenzprofil gelten die Aufschlüsse im Tal südwestlich der Ruine Besserstein bei Villigen; die Lokalität Schrannechopf (in GYGI 1969) ist heute auf Blatt Baden nicht mehr aufgeführt.

Beim Wangen-Member handelt es sich um gelbgrauen, harten, dichten Kalkmikrit. Am Geissberg liegen die Bänke dicht aufeinander, Mergelfugen sind nur selten entwickelt. An der Lägeren führen die unteren Lagen teilweise Schwammreste, westlich von Baden treten bis 0,20 m mächtige Spongienlagen auf. Am Geissberg bildet ein gut 6m mächtiger gelblich-weisser «kreidiger» Kalk, der leicht in scharfkantige, unregelmässige Splitter zerfällt, den oberen Teil des Members. GYGI (1969) führt die geringe Verwitterungsresistenz auf die hohe Porosität des Gesteins zurück. An Makrofossilien finden sich vor allem Bivalven.

Den oberen Abschluss des Wangen-Members bildet eine Kalkbank, die Limonitknollen und teilweise auch rundliche Hohlräume mit Kalzitkristallen enthält. Weiter führt die Lage am Geissberg mit Limonit überkrustete Pectiniden. Das Gestein enthält wenig feinkörnigen Glaukonit; dieser ist das konstanteste Merkmal dieser Schicht, ist jedoch nicht immer leicht erkennbar. Die Schicht wird als *Knollenbank* (Knollenschicht) bezeichnet; sie erlaubt es, das Wangen- vom lithologisch ähnlichen Letzi-Member zu trennen. Am Iberig ist sie 0,65m mächtig, am Bözberg 0,10–0,20m. Chronostratigraphisch wird sie ins frühe Kimmeridgien gestellt (GYGI 2000b: Fig. 40). Die Knollenbank ist an der Lägeren nicht entwickelt. Wangen- und Letzi-Member werden hier zusammengefasst und sind rund 44 m mächtig.

Letzi-Member: ca. 25 m

Der Name «Letzischichten» geht nach MOESCH (1863) auf A. Escher von der Linth zurück und bezieht sich auf die Lokalität Letzi 1,5 km südwestlich von Mönthal (Atlasblatt 110 Frick-Laufenburg, DIEBOLD et al. 2005, 2006). Der Steinbruch, der zur Gewinnung von lithographischen Kalksteinen diente, ist heute nicht mehr sichtbar. Als Referenzprofil bezeichnete GYGI (1969) die Aufschlüsse im Steinbruch Mellikon (Koord. 668.500/268.500, Atlasblatt 102 Zurzach), wo das Letzi-Member auch heute noch gut aufgeschlossen ist.

Am Geissberg ist das Letzi-Member aus einer monotonen Folge von 0,20–0,70 m mächtigen, hell-gelblichgrauen Kalkbänken ohne mergelige Zwischenlagen aufgebaut. Der mikritische Kalk bricht an glatten, flachmuscheligen Flächen. Die obersten Lagen enthalten Glaukonit und viel Biodetritus, wie das Baden-Member. An der Westlägeren ist das Letzi-Member untypisch ausgebildet: Die obere Hälfte ist stark verschwammt, eine ähnliche Ausbildung beobachtet man lokal auch im Gebiet von Endingen. Am Geissberg beschrieb R. Gygi eine Bank mit Brachiopoden, bei der Lokalität Stümpenhau östlich der Iflue fanden sich bei der Kartierung schlecht erhaltene Ammoniten. Zwischen der obersten Kalkbank des Letzi-Members und dem Baden-Member liegen im Gebiet von Baden 1,20 m Mergel und mergeliger Kalk von hell gelblichgrauer Farbe.

Die Abgrenzung gegen das Baden-Member ist nicht immer klar, da das oberste Letzi-Member im Kartengebiet ebenfalls Glaukonit führt und viel Biodetritus enthält. Allerdings wittert das karbonatärmere Baden-Member im Gelände zurück, so dass der Übergang meist morphologisch ausgeprägt ist. Das Letzi-Member ist lithologisch auch kaum vom untersten Wettingen-Member zu unterscheiden, wo das trennende Baden-Member nicht erkennbar ist.

Ablagerungsmilieu der Villigen-Formation: Nach der Ablagerung des Effingen-Members verringerte sich der siliziklastische Einfluss, und es wurden die vorwiegend kalkigen Schichten der Villigen-Formation im Übergangsbereich zwischen Karbonatplattform im Westen und Schelfbecken im Osten abgelagert. Auf Grund der Zusammensetzung der Makrofauna schliesst GYGI (2000b) auf eine Wassertiefe um 50 m.

Aufschlüsse der Villigen-Formation

Im grossen Kalksteinbruch Gabenchopf westlich von Villigen (Koord. 656.500/265.000) ist der überwiegende Teil der Villigen-Formation aufgeschlossen. Es fehlen lediglich die obersten Lagen des Letzi-Members und der Übergang zum Baden-Member. Die Profile von GYGI (1969) am Geissberg sind gut zugänglich, allerdings ist die Orientierung in den räumlich getrennten Aufschlüssen schwierig und das Auffinden der Leitbänke zeitraubend. Der Übergang vom Letzi-Member zum Baden-Member ist im überwachsenen Steinbruch Schlatt westlich von Endingen (Koord. 663.550/265.580) aufgeschlossen.

i₇ **Burghorn-Formation**

Das Baden- und das Wettingen-Member (GYGI 2000a), die obersten Schichten des Malms, treten in ihrer typischen Ausbildung vor allem im Gebiet Westlägeren – unteres Aaretal – Chestenberg auf. Den beiden Members, die im Massstab 1:25 000 zu einer Kartiereinheit zusammengefasst werden, fehlte bis anhin eine übergeordnete Formation. Auf Beschluss des Schweizerischen Komitees für Stratigraphie (SKS) im Jahr 2006 wurden sie zur Burghorn-Formation zusammengefasst. Das Burghorn liegt auf dem Lägerengrat bei Koord. 669.700/259.315 (Pt. 859,0 m). Am Hang südlich dieser Stelle und am Grat westlich davon stehen die beiden Members verbreitet an, insbesondere am Fahrweg, der, von Ost-südosten kommend, bei Pt. 802 m (W Lägerensattel) den Grat erreicht. Das Baden-Member steht hier, etwas untypisch, in Form eines graubeigen mergeligen Kalks an. Eine Beschreibung des Typusprofils ist in Vorbereitung. Das Baden-Member geht gegen die Ostlägeren allmählich in die untere Schwarzbach-Formation über, das Wettingen-Member in die obere Schwarzbach- und die Felsenkalk-Formation.

Baden-Member: 2–3 m

Die «Badenerschichten» wurden von MOESCH (1867b) benannt. Im Gebiet von Baden fehlen heute durchgehende Profile. GYGI (2000a) schlug deshalb einen natürlichen Anriss 150 m westlich der Ruine Besserstein (Geissberg, SW Villigen) als Typlokalität vor (Profil RG 62, GYGI 1969). Die Stelle ist gegenwärtig mit Schutt bedeckt und muss zur Beobachtung aufgegraben werden. Die typische glaukonitische Fazies des Baden-Members kommt im Gebiet vom Rhein bis zur westlichen Lägeren und bis zum Chestenberg im Westen vor. Im Steinbruch Mellikon (Atlasblatt 102 Zurzach) fand sich an der Basis des Baden-Members *Sutneria platynota*, in den obersten Lagen *Idoceras hararinum* (GYGI 2003), so dass die Schicht chronostratigraphisch dem frühen Kimméridgien zugeordnet werden kann (GYGI 2000b).

Das Baden-Member besteht aus rötlich- bis gelblichbraunem, grün geflecktem, hartem, mergeligem Kalk, gelbem mergeligem Tonstein und glaukonitischem Mergel. Die Schicht ist glaukonit- und fossilreich. Im Gebiet der Stadt Baden liegt an der Basis eine gut 1 m mächtige Wechsellagerung aus hellem, gelblichgrauem Mergel und mergeligem Kalk. Im Taleinschnitt zwischen Endingen und Schöntal erkennt man noch eine 0,2–0,3 m mächtige Mergellage unter dem knolligen Kalk. Das Baden-Member ist lagenweise ausserordentlich fossilreich: Es dominieren neben den ins Gestein eingestreuten Schwammresten vor allem Ammoniten (BITTERLI 1999), daneben finden sich auch Belemniten, Gastropoden, Brachiopoden und Bivalven.

Aufschlüsse

Ehemaliger Steinbruch Schlatt westlich von Endingen (Abfolge vom obersten Letzi-Member bis zur Basis des Wettingen-Members). Am Weg von Untersiggenthal zur Lokalität Stüm-

penhau stehen auf Kote 485 m glaukonitreiche Kalke des Baden-Members am Wegrand an. Am Hundsbuck südwestlich von Baden sind einzelne fossilreiche Kalkbänke der Schicht bei Koord. 664.700/258.110 für den GeoPfad Baden freigelegt worden (FUNK et al. 2004). Bei der erwähnten Stelle 150 m westlich der Ruine Besserstein am Villiger Geissberg können einzelne Brocken des grünlichbraunen «Badener Kalks» sowie gelbbraune Mergel mit geringem Aufwand freigelegt werden. Die Stelle liefert auch einzelne Fossilien.

Wettingen-Member: bis 45 m

Die Bezeichnung «Wettingerschichten» wurde von MOESCH (1867b) eingeführt, er definierte jedoch keine Typlokalität. Das Wettingen-Member steht nicht mehr in seiner ursprünglichen Mächtigkeit an; meist sind noch 20–30, maximal 45 m vorhanden. Es wurde während der langen Erosionsphase in der Kreide- und Tertiärzeit bei tropischem Klima teilweise erodiert. Die oberen Lagen des Members werden darum häufig von Karstschloten durchzogen.

Das Wettingen-Member ist wie folgt aufgebaut: unten ca. 10 m dunkel gelblichgrauer grobbankiger, dichter Kalk, vom Wangen-Member nicht zu unterscheiden, oben heller, massiger, Verkieselungen führender grobkristalliner Kalk. Kieselnollen und verkieselte Fossilien liegen meist in den Spongienhorizonten.

GYGI (1969) fand in einer mikritischen Kalkbank an der Basis des Wettingen-Members *Idoceras balderum*. Dieser Ammonit ist leitend für die untere Divisum-Zone des Kimméridgiens, er wurde auch im Gebiet des Endinger Hörndli in den untersten Lagen des Wettingen-Members gefunden. MOESCH (1867b) publizierte eine umfangreiche Fossilliste, in der von der Lägeren *Aulacostephanus eudoxus* und *A. mutabilis* erwähnt werden, die das späte Kimméridgien belegen. Das Wettingen-Member ist damit, wie oben erwähnt, mit der oberen Schwarzbach-Formation und mit der Felsenkalk-Formation des Randen zu korrelieren (GYGI 2000b).

Aufschlüsse

Das Wettingen-Member ist am Südhang der Lägeren an einigen Stellen aufgeschlossen. Am Lägerengrat 400 m westlich von Pt. 802 m sind knapp 20 m der Kalke sichtbar. Beim Steinbuck südöstlich von Oberehrendingen ist ebenfalls ein Teil der Abfolge aufgeschlossen. Die untersten, gut gebankten Kalke sind am Fussweg von Villigen zur Ruine Besserstein direkt über der Typlokalität des Baden-Members etwa 1,6 m mächtig sichtbar. Sie bilden die «Treppenstufen» des Fussweges im letzten Anstieg. Darüber folgt, rund 150 m westlich der Ruine, massige Schwammfazies. Den besten Aufschluss und ein vollständiges Profil bietet noch immer der aufgelassene Steinbruch Dielsdorf, rund 3 km östlich des Gebietes von Blatt Baden (BÜCHI et al. 1973, BOLLIGER 1999).

Ablagerungsmilieu der Burghorn-Formation: Die Ablagerungsverhältnisse des Baden- und des Wettingen-Members wurden bis anhin sedimentologisch nicht detailliert bearbeitet. GYGI (2003) ermittelte aufgrund sedimentologischer Überlegungen und der Zusammensetzung der Makrofauna eine Wassertiefe von über 50 m. Das Gebiet von Blatt Baden lag weiterhin am Abhang, der die Karbonatplattform mit dem Schwäbischen Becken verband.

TERTIÄR

Verbreitung

Im Gegensatz zum Gebiet von Atlasblatt 110 Frick-Laufenburg, wo die frühtertiären Bildungen im Miozän über weite Teile abgetragen wurden, scheinen diese primär lückenhaften Einheiten im Kartengebiet weitgehend vorhanden zu sein. Im östlichen Teil des Gebietes von Blatt Baden bleiben sie allerdings unter einer mächtigen Molassebedeckung verborgen. Grossflächige Vorkommen von Siderolithikum, meist nur schlecht aufgeschlossen, sind aus folgenden Gebieten bekannt: ca. 1 km südsüdöstlich von Schinznach-Bad (Fuchsenischlag-Gupf), Gebiet Umiken-Altenburg-Brugg, Südhang des Iberig (NW Untersiggenthal), bei Unterendingen (Atlasblatt 102 Zurzach) und auch im Südschenkel der Lägerenkette nördlich und nordwestlich von Otelfingen (s.a. GÜLLER 1959). Lokale Bildungen von früholigozänem Krustenkalk und «Gelberde» konnten im westlichen Kartengebiet an zwei Stellen nachgewiesen werden.

Die Einheiten der Molasse nehmen den grössten Anteil der im Kartengebiet an der Oberfläche oder unter Quartärbedeckung anstehenden Festgesteine ein. Molasse tritt südlich und nördlich der Lägerenstruktur auf, wobei das nördliche Vorkommen ungefähr entlang der Linie Riniken-Würenlingen endet.

Paläogeographie

Im Gebiet von Blatt Baden bilden die Schichten des Späten Juras (Oxfordien-Kimmeridgien) die Auflagerungsfläche der tertiären Ablagerungen. Es liegt hier also eine Schichtflücke vor, die einem Zeitraum von rund 110 Millionen Jahren entspricht (Fig. 7). Kreidezeitliche Sedimente, die in weiter westlich liegenden Gebieten auftreten, sind keine vorhanden. Maturitätsstudien weisen jedoch darauf hin, dass Sedimente des Späten Juras, der Kreide und eventuell auch des frühen Tertiärs hier abgelagert wurden. Fest steht, dass die auf der Landoberfläche exponierten Gesteine in festländischer Umgebung bei feucht-subtropischem Klima während längerer Perioden einer intensiven lateritischen Verwitterung und Erosion ausgesetzt waren.

Es entstand eine verkarstete Einebnungsfläche, die nach SENFTLEBEN (1923) und SCHINDLER (1977) im Gebiet von Baden unterschiedlich stark in die Malmoberfläche eingetieft wurde. Die Residualprodukte der Verwitterung, namentlich Ton, Quarzsand und Bohnerz, wurden in lokale Senken, Spalten und Karstlöcher zusammengeschwemmt. Diese Ablagerungen werden als Siderolithikum (Bohnerzformation) zusammengefasst. Aufgrund von Säugetierfunden in Karstspalten (RÜTIMEYER 1862, 1891, STEHLIN 1903, SCHMIDT-KITTLER 1987, ROSSELET 1991, BOLLIGER 1999) und assoziierter datierbarer Sedimente, sowohl im Gebiet der südlichen Umrandung des Oberrheingrabens (z.B. SITTLER 1965, 1969, Planor-

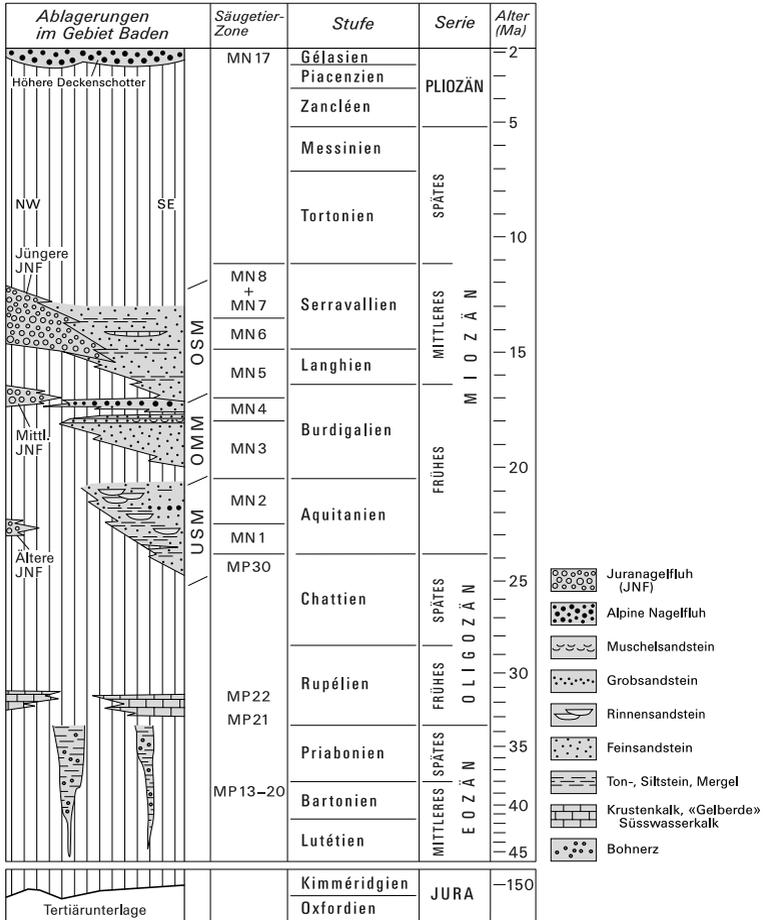


Fig. 7: Litho- und chronostratigraphische Gliederung des Tertiärs in der Umgebung von Baden (nach BERGER 1992, BOLLIGER et al. 1996, STEININGER 1999, DIEBOLD et al. 2006).

benkalke südlich von Basel) als auch auf der Schwäbischen Alb (GEYER et al. 2003), kann die Serie ins Eozän gestellt werden.

Ab dem späten Paläogen geriet das Kartengebiet in den Einfluss der Sedimentation aus dem Alpenraum, die Untere Stüsswassermolasse gelangte zur Ablagerung. Die hauptsächliche Entwässerung des Molassebeckens fand nach Nordosten statt. Zudem setzte eine Materialzufuhr aus dem Gebiet des zukünftigen Schwarzwaldes beziehungsweise seiner mesozoischen Bedeckung in das Molassebecken ein (Ältere Juranagelfluh, Fig. 7).

Während der Ablagerung der Oberen Meeresmolasse im frühen Miozän kam es zur zweimaligen Meerestransgression (Fig. 7) sowohl vom südwestlichen als auch nordöstlichen Teil des Molassebeckens her. Die Vorlandsenke wurde weiterhin zur Hauptsache mit Material von den Schuttfächern des nördlichen Alpenrandes beliefert. Nach einer Omissionsphase wurde das Gebiet von Blatt Baden erst während des späten Burdigaliens wieder zum Ablagerungsgebiet. In den angrenzenden Bereichen des Juras kann lokal Krustenkalkbildung festgestellt werden. Der Einfluss von Schuttfächern aus dem Jura nahm leicht zu (Mittlere Juranagelfluh), und ausserdem kann ab dem späten Burdigalien entlang dem Nordrand des Molassebeckens eine Zufuhr von Material aus dem nordöstlichen Alpenvorland festgestellt werden (Graupensandschüttung).

Nach einer allmählichen Verbrackung und schliesslich Verlandung des Molassebeckens herrschten definitiv festländische Verhältnisse. Das Gebiet von Blatt Baden lag nun zur Hauptsache im Einflussbereich der sich verstärkenden Zufuhr von Material aus Nordosten (Glimmersandschüttung); die Entwässerung des Mittellandes hatte sich somit nach Südwesten gewendet. Ebenso gewann die Materialschüttung aus dem Gebiet des südlichen Schwarzwalds an Bedeutung (Jüngere Juranagelfluh). Demgegenüber war der direkte Einfluss der alpinen Schuttfächer nur noch gering.

Wann die Molassesedimentation endete, ist nicht genau bekannt. Die bisher jüngsten Datierungen in den beckenaxialen Glimmersanden deuten auf MN7 hin (Grube Helsighausen TG, vgl. BOLLIGER 1998), also mittleres Serravallien (ca. 13 Ma). Die Schüttung der Jüngeren Juranagelfluh dauerte demgegenüber noch deutlich länger an, bis ins frühe Tortonien (MN9, ca. 11 Ma, KÄLIN 1993, KÄLIN & ENGESSER 2001). CEDERBOM et al. (2004) implizieren, dass die Sedimentation sogar bis um ca. 5 Ma vor heute weiterging.

Eozän

e Siderolithikum

Bohnerz

Während der festländischen Erosionsphase wurde Eisen durch Meteorwasser aus eisenreichem Ausgangsmaterial (z.B. Pyrit, Glaukonit) in kolloida-

le Lösung gebracht und in tieferen Lagen als Erzanreicherung wieder ausgeschieden.

WULLSCHLEGER (2005) konnte im Bohnerzrevier von Küttigen (LK-Blatt 1089 Aarau) drei Typen von Eisenerz feststellen, eine Gliederung, die sicher auch für das Gebiet Baden zutreffen dürfte:

- Zonen mit nicht konkretionären starken Erzimpregnationen im Boluston.
- Konkretionäres Krusteneisenerz, das als grössere Erzknohlen (5–20 cm) auftritt, bestehend aus einer dünn-schichtigen Wechsellagerung von Siderit/Hämatit und Limonit, wobei Kalk fehlt. In solchen Knohlen wurden bei Küttigen biostratigraphisch nicht diagnostische fossile Holz- und Insektenteile gefunden.
- Am häufigsten vertreten ist das typische, namengebende Bohnerz. Es entstand durch konzentrisch-schalige Erzausscheidung an Anlagerungskeimen und liegt oft stark angereichert als Erzbohnen eingebettet in Boluston.

Gemäss HOFMANN (1967) setzt sich Bohnerz mineralogisch meist aus Goethit (Nadeleisenerz) und/oder Hämatit, die mehr oder weniger stark mit Kaolin durchsetzt sind, zusammen. Die Erzbohnen enthalten ca. 40% Fe, in Spuren treten auch Mn (0,1%) und V (stellenweise bis 1%) auf (Analyse in HOFMANN 1967: 6). Sie sind meist in rotem, schwach eisenhaltigem Boluston eingebettet, aus dem sie bei der bergmännischen Erzgewinnung ausgewaschen wurden. Bohnerz tritt auch kalkig zementiert als hartes Konglomerat von Erzbohnen auf, mit einem Eisengehalt von ca. 45%.

Spuren, die auf eine Erzausbeute hinweisen (Pingen), befinden sich im Gebiet Ischlag-Iberg, ca. 1 km westlich bis nördlich von Riniken. Hinweise zum Bohnerzabbau an der Lägeren finden sich bei MEIER & MEIER (2003).

Boluston

Nach HOFMANN (1967: 7) besteht Boluston im Wesentlichen aus Kaolinit. Er bildete sich in feucht-warmem Klima durch Auslaugung von glimmerhaltigem Ton, der im Ausgangsmaterial – den mergeligen Zwischenlagen der Jurakalke – verfügbar war. Der meist ockerfarbene, selten weisse Boluston ist kalkfrei und zeigt – als Folge von Bodenbildung – keine Schichtung; eine solche kann jedoch durch Umlagerung entstehen. Er bildet die Matrix der Erzbohnen. Reiner Boluston eignet sich für keramische Zwecke (z.B. Pfeifenerde); im Allgemeinen weist er aber einen Eisengehalt von meist ca. 10% auf und ist damit nur beschränkt verwendbar. Die aus SiO₂-reichem Illit bei der Verwitterung mobilisierte Kieselsäure tritt als Verkieselungen (Feuersteine, «Katzenköpfe») und auch als kleine idiomorphe Quarzkristalle im Boluston in Erscheinung.

In den Steinbrüchen von Dielsdorf, rund 3,5 km östlich des Kartengebietes, wurde in einer Karstspaltenfüllung aus bohnerzhaltigem Ton eine umfangreiche

Fauna geborgen. Sie umfasst insbesondere zahlreiche Wirbeltierreste (ROSSELET 1991, BOLLIGER 1999). Der Ton und die darin enthaltenen Fossilien wurden teilweise mehrfach umgelagert, doch lässt sich als Schwerpunktalter das mittlere Späte Eozän festlegen (Säugetierzonen MP16–18; die Füllung der Dielsdorfer Spalten umfasst insgesamt eine zeitliche Spanne vom späten Lutétien [MP13] bis ins älteste Oligozän [MP22]). Die Fauna belegt ein subtropisches bis tropisches Klima, Reste von Krokodilen weisen auf das Vorhandensein perennierender Gewässer.

Aufschluss

Im Bacheinschnitt beim Stümpenhau (NW Untersiggenthal, Koord. 661.020/262.350) ist Boluston aufgeschlossen, der wenige Bohnerzkörner enthält.

Quarzsand und Huppererde

Dieser meist weisse kalkfreie Mittel- bis Grobsand tritt als Linsen im Boluston auf. Die Quarzkörner weisen häufig matt polierte Oberflächen auf und liegen in einer kaolinitischen Tonmatrix, deren Anteil 10–20% ausmacht (Glassand, Klebsand). Gelegentlich kommen auch gut gerundete Quarzkörner mit Durchmessern bis ca. 5 mm vor, die eine hämatitbeschichtete Oberfläche («Wüstenlack») besitzen und kleinen Erbsenbohnchen äusserlich sehr ähnlich sehen.

Kalkbrekzien

Brekzien treten hauptsächlich im Randbereich von Karstlöchern auf. Malmkalksplitter (1 bis >10 cm) schwimmen in einer roten, erzeichen Matrix von Boluston. Seltener sind kalkig oder kieselig zementierte, sehr widerstandsfähige Brekzien, die im westlichen Jura als Calcaire de Daubrée bekannt sind.

Frühes Oligozän

Vormolassische Ablagerungen

o_k Krustenkalk und «Gelberde»

SCHINDLER (1977) beschreibt aus einer Bohrung südwestlich von Umiken (Bohrung KB-25, 1965, Koord. 656.080/258.912) in einer Position zwischen Siderolithikum und USM (bei 19–21 m) ein Vorkommen von grünem, hartem Tonstein mit bräunlichen kugeligen Kalkkonkretionen. Ein isoliertes Vorkommen von Krustenkalk, das zu den vormolassischen Ablagerungen gehören dürfte, wurde auch ca. 300 m nordöstlich der Lokalität Rötli (Koord. 655.600/262.230, ca. 1 km SW Remigen) entdeckt. Im Kartengebiet sind bisher aber keine weiteren Vorkommen bekannt geworden.

Ihrer Lage entsprechend sind diese Ablagerungen mit Vorkommen auf Atlasblatt 110 Frick-Laufenburg (z.B. bei Chalofen, Villnachern und im A3-Bözbergtunnel, DIEBOLD et al. 2006) und auf Atlasblatt 50 Wohlen (Chestenberg, HOFMANN & GYGI 1961) vergleichbar. HOFMANN & PETERS (1962) und HOFMANN (1967) haben entsprechende Sedimente aus dem Schaffhausischen eingehend untersucht und sie durch regionalen Vergleich altersmässig dem Rupélien (Sannoisien) zugeordnet.

Bei den Kalken dürfte es sich um rein terrestrische Bildungen handeln: Die Kalkkonkretionen von Umiken sind als Exsudationskalke (z.B. Caliche) zu betrachten, während die Krustenkalke südwestlich von Remigen und jene von Villnachern (Atlasblatt Frick-Laufenburg) vermutlich in seichten Tümpeln als Algenkrusten unter semiariden Klimabedingungen gebildet wurden. Der grüne Tonstein der Bohrung bei Umiken entspricht möglicherweise den von HOFMANN (1967) aus dem Kanton Schaffhausen als Kaolinitmergel (Gelberde) beschriebenen terrestrischen Ablagerungen. Eigentliche Gelberden konnten bisher im Kartengebiet aber nicht nachgewiesen werden.

Oligozän–Miozän

Molasse

In den letzten Jahrzehnten konnte vor allem mittels biostratigraphischer Methoden eine wesentliche Verbesserung der zeitlichen und genetischen Korrelation der bisher hauptsächlich lithologisch gegliederten Molasseablagerungen im gesamten alpinen Vorland und im Oberrheingraben erreicht werden (vgl. KEMPF et al. 1997: Fig. 10). Vor allem mittels Untersuchungen von Kleinsäugerfaunen wurde eine Biozonierung der verschiedenen Ablagerungsräume erarbeitet. Dadurch sind nun recht verlässliche Rekonstruktionen der zeitlich-paläogeographischen Verhältnisse möglich (z.B. BERGER et al. 2005a, b). Für das Blatt Baden liegen nur wenige aussagekräftige Fundstellen von Kleinsäufern vor. Deshalb muss für den Versuch, eine zeitliche Einstufung der Ablagerungen vorzunehmen, auf einer regionalen Rekonstruktion aufgebaut werden. Ein Überblick über die Altersstellung der tertiären Ablagerungen von Blatt Baden und seiner Umgebung vermittelt Figur 7.

o₃-m₁ Untere Süsswassermolasse

Die Untere Süsswassermolasse (USM) keilt entlang einer Linie Villnachern-Brugg-Untersiggenthal-Endingen gegen Nordwesten aus. Welchen Zeitabschnitt die Gesteine der USM im Gebiet von Blatt Baden repräsentieren, kann nicht mit Bestimmtheit angegeben werden, aber es ist davon auszugehen, dass gegen Nordwesten immer jüngere Anteile der USM auf der mesozoischen oder älteren ter-

tiären Unterlage liegen. Nach den Rekonstruktionen von BERGER et al. (2005b) erreichte die Molassesedimentation das Kartengebiet im späten Oligozän.

Zwei im Kataster der Fundorte fossiler Säugetiere des Naturhistorischen Museums Basel aufgeführte Fundstellen aus der USM westlich von Baden (Unterer und Oberer Rauschenbach W Chappelerhof) belegen mit dem Auftreten von *Titanomys* sp. ein aquitanes Alter.

Die USM besteht aus buntem, meist dunkelrotem oder hellgrünem, zum Teil feinsandigem Silt- und Tonstein, in welchen weiche Feinsandsteinbänke mit grossen Knauern eingeschaltet sind. Die Knauer enthalten ab und zu Pflanzenreste. Der Sandstein weist eine hellgrüne bis graue Grundmasse mit eingestreuten dunklen Komponenten auf, enthält jedoch im Gegensatz zum OMM-Sandstein keinen Glaukonit. Selten treten auch Nagelfluhbänke auf. In Aufschlüssen fallen vor allem die roten Paläobodenhorizonte auf. Vom Bau des Baregg隧ns ist auch eine bituminöse Sandsteinabfolge («Ölsandstein») von rund 9 m Mächtigkeit bekannt (VON MOOS & PAVONI 1959, ebenso beim Bau der dritten Röhre angetroffen).

Der grösste Teil der USM im Gebiet von Blatt Baden entstand in einer weitläufigen, von mäandrierenden Flüssen durchzogenen Ebene im distalen Teil des Molassebeckens (KELLER et al. 1990). In den eigentlichen Flussrinnen (bzw. Rinnengürteln) wurden fein- bis mittelkörnige Sandsteine abgelagert. Die Flüsse bauten seitlich der Rinnen Uferwälle auf, welche bei Hochwasser gelegentlich durchbrochen wurden. Dabei entstanden Durchbruchsrinnen, hinter den Uferwällen Durchbruchsfächer und im distalen Bereich Schlammablagerungen. Während der Ruhephasen ohne Hochwasserereignisse bildeten sich auf den Überschwemmungsebenen Böden (häufig mit Caliche, Wurzelgängen usw.).

Im südöstlichen Kartengebiet ist die USM rund 600 m mächtig, südlich von Endingen noch rund 30 m; gegen NW keilt sie unmittelbar nördlich des Dorfes im Gebiet der Endingen-Flexur praktisch aus (s. S. 67 u. Fig. 9).

Nagelfluh mit alpinen Geröllern

Konglomeratbänke oder Gerölllagen alpinen Ursprungs kommen im Kartengebiet nur ganz lokal vor (z.B. in einem aufgelassenen Steinbruch bei Koord. 664.950/260.230) (vgl. auch BRANDENBERGER 1932). Auch in einzelnen Bohrungen in Wettingen konnten Konglomeratlagen festgestellt werden. Solche Geröllschüttungen sind wohl als Resultate von Grosseignissen zu deuten, die Gesteinsmaterial von den alpinen Schuttfächern her bis in den distalen Teil der Vorlandsenke zu transportieren vermochten. Alternativ können sie als Residualsediment (Lag) an der Basis von Rinnen interpretiert werden.

Ältere Juranagelfluh

Zur Zeit der Ablagerung der jüngeren Anteile der USM war auch eine erste grobklastische Schüttung aus dem Gebiet des zukünftigen Juras aktiv. Im heute

renaturierten Steinbruch von Rekingen (Blatt 102 Zurzach), rund 3 km nördlich des Gebietes von Blatt Baden, beobachtete man seinerzeit konglomeratgefüllte Rinnen, die in USM-Mergel eingeschnitten waren. Diese Juranagelfluh enthielt bis dezimetergrosse Komponenten, meist Malmkalke. Die Rinnen ziehen gegen Süden ins Gebiet von Blatt Baden, sind dort allerdings nicht aufgeschlossen. Bei Villnachern, wenige Kilometer westlich der Kartengebietsgrenze, kommt Juranagelfluh vor (DIEBOLD et al. 2006), und auch in einer Bohrung für den A3-Bözbergtunnel wurden solche Einlagerungen in der USM festgestellt. Schon länger bekannt sind ähnliche Schüttungen in der Molasse des Hegaus (SCHREINER 1965).

Aufschlüsse der USM

Die USM tritt im Kartengebiet nur lokal und in kleinen Aufschlüssen zu Tage, zum Beispiel im Bett des Öbachs nordwestlich von Lengnau bei Koord. 667.200/264.720. Gruben, wo Gesteine der USM zum Beispiel zu Ziegeleizwecken abgebaut werden, existieren schon lange keine mehr. In den natürlichen Aufschlüssen sind fast ausschliesslich Sandsteine der Rinnengürtel ersichtlich. Diese sind besonders im Gebiet der Baregg und der Limmatufer unterhalb von Neuenhof aufgeschlossen.

m₂₋₃ Obere Meeresmolasse

Zur Zeit der Oberen Meeresmolasse (OMM) lag das Gebiet von Blatt Baden im Übergangsbereich des offenmarinen Bereiches zum Beckennordrand (HOMEWOOD 1981). Im Gegensatz zum nördlich anschliessenden Gebiet von Blatt Zurzach, wo zum Teil Steilküsten vorkamen («Klifflinie», z.B. Küssaburg, GRAF 1991), ist die Grenze des Verbreitungsgebietes der OMM morphologisch – abgesehen von Ausnahmen (s. u.) – weniger klar festzustellen. Generell erstreckt sich die OMM mehrere Kilometer weiter nach Nordwesten als die USM. Im Norden und Nordosten des Kartengebietes ist die Mächtigkeit der OMM geringer als dies in älteren Karten angegeben wurde (z.B. MÜHLBERG 1901, HANTKE et al. 1967, ISLER et al. 1984). Im Surbtal unterhalb von Lengnau beträgt die Mächtigkeit der OMM rund 20–40 m, zudem keilt bei Eendingen die USM gegen Nordwesten zur Eendingen-Flexur hin aus.

Nördlich von Eendingen transgrediert die OMM direkt auf Malmkalke. Dies wird auf die Erosion im Zusammenhang mit der im späten Burdigalien einsetzenden Reaktivierung alter Bruchzonen im Sockel zurückgeführt, die sich in der Ausbildung von Flexuren im Deckgebirge äusserte. Dabei wurden die USM sowie ältere Ablagerungen der OMM im Bereich der entstehenden Flexuren herausgehoben und teilweise erodiert, wobei auch Küstenkliffe entstanden. Die Ablagerungen des frühen Burdigaliens, vor allem glaukonitische Sandsteine («Burdigalien» im Sinne von VON BRAUN 1953), finden sich darum nur südlich der Flexurzone.

Die Ablagerungen des jüngeren, oberhalb der Austernagelfluh liegenden Anteils der OMM erstrecken sich einige Kilometer über die Eendingen-Flexur hinaus nach Norden. Vermutlich springt die «Klifflinie» in östlicher Richtung weiter nach Norden und folgt dann Störungszonen über dem nördlichen Rand des

Tabelle 2: Die lithologischen Einheiten der OMM in der Umgebung von Baden.
Nach BÜCHI & HOFMANN (1960), JÄCKLI (1966b) und HABICHT (1987).

		Molasse südlich der Lägerenstruktur		Molasse nördlich der Lägerenstruktur		
Burdigalien MN 3/4 – MN 4 (KÄLIN 1997)	Obere OMM («Helvétien» auct.)	2. Sedimentationszyklus	Sandstein mit Knauerlagen, Geröllnestern und -bändern	Sandstein mit Knauerlagen, Geröllnestern und -bändern (nur im W, z.B. Hörndli N Endingen, Ölbach b. Lengnau)		
			Austernnagelfluh <i>Basis: Erosionsfläche</i>	Austernnagelfluh (nur im W Kartengebiet) <i>Basis: Erosionsfläche</i>		
		1. Sedimentationszyklus	(fehlt vermutlich infolge Ausräumung während des 2. Sedimentationszyklus) <i>Basis: Erosionsfläche</i>	z. T. rudimentär od. fehlend	Glaukonitischer Sandstein (nur im Lägerenvorland entwickelt, z.B. «Vindoboner Grobsand», Riedenbach, NOTZ 1924)	
			Quarzitnagelfluh (im E Kartengebiet, z.B. Riedenbach) <i>Basis: Erosionsfläche</i>			
	Untere OMM («Burdigalien» auct.)	Oberer Sandstein (glaukonitischer Sandstein, ohne Grobsand)		Oberer Sandstein (glaukonitischer Sandstein, z.B. Riedenbach)		
		Muschelsandstein, lateral in Grobsandstein übergehend (Schüttung aus Napfgebiet, z.B. Würenlos, Anzfluh)		Grobsandstein mit einzelnen Muschelsandsteineinlagerungen (Schüttung aus Böhmischer Masse)		
		Unterer Sandstein (glaukonitischer Sandstein)		Unterer Sandstein (glaukonitischer Sandstein, z.B. Gipsbach SE Oberehrendingen)		
		«Basiszone», z. T. Geröll führend <i>Basis: Erosionsfläche</i>		«Basiszone», z. T. Geröll führend <i>Basis: Erosionsfläche</i>		

Nordschweizer Permokarbondotropes (DIEBOLD 1987). Chronostratigraphisch liegt die obere OMM im späten Burdigalien (Otnangien und Karpatien, Grenzbereich MN3/4 und MN4, vgl. KÄLIN 1997). Sie dürfte demnach den Zeitbereich von 18–16,5 Ma repräsentieren.

Die OMM in der Umgebung von Baden ist in den letzten Jahrzehnten kaum mehr stratigraphisch bearbeitet worden. Wir stützen uns deshalb hier auf ältere Arbeiten (Tab. 2). Aufgrund der Erosionsphasen ist die Abfolge sehr lückenhaft, zudem machen schlechte Aufschlussverhältnisse die Korrelationen schwierig. Tabelle 2 stellt deshalb lediglich einen Versuch dar, die verschiedenen Lithologien zu ordnen, es ist jedoch anzunehmen, dass eine Neubearbeitung weitere Erkenntnisse bringen würde.

Glaukonitischer Fein- und Mittelsandstein

Im Gebiet von Blatt Baden bildet oliv- bis grünlichgrauer, braun oder beige-braun anwitternder Glaukonit führender, gebankter Fein- und Mittelsandstein den Hauptteil der OMM. BÜCHI & HOFMANN (1960) unterschieden eine «Untere» und eine «Obere Sandsteinzone» (hier nomenklatorisch etwas «korrekter» als Unterer und Oberer Sandstein bezeichnet, vgl. aber REMANE et al. 2005). Lokal beobachtet man auch Lagen gröberer Sandsteins. Nördlich der Lägeren kann der Untere Sandstein am nördlichen Steilbord im Tälchen des Gipsbaches sowie in dessen Bett bei der Judenweid (Aufschlüsse N der alten Gipsfabrik) beobachtet werden. In den Sandstein sind vereinzelt kleine Quarzitzerölle eingestreut, teilweise treten auch Geröllschnüre auf. Vor allem an der Basis sind einzelne Lagen reich an Muscheln (*Tapes* sp., *Cardium* sp.). Sie sind von den stratigraphisch höher liegenden Muschelsandsteinen im südlichen Blattgebiet zu unterscheiden (Tab. 2). Ein Aufschluss des Oberen Sandsteins findet sich im weiter unten erwähnten Profil im Riedenbach (NNE Burghorn).

Südlich der Lägeren, vor allem im Gebiet des Gmeumeriwalds nördlich von Würenlos, hat schwach zementierter, oft knaueriger, fein- bis mittelkörniger glaukonitischer Sandstein mit mergeligen Zwischenlagen einen grossen Anteil an den Sedimenten der OMM. Von ihm existieren nur wenige natürliche Aufschlüsse, so an der Talflanke zwischen Spreitenbach (Atlasblatt 50 Wohlen) und Neuenhof. Wo der Sandstein grossflächig aufgeschlossen ist, lassen die Sedimentstrukturen eine Ablagerung als Grossrippeln gezeitendominierter Rinnen erkennen (nach KELLER 1989).

Muschelsandstein

Es handelt sich um blaugrauen, bräunlichgelb anwitternden, stark verkiteten grobkörnigen Sandstein, der reich an Muscheltrümmern und Resten von Scutellen ist. Die einzelnen Bänke sind 0,2–0,5 m dick. Die grossmassstäbliche

Schrägschichtung, die sich stellenweise beobachten lässt, ist das Resultat asymmetrischer Gezeitenströmungen, die einem 14-tägigen Gezeitenrhythmus folgten (ALLEN et al. 1985). Der Muschelsandstein nimmt gegen Südwesten an Mächtigkeit zu; bei Würenlos ist er mindestens 13 m mächtig (SENFLEBEN 1923). Er wurde hier lange Zeit als Baustein gewonnen, weshalb auch heute noch verschiedene der alten Steinbrüche einen Einblick in seinen Aufbau erlauben. Das Sandmaterial stammt zur Hauptsache aus dem Napfschuttfächer, es belegt einen Sedimenttransport von Westen nach Osten. Aus den Steinbrüchen von Würenlos wurde eine umfangreiche Fauna, insbesondere auch Haizähne, beschrieben. Beispiele der Fauna finden sich in SUTER & HANTKE (1962).

Grobsandstein

Gegen Norden tritt an Stelle des typischen Muschelsandsteins massiger, lagenweise auch gut gebankter grobkörniger Sandstein, der als Grobsandstein bezeichnet wird. Im Gebiet nördlich der Lägeren beobachtet man meist beige-braun anwitternden, weichen glaukonitischen Sandstein. In einem Bachbett bei der Lokalität Altenbaa südwestlich von Schleinikon ist er in bescheidenen Aufschlüssen zu beobachten. Besser sind die Verhältnisse im Profil Riedenbach (s. u.). NOTZ (1924) gibt folgende mineralogische Zusammensetzung für den Grobsandstein an: 50–60 % Quarz, 15–20 % Feldspäte, ca. 5 % Glimmer, 20 % Glaukonit.

Gemäss BÜCHI & HOFMANN (1960) bestehen enge genetische Zusammenhänge zwischen dem Muschelsandstein und dem Grobsandstein der OMM (Graupensand), indem im Muschelsandstein, insbesondere in den nördlich gelegenen Vorkommen, ein Anteil an Grobsandmaterial festgestellt werden kann. Dieselbe Beziehung besteht auch zum Grobkalk des Randens und des Basler Tafeljuras. Das Grobsandmaterial (z.T. auch in Feinkiesfraktion) besteht im Wesentlichen aus poliertem Quarz, rosa Quarz und grossen Andalusitkörnern. Er geht auf eine Vorläuferschüttung des später am Beckennordrand an Bedeutung gewinnenden Graupensandflusses zurück, dessen Material wahrscheinlich aus dem Gebiet des Frankenwaldes stammt (z.B. SCHREINER 1965). In der Zeitspanne der Ablagerung des Muschelsandsteins ist also eine Interferenz von Schüttungen aus Südwesten (Napfschuttfächer) und Nordosten (Graupensandfluss) festzustellen (BÜCHI & HOFMANN 1960). Südlich der Lägerenstruktur herrschte die ostwärtige Schüttung von Napf- und Hörnlmaterial vor, während nördlich davon die Graupensand-schüttung einen starken Einfluss hatte (ALLEN et al. 1985, HOFMANN 1989).

Quarzitnagelfluh, Austernnagelfluh

Neben häufigen hellen Quarziten sowie zu Grus zerfallenden Kristallingerölen aus der Napfschüttung enthält diese Nagelfluh auch Sandlinsen und Austernschalen, die lokal zu Schillbänken zusammengeschwemmt sein können, was zum

ursprünglichen Namen Austernnagelfluh führte. Später wurden folgende Bezeichnungen verwendet: Quarzitnagelfluh, «polygene Nagelfluh», «bunte Nagelfluh des Vindobons», «Napf-Nagelfluh» und «Austernmolasse». Nach VON BRAUN (1953), GRAF (1991) und BAUSCH & SCHÖBER (1997) handelt sich bei der Quarzit- und der Austernnagelfluh jedoch vermutlich um zwei getrennte Geröllschüttungen: unten die Quarzit-, oben die Austernnagelfluh. In den Profilaufschlüssen im Gebiet von Blatt Baden treten allerdings nirgendwo beide Horizonte zusammen auf. Die Quarzitnagelfluh, die vor allem in Südosten des Kartengebietes vorkommt, scheint dort einem einheitlichen Niveau etwa 10–20 m oberhalb des Muschelsandsteins zu entsprechen. Die Austernnagelfluh tritt vor allem im nordwestlichen Kartengebiet im Bereich der Küstenablagerungen auf. Da in diesem Gebiet die ältere OMM und Teile der USM kurz nach der Ablagerung wieder erodiert wurden (s.o.), liegt dort die Austernnagelfluh zum Teil direkt der USM auf (z.B. im Sandacher bei Endingen [Fig. 9] oder im Bachbett des Ölbachs NW Lengnau).

Die genaue Entstehungsweise der Quarzit- und der Austernnagelfluh ist ungeklärt. Ihre Ausbildung ist sehr wechselhaft. Oft handelt es sich um ein matrixgestütztes Konglomerat (z.B. GRAF 1991), was auf einen murgangähnlichen Ablagerungsmechanismus hindeutet. Sie kommt aber ebenfalls als komponentengestütztes Konglomerat oder auch nur in Form von isolierten Geröllschnüren im Sandstein vor. Solche Nagelfluhvorkommen könnten auf Umlagerung durch marine Strömungen zurückgehen, aber auch fluviatiler Natur sein. Das Geröllmaterial stammt, wie auch die Sandfraktion, aus dem Napfschuttfächer. Eine derart weit reichende Verlagerung von Geröllmaterial könnte als Folge episodischer Ereignisse interpretiert werden. Demnach wären die matrixgestützten Konglomerate die ursprüngliche Form der Nagelfluh und die komponentengestützten Varietäten deren Umlagerungsprodukte (GRAF 1991).

Mittlere Juranagelfluh

Nordwestlich von Umiken–Riniken kann eine grobklastische Schüttung aus dem Gebiet des Juras festgestellt werden. Die basalen Abschnitte der dort verbreiteten Juranagelfluh gehören noch zur OMM. In Anlehnung an die Verhältnisse auf dem Kleinen Randen wird dieses Vorkommen als Mittlere Juranagelfluh bezeichnet (vgl. GRAF 1991, BAUSCH & SCHÖBER 1997).

Aufschlüsse der OMM

- Den grössten natürlichen OMM-Aufschluss im Gebiet von Blatt Baden stellt die Felswand der Anzflue südöstlich von Turgi dar (Fig. 8), wo eine einzigartige Abfolge von marinen Sedimenten aufgeschlossen ist, die sowohl den Muschelsandstein (mit Grobsandanteil) als auch die Quarzitnagelfluh umfasst. Aus den Ablagerungen kann die wechselhafte Geschichte des Bereichs um die entstehende Lägerenstruktur rekonstruiert werden (GRAF & BITTERLI 1999). Neben wiederholter Rinnenbildung sind vor allem grossformatige Sedimentdeformationen und Entwässerungsstrukturen von Bedeutung, welche als das Resultat von seismischen Schocks gedeutet werden können (GRAF & BITTERLI 1999, Seismite), eventuell aber auch sturminduziert sind. Aus dem Vorkommen von Malmkalkbruch-

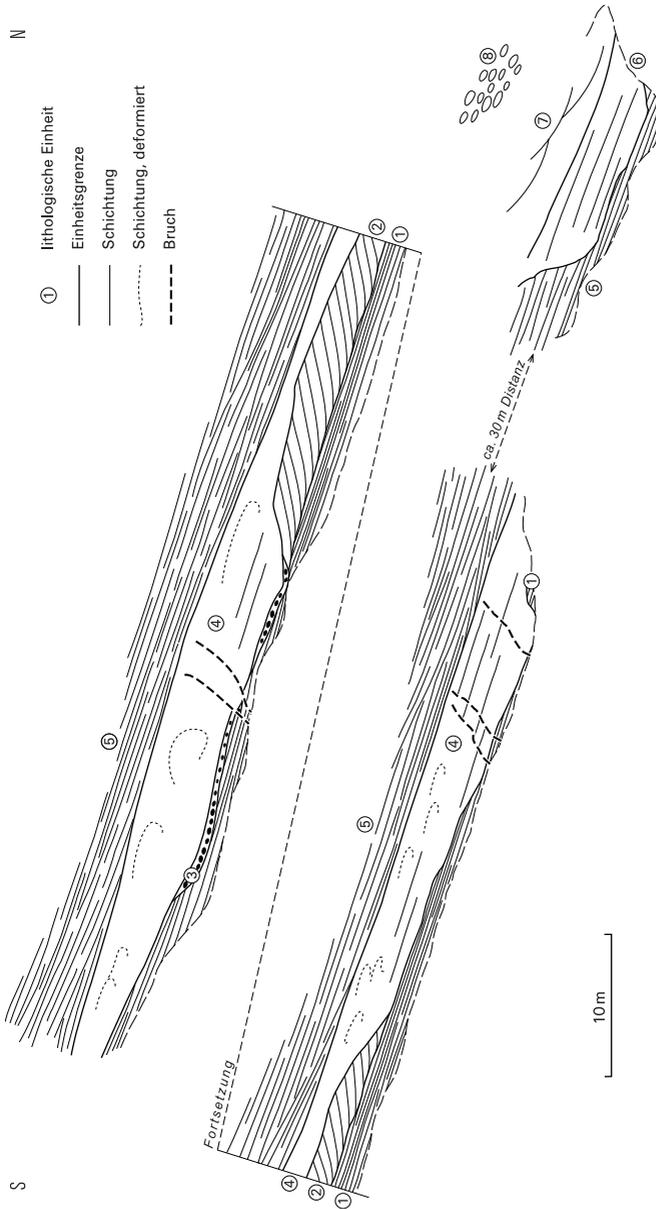


Fig. 8: Skizze des OMM-Aufschlusses an der Anzflue SE Turgi. Lithologische Einheit 1: Silt- bis Mittelsandstein, z.T. Rippel- und Faserschichtung, z.T. bioturbirt. 2: Muschelsandstein mit Intraklasten. 3: Matrixgestütztes Konglomerat: Quarzit, Jurakalke, aufbereitete Kalkkonkretionen und Klasten aus Einheit 1. 4: Mittelsandstein, deformierte planare Kreuzschichtung bzw. homogenisiert. 5: Muschelsandstein. 6: Matrixgestütztes Konglomerat: Quarzit, Muschelschalen, aufbereitete Komponenten aus Einheit 1 und 5. 7: Mittelsandstein. 8: Quarzitnagelfluh. Detaillierte Beschreibung in GRAF & BITTERLI (1999). Figur aus GRAF & BITTERLI (1999), verändert.

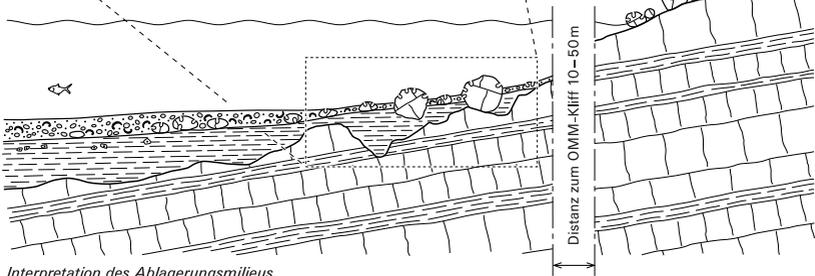
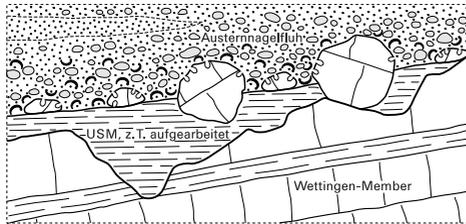
stücken in den Ablagerungen kann auf die Existenz einer Vorstufe der Lägerenstruktur geschlossen werden. Aus der Verkipfung der untersten lithologischen Einheit an der Anzflue kann darüber hinaus die synsedimentäre Aktivität einer schief zur Lägerenstruktur verlaufenden Transversalverschiebung (mit transpressivem Charakter) vermutet werden (GRAF & BITTERLI 1999). Dass zur Zeit der OMM im Bereich der heutigen Lägerenstruktur wahrscheinlich eine Hochzone vorlag, kann auch daraus abgeleitet werden, dass die tieferen Anteile der OMM (bis und mit Muschelsandstein) südlich der Lägeren auskeilen, um nördlich davon wieder aufzutreten. Welche laterale Ausdehnung diese Hochzone hatte, ist nur schwer abzuschätzen. Da ein Vorkommen von OMM am Chestenberg südwestlich der Lägeren auffällige petrographische Ähnlichkeit mit dem Grobsand des Klettgaus aufweist, dürfte der Sedimenttransport nach Westen angehalten haben. Die Hochzone der Lägeren kann deshalb nur lokal ausgeprägt gewesen sein (HOFMANN & GYGI 1961).

- In einer Baugrube im Gebiet Sandacher nördlich von Endingen (Koord. 664.490/265.730) wurde auf der unruhigen Oberfläche des Wettingen-Members eine nach Norden auskeilende Lage roten USM-Mergels beobachtet (Fig. 9). Dieser weist Spuren von Aufarbeitung auf, denn stellenweise fanden sich in seinem oberen Bereich aus dem Hangenden stammende grüne Sandsteinklasten; ausserdem ist die Schichtung teilweise gestört. Darüber folgt eine 1–1,5 m mächtige Austernnagelfluhlage. Auf der weitgehend ebenen Erosionsfläche liegen dezimetergrosse gerundete, allseitig von Bohrmuscheln angebohrte Kalkgerölle. Einzelne bis gut 1 m grosse Blöcke sitzen direkt der Malmkalkoberfläche auf und sind zum Teil vollständig im USM-Mergel eingebettet, wobei ihre Unterseiten keine Bohrlöcher aufweisen. Ähnliche Verhältnisse konnten in den vergangenen Jahren in zwei weiteren Baugruben in der unmittelbaren Umgebung beobachtet werden. In einem der Aufschlüsse wurde ein rund 3 m³ grosser Kalkblock angetroffen. BITTERLI (1999) interpretiert diese Abfolge als Bildung einer Kliffküste, die bei der Heraushebung der Endingen-Flexur im Burdigalien entstand. Die grossen Blöcke können als Erosionsrelikte der Malmunterlage gedeutet werden, möglicherweise sind sie aber auch vom nahen Felsenkliff auf die Strandplattform gelangt (Fig. 9). Dies muss insbesondere für die vollständig im USM-Mergel liegenden, nur oberseitig angebohrten Kalkbrocken angenommen werden. Die allseitig angebohrten kleineren Malmkalkgerölle an der Basis der Nagelfluh wurden bei der Bildung gedreht, was auf eine hohe Wasserenergie auf der Strandplattform hinweist. Das Küstenkliff kann vom Gebiet von Endingen nach Nordosten in den Klettgau und weiter nach Osten verfolgt werden, es bildete im späten Burdigalien die Nordküste des OMM-Meeres (VON BRAUN 1953, MÜLLER et al. 2002: Fig. 2.6).
- Weitere gute Aufschlüsse der OMM finden sich am Abhang des Hörndlihaus nördlich von Endingen (Koord. 664.560/266.000), im Bett des Ölbachs nordwestlich von Lengnau (Koord. 667.200/264.720–780 und 667.300/264.700, inkl. oberer Teil der USM), in Oberehendingen (Lokalität Unter Eich) sowie im Bett des Riedenbachs (Lokalität Rieden) südlich von Niederweningen (Koord. 670.150/260.420).

m₄ Obere Süsswassermolasse

Die Ablagerungen der Oberen Süsswassermolasse (OSM) können generell in drei paläogeographische Bereiche gestellt werden: die alpinen Schuttfächer, die beckenaxiale Glimmersandschüttung und die Schuttfächer des Beckennordrandes mit Sedimentzufuhr von Schwarzwald und Vogesen (KÄLIN 1993). Das Gebiet von Blatt Baden befindet sich im Grenzbereich zwischen der Glimmersandschüttung und den Schuttfächern der Jüngeren Juranagelfluh. Der Einfluss des Hörnlichuttfächers mag sich mit Lagen von grauem Mergel bemerkbar machen, welche aber auch als Überschwemmungssedimente der Glimmersandschüttung oder

Befund in der Baugrube



Interpretation des Ablagerungsmilieus



Fig. 9: Ablagerungen aus dem Küstenbereich des OMM-Meeres. Verhältnisse in einer Baugrube im Gebiet Sandacher N Endingen. Die Beobachtungen an den Grubenwänden wurden zu einem schematischen Profil zusammengefasst. Aus der Sedimentabfolge kann auf ein strandnahes submarines Ablagerungsmilieu nahe einem Küstenkliff geschlossen werden. Erläuterung im Text. Figur nach BITTERLI (1999), verändert.

als Ablagerungen in einem stehenden Gewässer (See, brackische Lagune, s.u.) interpretiert werden können. Bisher wurden keine Untersuchungen des Schwermetallgehaltes vorgenommen, welche hierzu Klärung bringen könnten.

Verschiedene Autoren (z.B. HÜRZELER 1932, REICHENBACHER et al. 2005) beschrieben aus den höheren Schichten der aargauischen OMM – im Hangenden der Quarzitnagelfluh – brackische Faunen beziehungsweise eine enge Vergesellschaftung von marinen und festländischen Faunen. Schon das gelegentliche Vorkommen von Austern in der Quarzitnagelfluh deutet auf einen zunehmenden Süßwassereinfluss hin. Im Gegensatz dazu wird der Glimmersand im Allgemeinen als typische OSM betrachtet, also als rein festländische Bildung.

Glimmersand

Das am meisten aufgeschlossene Gestein der OSM ist der Sandstein der Glimmersandschüttung. Dabei handelt es sich um knauerartig verfestigten, in trogförmiger Kreuzschichtung abgelagerten Fein- bis Mittelsandstein von beiger bis hellgrauer Farbe. Immer wieder kommen geringmächtige graue mergelige Zwischenlagen oder Mergellinsen vor, die oft kleine Kalkkonkretionen enthalten. Aufarbeitungshorizonte mit Mergelgallen und Schneckenresten sowie Holzreste treten häufig auf.

Der jüngste bisher datierte Glimmersand der Nordschweiz befindet sich in der Grube von Hellsighausen (Kt. Thurgau). Er wird in MN7 gestellt (BOLLIGER 1994). Generell umfasst der Glimmersand also den Zeitbereich von ca. 16,5 bis 13 Ma (nach KEMPF et al. 1997, STEININGER 1999).

Jüngere Juranagelfluh

Die Jüngere Juranagelfluh dehnt sich vor allem im Bereich westlich von Umiken–Riniken aus. Ihr östlichstes Vorkommen befindet sich auf der Südostseite des Bruggerbergs. Bei Riniken scheint eine rinnenförmige Eintiefung vorzuliegen, indem im Gebiet Wuestwald ein Zeugenberg aus OMM-Gesteinen (Grobsandstein) aus der Jüngeren Juranagelfluh herausragt.

Die Jüngere Juranagelfluh besteht aus Mergel und Kalkarenit sowie den markanten Nagelfluhbänken, welche bezogen auf die Gesamtmächtigkeit der Ablagerungen aber nicht den Hauptanteil einnehmen. Im Unterschied zu den benachbarten Juranagelfluhschuttfächern führt die Jüngere (Aargauer) Juranagelfluh hauptsächlich Gerölle von Malm- und Doggergesteinen. Ältere Gesteine als Hauptgestein fehlen weitestgehend.

Süßwasserkalk

Gelegentlich schalten sich kleine Vorkommen von Süßwasserkalk in die Abfolge der OSM ein. In der Karte eingezeichnet ist dasjenige an der Greppe öst-

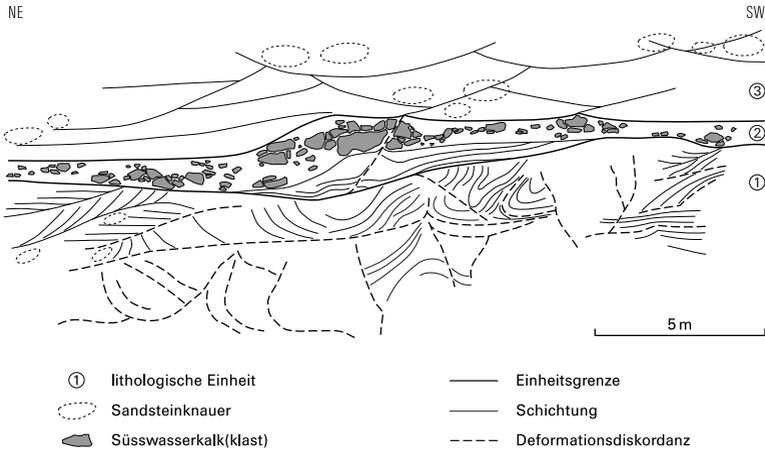


Fig. 10: Skizze des OSM-Aufschlusses Sand bei Gebenstorf. Lithologische Einheit 1: Mittelsandstein, deformierte Schüttungsstrukturen. 2: Mittelsandstein mit Süswasserkalkklasten und Holzresten. 3: Knaueriger Mittelsandstein, trogförmige Kreuzschichtung. Detaillierte Beschreibung in GRAF & BITTERLI (1999). Figur aus GRAF & BITTERLI (1999), verändert.

lich von Wettingen. Die übrigen (z.B. Sand bei Gebenstorf) sind zu kleinräumig und zu geringmächtig, um dargestellt zu werden.

Aufschlüsse der OSM

- Im Wäldchen westlich der Lokalität Bernalten südlich von Niederweningen (Koord. 670.700/261.250, «Sandhöhle»). Man beobachtet grosse, rundliche Sandsteinknauer in glimmerreichem hellbeigem Sand. Im Bachbett vom Bad hinauf nach Rieden sind weitere OSM-Aufschlüsse zu finden. Der Sandstein beziehungsweise Sand besteht zum grossen Teil aus Quarz, daneben treten 10% Feldspäte und 5% Glimmer auf (NOTZ 1924).
- Hohlweg vom Pt. 459 m (S Eendingen) zur Waldhütte Langenfohren. Im unteren Teil findet man weichen, Glimmer führenden Sandstein mit einzelnen harten Knauern. Diese Ablagerungen sind vermutlich in einem Wattenmeer entstanden und gehen allmählich in den feinkörnigen Sand des Glimmersand-Stromsystems über, der im oberen Teil des Hohlwegs ansteht.
- Im Gebiet Sand bei Gebenstorf ist in einer ehemaligen Abbaustelle bei Koord. 661.030/259.350 Glimmersand mit synsedimentären Schichtdeformationen aufgeschlossen (GRAF & BITTERLI 1999, Fig. 10). Im unteren Teil des Aufschlusses kann eine fast vollständige Auflösung des ursprünglichen Sedimentgefüges festgestellt werden, was auf eine Massenbewegung zurückgeführt oder eventuell als Entwässerungsphänomen gedeutet werden kann. In der Mitte des Aufschlusses folgt eine Lage mit Süswasserkalkbruchstücken, die ebenfalls eine Auflösung des Sedimentgefüges zeigt. Darüber liegt Glimmersand in ungestörter Lagerung. Die Aufschlussverhältnisse lassen eine klare Deutung der Gründe für die

Schichtstörungen nicht zu. Es könnte sich – wie bei der OMM der Anzflue – um Resultate von seismischen Schocks handeln, aber auch eine eigentliche Massenbewegung (Rutschung) kann nicht ausgeschlossen werden. Allerdings ist es anhand der heutigen Lageverhältnisse der Molasse am Gebenstorfer Horn nur schwer vorstellbar, wie das für eine Rutschung notwendige Relief hätte entstehen können.

QUARTÄR

Die chronostratigraphische Grenze Pliozän/Pleistozän, also der Beginn des Quartärs, liegt gemäss der gültigen internationalen stratigraphischen Tabelle bei 1,8 Ma (AGUIRRE & PASINI 1985). Das Pleistozän wird in Frühes, Mittleres und Spätes Pleistozän unterteilt. Als globaler Massstab für die Gliederung des Eiszeitalters werden heute zwei Datensätze verwendet, nämlich die aus den Kalkschalen von marinen Einzellern gewonnenen Sauerstoffisotopenkurven ($\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) und die Magnetostratigraphie. Die Grenze Frühes/Mittleres Pleistozän wird mit der Grenze zwischen den magnetostratigraphischen Epochen Matuyama und Brunhes festgesetzt (ca. 780 ka, RICHMOND 1996). Die Grenze Mittleres/Spätes Pleistozän liegt beim Beginn des Sauerstoffisotopenstadiums OIS5, also am Beginn des letzten Interglazials (ca. 128 ka, MUHS 2002).

Anhand von klimastratigraphischen Daten, zum Beispiel aus Tiefseebohrkernen oder langen Lössprofilen, kann gezeigt werden, dass bereits vor ca. 2,6 Ma erste bedeutende känozoische Vergletscherungen stattfanden (GIBBARD & VAN KOLFSCHOTEN 2004). Näherungsweise kann damit ein Maximalalter für die eiszeitlichen Ablagerungen im Gebiet von Blatt Baden angegeben werden. Aus einer Schicht von Überschwemmungsablagerungen innerhalb der Abfolge von Höheren Deckenschottern des Irchels (LK-Blatt 1051 Eglisau) sind Funde von Kleinsäugerresten bekannt geworden, die ein Mindestalter der betreffenden Sedimente von rund 1,8 Ma belegen (Säugerzone MN17, BOLLIGER et al. 1996; vgl. Fig. 7). Demnach existieren in der Nordschweiz eiszeitliche Bildungen, die im Späten Pliozän abgelagert wurden. Aus morphogenetischen Gründen können die im Gebiet von Blatt Baden vorkommenden Höheren Deckenschotter mit denjenigen des Irchels zumindest qualitativ korreliert werden (GRAF 1993), weshalb davon auszugehen ist, dass sie teilweise im Späten Pliozän entstanden.

Die früher praktisch rein morphostratigraphische Gliederung der eiszeitlichen Ablagerungen konnte in den letzten Jahren durch einen mehr lithostratigraphischen Ansatz erweitert werden. Zwar haben die der Morphostratigraphie zugrunde liegenden Überlegungen zu Akkumulation und Erosion weiterhin eine Bedeutung, indem die bedeutenden Erosionsphasen gewissermassen als regionale Korrelationshorizonte (Diskontinuitäten) betrachtet werden können. Die grobe

Unterteilung der eiszeitlichen Ablagerungen auf Blatt Baden basiert denn auch auf einer geomorphologischen Gliederung. Dabei umfassen die Höheren Deckenschotter zeitlich den Grenzbereich von Spätem Pliozän und Frühem Pleistozän. Die Tieferen Deckenschotter sind dem Frühen Pleistozän zuzuordnen, die Hochterrasse sowie basale Anteile der Ablagerungen der Niederterrasse dem Mittleren Pleistozän und die Bildungen der letzten Warm- und Eiszeit dem Späten Pleistozän (GRAF in Vorb.; GRAF et al. in Vorb.).

(Pliozän-)Pleistozän

Spätes Pliozän – Frühes Pleistozän

q_{HDS} Höhere Deckenschotter

Die Höheren Deckenschotter weisen im Gebiet von Blatt Baden flächenmässig eine aussergewöhnlich grosse Ausdehnung auf. Zusammen mit den angrenzenden Gebieten der LK-Blätter 1050 Zurzach (Atlasblatt 102), 1051 Eglisau und 1071 Bülach liegen hier die ausgedehntesten Vorkommen dieser Ablagerungen in der Schweiz. Höhere Deckenschotter kommen im Nordosten (Schliniker Platten, Schülberg, Banenholz, Bowald, Hörndlihu, Gländ-Dürn) sowie im Süden des Kartengebietes vor (auf dem nördlichen Ausläufer des Heitersbergs: Hinterhau, Ramsighau).

Entgegen der früheren Ansicht, dass die Höheren Deckenschotter einer ebenen Fläche auflagern würden, konnten mehrere Rinnenstrukturen festgestellt werden. Im Gebiet von Blatt Baden wurde eine ehemalige Rinne rekonstruiert, die vom Heitersberg im Süden herkommend über das Gebiet Ebnihof-Dürn und in der Fortsetzung östlich von Endingen in Richtung Nordwesten verlief (Taf. II).

Die Höheren Deckenschotter können in mehrere übereinander liegende beziehungsweise einander lateral ablösende Schotterkörper gegliedert werden (Fig. 11). Überlagernde Einheiten werden entweder durch alte Bodenbildungen (Pedogenesen) voneinander abgetrennt oder unterscheiden sich markant in ihrer petrographischen Zusammensetzung (GRAF 1993). Es kann von mindestens drei Ablagerungsphasen ausgegangen werden, die wahrscheinlich separaten Glazialen entsprechen.

Am Aufbau der Ablagerungen sind nicht nur – wie ihr Name impliziert – glazifluviale Schotter beteiligt, es kommen auch Gletschersedimente und Hochflutablagerungen vor. Im Kartengebiet konnten zwar bisher keine eigentlichen Gletschersedimente nachgewiesen werden, wohl hingegen in den angrenzenden Gebieten von LK-Blatt Bülach (Schöfflisdorfer Platten [Koord. 672.950/262.475], Bildstock [Koord. 673.950/258.425]) und Atlasblatt Zurzach (Kiesgrube Sandlochacher [Koord. 655.750/268.750]). Im Gebiet Gländ-Dürn ist eine Lage mit grossen

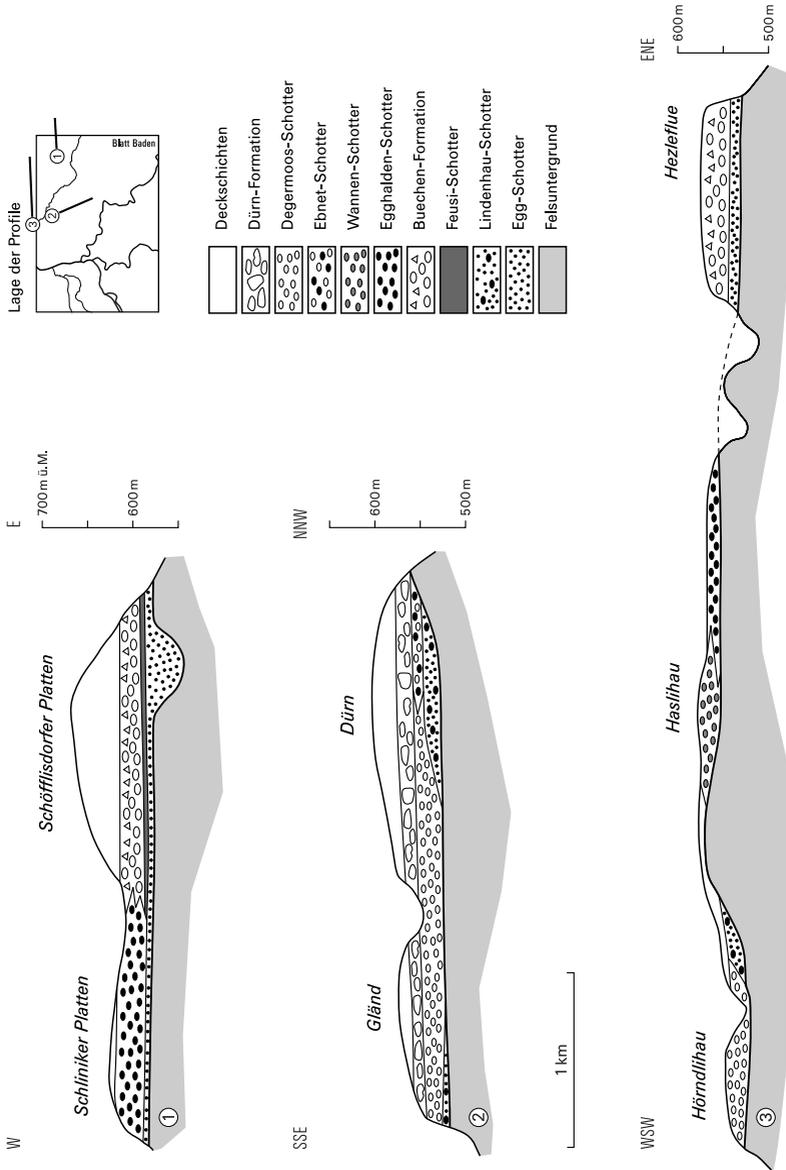


Fig. 11: Profile durch die Höheren Deckenschotter im Gebiet nördlich der Lägeren (nach GRAF 1993, GRAF in Vorb.).

Findlingen innerhalb der Höheren Deckenschotter verbreitet, die als Erosionsrelikt glazigener Ablagerungen gelten kann (z.B. Koord. 665.280/260.500). Hochflutablagerungen kommen in zwei aufgelassenen Kiesgruben vor, nämlich südlich der Schlinker Platten (Koord. 672.250/262.640) und nordöstlich des Hörndli (Koord. 666.025/261.475). Ein Paläoboden in der Deckenschotterabfolge findet sich in der verfallenen Grube am Hinterhau westlich von Neuenhof (Koord. 666.250/255.230).

Frühes – Mittleres Pleistozän

q_{TDS} Tiefere Deckenschotter

Nach der Ablagerung der Höheren Deckenschotter kam es zu einer regionalen Tieferlegung des Entwässerungsnetzes. Damit verbunden war auch eine grundsätzliche Umgestaltung des Gewässernetzes, indem die früheren, relativ gleichmässig gegen Norden und Nordwesten gerichteten Rinnen einem wesentlich heterogeneren Muster wichen. Einzelne Rinnen können abschnittsweise rekonstruiert werden (Taf. II). Demnach existierte wahrscheinlich eine solche im Furttal, die sich südlich von Baden mit einer Rinne im Bereich des heutigen Limmattals vereinigte. Diese setzte sich über das Gebiet der Baregg – mit einer scharfen Biegung gegen Südwesten – entlang der Lägerenstruktur fort. Nördlich der Lägerenstruktur existierte eine Rinne im Aaretal, die über den Bruggerberg zum Iberig verlief. Wo das Entwässerungssystem die Lägerenstruktur querte, kann nicht angegeben werden. Auf dem Iberig beschrieb die Rinne von Westen her kommend eine scharfe Linkskurve, um sich dann in der Firshalde nördlich von Würenlingen fortzusetzen. Auch im heutigen Surbtal verlief wahrscheinlich eine Rinne, die sich im Bereich des Ruckfeldes mit derjenigen des Aaretals vereinigte.

Zeitweilig scheint im Gebiet Baregg–Baden auch eine gegenläufige Entwässerung stattgefunden zu haben. Sie führte zwischen Dättwil und Meierhof (Langholz, Rotholz) über das Gebiet von Baden (Allmend) nordwärts ins heutige Limmattal und dann über das Gebenstorfer Horn hin zum Aaretal (GRAF 1993).

Die entsprechenden Vorkommen von Tieferen Deckenschottern im Gebiet von Blatt Baden befinden sich südwestlich von Baden (Baregg, Rotholz, Langholz, Oberhard), östlich von Gebenstorf (Gebenstorfer Horn), auf dem Bruggerberg sowie in der Umgebung von Würenlingen (Iberig, Firshalde). Kleinere Relikte im Surbtal (W Schleinikon, N Niederwenigen), östlich von Wettingen (Hertere), südwestlich von Gebenstorf (Eichhölzli) und südöstlich von Schinznach-Bad (Scherzberg) wurden auf der Karte wegen ihrer geomorphologischen Position (Höhenlage) provisorisch ebenfalls zu den Tieferen Deckenschottern gestellt.

Auch die Tieferen Deckenschotter sind intern stratigraphisch gliederbar. Dies ist besonders auf dem Iberig (GRAF 2000), aber auch im Gebiet Baregg zu veranschaulichen. Auf dem Iberig konnte anhand von Sondierbohrungen eine Gliede-

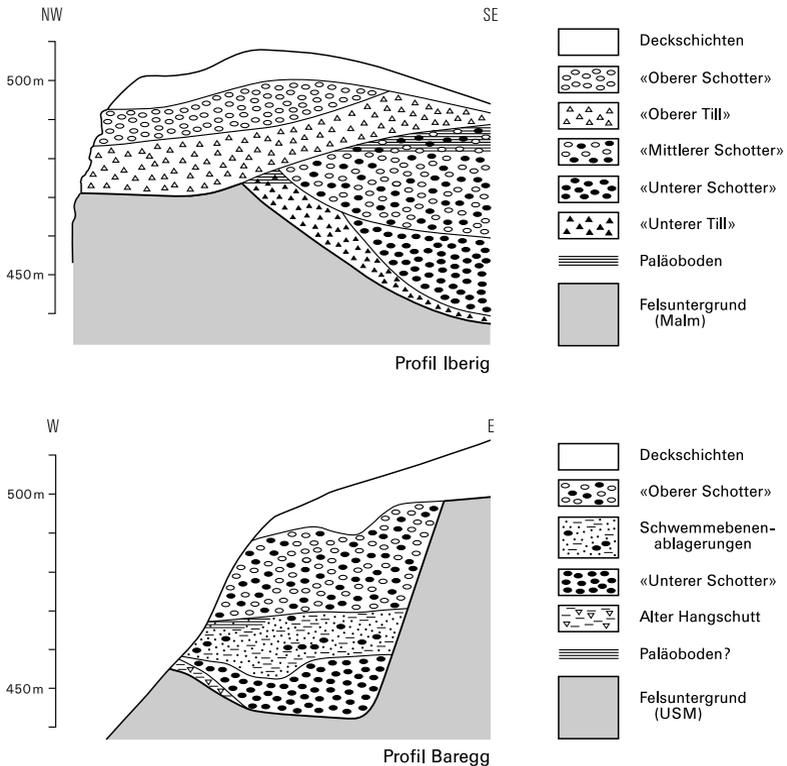


Fig. 12: Profile durch die Tieferen Deckschotter im Gebiet von Blatt Baden. Profil Iberig nach GRAF (1993), Profil Baregg nach JÄCKLI AG (1998).

zung der Ablagerungen in drei Einheiten erkannt werden, die jeweils durch alte Bodenbildungen voneinander abgetrennt sind (Fig. 12). Zuunterst liegt ein glazigener Diamikt, der von glazifluvialen Schotter überlagert wird. Über einem relik-tischen Paläoboden folgt ein jüngerer glazifluvialer Schotter, der im Dach tief-gründig verwitterte Hochflutablagerungen trägt. Darüber folgt erneut glazigener Diamikt und schliesslich wiederum glazifluvialer Schotter. Diese Sedimentabfolge zeigt auch deutlich, dass zur Zeit ihrer Ablagerung mehrfach Eismassen weit über den Maximalstand der letzteiszeitlichen Gletscher hinaus vordrangen. Im Gebiet Baregg liegt eine Dreigliederung der Ablagerungen vor (Fig. 12). Unten liegt glazifluvialer Schotter, der von knapp 10 m mächtigem sandigem und lehm-

gem Sediment überlagert wird. Dieses ist wohl als Ablagerung eines nicht glazialen Flusssystemes mit Stillwasserbereichen zu deuten; darüber folgt wiederum glazifluvialer Schotter.

Eine topographisch leicht tiefer liegende, eigenständige morphostratigraphische Einheit der Tieferen Deckenschotter (vgl. «Tiefere Deckenschotter, unteres Niveau», BITTERLI et al. 2000) konnte bisher im Gebiet von Blatt Baden nicht festgestellt werden.

q_s Kaltzeitliche Schotter in Nebentälern (Lokalschotter)

Auch in Tälern, welche nach der Ablagerung der Höheren Deckenschotter entstanden und nicht Teil der grossen Schmelzwassersysteme späterer Vergletscherungen waren, kommen stellenweise früh- bis mittelpleistozäne Schotter vor. Diese sind als Lokalschotter zu deuten, welche wahrscheinlich unter periglazialen Bedingungen als Umlagerungsprodukte älterer glazifluvialer Schotter entstanden. Im Gebiet von Blatt Baden existieren solche Schotter in der Umgebung von Siglistorf, vor allem im südöstlich davon gelegenen Butal (Nordostecke des Kartengebietes).

(Pliozän -) Mittleres Pleistozän

q_m Tiefgründig verwitterte Moränen und Schotter, Geröllstreu

Auf den verschiedenen Deckenschottervorkommen sowie auf den Felsgebieten ausserhalb der heutigen Täler sind tiefgründig verwitterte kiesige Lockergesteine weit verbreitet. Diese wurden früher pauschal als «Moränen der grössten Vergletscherung» bezeichnet. Seitdem jedoch bekannt ist, dass die Nordschweiz mehrfach fast vollständig durch Eis bedeckt war – sogar schon zur Zeit der Höheren und Tieferen Deckenschotter –, ist eine solche einfache Zuteilung nicht mehr gerechtfertigt. Ausserdem handelt es sich bei weitem nicht bei allen dieser Vorkommen wirklich um Gletschersedimente, sondern es kommen darunter auch tiefgründig verwitterte fluviatile Ablagerungen (z.T. nur noch in Form einer Geröllstreu erhalten) sowie gletschernah abgelagerte, heterogene Schotter vor (z.B. versackte Lockergesteinspakete bei Kirchdorf).

Die auf dem Geissberg bei Villigen (Güllen, Im Haselweg) lokal vorkommende *Quarzitgeröllstreu* wurde früher als Rest einer fluviatilen «pliozänen Aare-Donau-Verbindung» gedeutet beziehungsweise zitiert (WAGNER 1923, LINIGER 1966, VILLINGER 1986, 1998). Es kann zwar nicht ausgeschlossen werden, dass es sich dabei tatsächlich um Reste von Flussablagerungen eines entsprechenden Entwässerungssystems handelt, jedoch könnten die Ablagerungen auch als Verwitterungsrückstände von Deckenschottern oder randglazialen Schottern unbestimmten Alters gedeutet werden.

Das bedeutendste Vorkommen von Gletschersedimenten oder gletschernah abgelagertem Material erstreckt sich auf dem Rücken Heitersberg–Baregg. Dabei handelt es sich um eine wechselhafte Abfolge von zum Teil verkitteten Schottern und verschiedenen Typen von Moränen. Oberhalb von Neuenhof beträgt die Mächtigkeit dieses Komplexes rund 50 m; weiter südlich, oberhalb des Egelsees (Atlasblatt 50 Wohlen), erreicht er über 100 m. Bei diesen Sedimenten handelt es sich um ineinander verzahnte Ablagerungen von zwei verschiedenen Gletschersystemen, nämlich des Linth-Walensee-Rheingletschers im Osten und des Reussgletschers im Westen. Wahrscheinlich bildeten sich die Sedimente zwischen den beiden Eiskörpern, wobei je nach Lokalität und Zeitpunkt der eine oder der andere Gletscher dominant war.

In Baden wurden zwei enge, durch heterogene Sedimente (z.T. mit grossen Erratikern) gefüllte Durchbrüche durch die Kalke der Lägerenstruktur festgestellt (HABERBOSCH 1929, SCHINDLER 1977), welche wahrscheinlich auf die Aktivität subglazialer Schmelzwässer während eines der grossen früh- oder mittelpleistozänen Eisvorstösse zurückgehen.

Mittleres Pleistozän

Nach der Ablagerung der Tieferen Deckenschotter erfolgte erneut eine regionale Tieferlegung des Entwässerungsnetzes. Dabei entstand zunächst ein fluviatiles Rinnensystem, von dem bisher allerdings nur zwei Elemente mit Sicherheit identifiziert werden konnten. Es handelt sich einerseits um die Klettgau-Rinne (ehemaliges Rheintal, Atlasblätter 74 Neunkirch, 102 Zurzach) und die Habsburg-Rinikerfeld-Rinne mit ihrer Fortsetzung im Ruckfeld und im unteren Aaretal. Die beiden Rinnen vereinigten sich im Bereich zwischen Klingnau und Leuggern im unteren Aaretal (GRAF in Vorb., s. Nebenkarte «Quartärgeologische Übersicht 1:200 000»).

Mit dem Beginn des Mittleren Pleistozäns erlangte das für die Eiszeitgeologie allgemein wichtige Element der glazialen Becken grosse Bedeutung. Ältere glaziale Becken sind nur sehr selten erhalten geblieben (z.B. Uetliberg, Atlasblatt 90 Zürich; Schiener Berg, LK-Blatt 1033 Steckborn). Mehrere der mittel- und spätpleistozänen Eisvorstösse hinterliessen solche Becken, die – je nach Position – ineinander geschachtelt sein können. Entscheidend für die Ausdehnung der einzelnen Becken war offenbar neben der jeweiligen Ausdehnung der Gletscher auch die Geologie des Felsuntergrundes. In Gebieten mit Molasseablagerungen konnten sich die subglazialen Schmelzwässer (bzw. das Gletschereis selbst) offenbar relativ leicht in die Tiefe arbeiten. Die mesozoischen Gesteine hingegen waren für sie nicht flächenhaft abzutragen. Lediglich zwei relativ schmale Becken durchbrechen denn auch die Lägerenstruktur (Hausemer und Gebenstorfer Canyon, s. Abschnitt Beringen-Eiszeit, S. 80ff.).

Weil die aus dem Untergrund auftauchenden mesozoischen Gesteine wiederholt die Ausbreitung glazialer Becken nach Norden verhinderten, entstand für die Ablagerungen des Mittleren und auch des Späten Pleistozäns eine geologische Situation, die eine Korrelation der Bildungen verschiedener Eiszeiten erschwert. Es können einerseits lithostratigraphische Gliederungen der Sedimente für den Beckenbereich (v. a. im unteren Reusstal) erarbeitet werden und ebenso für den Bereich jenseits der Lägerenstruktur, wo die glazifluvialen Ablagerungen dominieren. Eine einfache genetische Korrelation der beiden Bereiche aufgrund von lokalen Befunden ist nicht möglich, sondern es muss mit Hilfe von regionalen paläogeographisch-stratigraphischen Modellen eine plausible Lösung erarbeitet werden.

Im Folgenden werden die in der Umgebung von Baden dokumentierten Phasen (Gletschervorstösse, Aufschotterungen) beschrieben, auch jene, die im Kartengebiet selber nicht oder nicht mehr aufgeschlossen und dementsprechend in der Legende nicht aufgeführt sind. Sie sind jeweils durch Befunde aus Sondierbohrungen oder wieder aufgefüllten Gruben bekannt.

MÖHLIN-EISZEIT

Riniken-Vorstoss

Die Ablagerungen des Riniken-Vorstosses sind nur aus Bohrungen zwischen Riniken und Remigen bekannt (Alpberg, Moos); Oberflächenaufschlüsse sind zur Zeit keine vorhanden. Nach der Entstehung der Habsburg-Rinikerfeld-Rinne stiess ein Gletscher bis mindestens nach Riniken vor. Wahrscheinlich reichte er weit über das Gebiet von Blatt Baden hinaus und kann mit dem Bünten-Vorstoss im Möhliner Feld korreliert werden (GRAF in Vorb.). Der Gletscher hinterliess nördlich von Riniken glazigene Ablagerungen von rund 10 m Mächtigkeit (Bohrung östlich der Kiesgrube Alpberg bei Remigen). Beim Rückzug entstanden lokal Seeablagerungen (Moos bei Riniken). Weitere Hinweise darauf, dass die Habsburg-Rinikerfeld-Rinne anschliessend an den Riniken-Vorstoss eine gewisse Zeit offen lag, sind alte Hangbildungen am Rand beziehungsweise Fuss der Rinne (nachgewiesen im Habsburgtunnel, VON MOOS AG 1979).

Habsburg-Vorstoss

q_{sHb} Habsburg-Schotter

q_{sEn} Endingen-Schotter

Nach dem Riniken-Vorstoss stiess ein Gletscher bis etwa in den Bereich des heutigen Habsburgtunnels vor. Wie viel Zeit seit dem Gletscherrückgang vom Riniken-Vorstoss verstrich, ist unklar. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass

sich ein Interglazial einschob. Der neue Gletschervorstoss war verantwortlich für die Schüttung der *Habsburg-Schotter*, die eine Mächtigkeit von mindestens 90 m erreichen und aus Material aus dem Einzugsgebiet des Aare- und des Reussgletschers bestehen. Sie erfüllten einst die Habsburg-Rinikerfeld-Rinne samt ihrer Fortsetzung über Würenlingen–Endingen. Im Surbtal verlief zu dieser Zeit wahrscheinlich ebenfalls eine Rinne, in welcher die *Endingen-Schotter* abgelagert wurden. Die Endingen-Schotter sind aus Material aus dem Einzugsgebiet des Linth-Rheingletschers aufgebaut.

Die Entstehung des Komplexes von ineinander geschachtelten glazialen Becken im unteren Reusstal begann vermutlich in dieser Phase. In einem ersten Becken wurden zunächst subglaziale Schotter und Diamikte abgelagert (nur aus Bohrungen aus dem Bereich von Birr-Lupfig bekannt, z.B. Im langen Lind). Beim darauf folgenden Eisrückzug geschah die Auffüllung zunächst wohl noch unter oder vor dem aufschwimmenden Gletscher (Beckensedimente mit Dropstones), später in einem eisfreien See (Birr-Lehm). Ein erbohrtes Vorkommen von Torf auf dem Reusstal-Lehm (s. S. 81f.) südlich von Fislisbach (Atlasblatt 50 Wohlten) deutet darauf hin, dass das Seebecken schliesslich verlandete (GRAF in Vorb.).

Die anderen glazialen Becken im Gebiet von Blatt Baden sind vermutlich jüngeren Alters, denn zu dieser Zeit erfolgte die hauptsächliche Entwässerung der Walensee-Zürichsee-Talung noch über die Rinne von Richterswil beziehungsweise über das Glatttal (vgl. SCHINDLER 2004) via Eglisau ins heutige Rheintal, was auch für die subglaziale Entwässerung und die damit verbundene Beckenbildung anzunehmen ist.

Beim Gletscherrückzug entstanden sowohl im Hausemer Tal als auch im heutigen Aaretal, also östlich und westlich des Habsburgebiets, je eine Rinne, welche den Habsburg-Schotter durchschnitten. Die beiden Rinnen vereinigten sich im Bereich von Brugg und setzten sich ins Rinikerfeld fort. Ihre gemeinsame Fortsetzung lag im westlichen Teil des Ruckfeldes. Gleichzeitig entstand vermutlich auch eine Rinne im heutigen Wehntal/Surbtal, hingegen liegen zur Zeit keine sicheren Belege für entsprechende Rinnen im Furt- und Limmattal vor. Im Bereich des unteren Aaretals können ebenfalls markante Rinnenverlagerungen festgestellt werden (BITTERLI et al. 2000). Offenbar fand also regional eine bedeutende Umstrukturierung des Entwässerungsnetzes statt, ohne dass allerdings die Basis der einzelnen Rinnen unter diejenige der alten mittelpleistozänen Täler zu liegen kam.

HAGENHOLZ-EISZEIT

q_{sRf} Ruckfeld-Schotter

Anschliessend an den Habsburg-Vorstoss herrschten eine Zeit lang temperierte Verhältnisse, was aus der Existenz eines Paläobodens im Gebiet Hinterbänkler westlich von Böttstein (Atlasblatt 102 Zurzach, BITTERLI et al. 2000) ge-

geschlossen werden kann. Im neuen Rinnensystem gelangten später erneut glazifluviale Schotter zur Ablagerung. Sie bestehen aus Geröllen aus dem Einzugsgebiet von Aare-, Reuss- und Linth-Rheingletscher und sind nur im Gebiet des Ruckfeldes (Ruckfeld-Schotter) und des unteren Aaretals mit Sicherheit von den Ablagerungen der nachfolgenden Phase abzutrennen. Im Gebiet von Habsburg und im Rinikerfeld sind sie nicht eindeutig zu identifizieren. Es können keine Angaben zur Position des sie schüttenden Gletschers beziehungsweise der verschiedenen Gletscherzungen gemacht werden. Im mittleren Glattal und im Thurtal kann für diese Phase eine Gletscherposition weit innerhalb des letzteiszeitlichen Maximalvorstosses rekonstruiert werden (Hagenholz bei Bassersdorf und evtl. nördlich von Pfyn TG, GRAF in Vorb.).

BERINGEN-EISZEIT

(Vorletzte Eiszeit)

Die verschieden alten Ablagerungen der Beringen-Eiszeit können im Gebiet von Blatt Baden nur im Bereich des unteren Reuss- und Aaretals mit einiger Sicherheit voneinander abgegrenzt werden. Im Typusgebiet, dem oberen Klettgau westlich von Schaffhausen, sind in dieser Phase zwei Gletschervorstöße festzustellen (GRAF in Vorb.). Wie weit sich das Eis dazwischen zurückzog, ist unbekannt. Die Verhältnisse im Hausemer Tal deuten darauf hin, dass dieser Rückzug im Aare-Reuss-Linth-Rhein-Gletschersystem mindestens bis hinter die Lägerenstruktur reichte (s. u.). Die Existenz von zwei getrennten Ausläufern des glazialen Beckens im Birrfeld (Hausemer und Gebenstorfer Canyon) könnte als Hinweis gewertet werden, dass im Zuge dieses vorübergehenden Eisrückzuges zumindest in der subglazialen Entwässerung des Gletschers eine wesentliche Veränderung stattfand. Während des Beringen-Glazials entstanden ausser im unteren Reusstal auch im Limmattal, Furttal und Wehntal glaziale Becken (s. Nebenkarte «Quartärgeologische Übersicht 1:200 000»). Es ist allerdings nicht möglich, deren Bildung und Lockergesteinsfüllung einer der beiden Eisvorstossphasen mit Gewissheit zuzuordnen.

Remigen-Vorstoss

q_{sRe} Remigen-Schotter

q_{mH} Hausen-Moräne

q_{LH} Hausen-Lehm

Der erste Vorstoss der Beringen-Eiszeit kann im Westen des Gebietes von Baden bis in die Gegend von Remigen nachgewiesen werden. Er reichte aber bis über das untere Aaretal hinaus nach Waldshut-Tiengen. In seinem Vorfeld ent-

standen in den beiden Rinnen im Umfeld des Habsburggebietes sowie in deren gemeinsamer Fortsetzung im Rinikerfeld zunächst glazifluviale Schotter aus Material des Einzugsgebietes von Reuss- und Linth-Rheingletscher (*Remigen-Schotter*). Dies geschah wahrscheinlich zu einem Zeitpunkt, als der Gletscher ungefähr im Bereich von Scherz lag, von wo aus er die zu beiden Seiten des Habsburggebietes verlaufenden Rinnen mehr oder weniger gleichzeitig aufschotterte. Die Akkumulationshöhe bei Remigen beträgt mindestens 420 m ü.M. Anschliessend überfuhr der Gletscher diese Schotter, arbeitete sie dabei teilweise wieder auf und hinterliess glazigene Ablagerungen mit Erratikern aus dem Reussgebiet (*Hausen-Moräne*). Südlich von Windisch, im Hausemer Tal, entstand dabei ein glaziales Becken (Hausemer Canyon), das sich wahrscheinlich bis ins Birrfeld hinein fortsetzt (NITSCHKE et al. 2001). Bei Hausen entstanden dabei an seiner Basis subglaziale Schotter. Beim anschliessenden Eisrückzug wurde es mit stetig feinkörniger werdenden Ablagerungen, zuletzt mit eigentlichen Seeablagerungen, aufgefüllt (*Hausen-Lehm*). Daraus kann auf einen Eisrückzug bis mindestens in den Bereich von Birr-Birrhald geschlossen werden.

Rüfenach-Vorstoss, Würenlingen-Vorstoss

q_{LR} Reusstal-Lehm

q_{sdR} Reusstal-Sand

Der Hausen-Lehm weist glazialtektonische Deformationen auf (GRAF in Vorb.). Dadurch wird ein weiterer Gletschervorstoss impliziert, der dieses Gebiet überfuhr. Die glazifluvialen Schotter der Grube Götschel (östlich von Schinznach-Bad), die einst bei Hinter Rein abgebauten Schotter¹⁾ des Habsburg-Vorstosses sowie die Sedimente in einer Grube nördlich von Rüfenach (Haselloch, Koord. 657.950/263.050) weisen ebenso glazialtektonische Lagerungsstörungen auf. Ob diese auf den der Schotterakkumulation direkt folgenden Eisvorstoss (Remigen-Vorstoss) oder auf die der Bildung des Hausen-Lehms folgende Phase (Rüfenach-Vorstoss) zurückzuführen sind, kann nicht entschieden werden. Auch weiter nördlich im untersten Aaretal sind glazialtektonische Störungen in den älteren mittelpleistozänen Ablagerungen verbreitet, was dahingehend gedeutet werden kann, dass das Eis in ein existierendes Relief vorsties und vor allem eine dynamische Wirkung hatte, während die Akkumulationstätigkeit ungewöhnlich gering war (GRAF in Vorb.). Möglicherweise entstand der sich zwischen Mülligen und Würenlingen erstreckende Gebenstorfer Canyon in dieser zweiten Vergleichungsphase. Anhand seiner Ausdehnung kann auf eine minimale Ausdehnung des damaligen Gletschers bis nach Würenlingen geschlossen werden.

¹⁾ Die durch den Gletschervorstoss deformierten und verschleppten Schotterpakete wurden auf der Karte als Moräne ausgeschieden.

Wahrscheinlich reichte er aber wiederum bis über das untere Aaretal hinaus nach Norden. Beim Eisrückzug entstand im Gebenstorfer Canyon eine gegen oben feinkörniger werdende Beckenfüllung, die oben vornehmlich aus feinsandigen Sedimenten besteht. Im Gebiet südlich der Schämbelen im Reusstal besteht die Beckenfüllung aus mindestens 70 m mächtigen Seeablagerungen (*Reusstal-Lehm*), die gegen oben zunehmend sandig werden. Den Abschluss der Beckenfüllung bildet der Reusstal-Sand mit Kalkkonkretionen, welcher zwischen Mellingen und Mülligen aufgeschlossen ist. Er ist nicht mehr als Seeablagerung, sondern als fluviatile Bildung zu deuten. Daraus kann geschlossen werden, dass das Seebecken verlandete und das Entwässerungsnetz nach dem Rückzug der Gletscher der Beringen-Eiszeit wenige Meter höher lag als das aktuelle.

Die folgenden in die Beringen-Eiszeit gestellten Einheiten sind keinem Vorstoss mit Gewissheit zuzuordnen:

q_{sFi} Fislisbach-Schotter

Die im Gebiet Oberrohrdorf-Fislisbach vorkommenden heterogenen Beckensedimente und randglazialen Schotter gehören wahrscheinlich ebenfalls zur Beringen-Eiszeit, ebenso wie die Relikte von glazifluvialen Schottern bei der Station Mellingen und bei Rütihof. Welchem der beiden Vorstösse sie zuzuordnen sind, ist allerdings unklar. In der Geländemulde, die bei Dättwil nördlich des Kantonsospitals hin zum Reusstal verläuft, befindet sich eine Abfolge von Stauablagerungen, die mindestens zwei verschieden alte Paläobodenbildungen beinhaltet. Die tieferen Anteile dieser Abfolge könnten ebenfalls zur Beringen-Eiszeit gehören (GRAF in Vorb.). Die Rinne Oberrohrdorf-Fislisbach-Baden entstand beim Rückzug des Gletschers vom Würenlingen-Vorstoss.

q_{sS} Surbtal-Schotter

q_{mS} Surbtal-Moräne

q_{LS} Surbtal-Lehm

Der in talrandlichen Positionen im Surbtal vorkommende Schotter aus Material des Einzugsgebietes des Linth-Rheingletschers (*Surbtal-Schotter*), welcher oft eine Bedeckung durch glazigene Sedimente aufweist (*Surbtal-Moräne*), dürfte ebenfalls der Beringen-Eiszeit angehören. In einer eisrandlichen Stausituation hinter dem Molassehügel des Schachen nordwestlich von Lengnau entstanden gletschernah abgelagerte Seesedimente (*Surbtal-Lehm*). Im Limmattal kommen direkt auf der Molasseoberfläche in den lateralen Bereichen der Lockergesteinsabfolge glazigene Ablagerungen vor (Bohrungen im Flüefeld). Von MAZURCZAK (1976) wurde ein Vorkommen von verwitterter «Moräne» im Untergrund von

Neuenhof beschrieben. Diese Ablagerungen könnten ebenfalls der Beringen-Eiszeit angehören. Aus der topographisch tiefen Lage dieses alten Bodens wäre zu schliessen, dass das Limmattal nach der Beringen-Eiszeit – im Gegensatz zu heute – keine bedeutende Schotterfüllung aufwies und dass das Niveau der Limmat dabei allenfalls wenige Meter über dem heutigen lag. Diese Situation hielt während einer längeren, temperierten Zeitspanne an, während der sich die von MAZURCZAK (1976) festgestellte Verwitterungsschicht bildete.

q_{mB} Glazigene Ablagerungen i. Allg.

q_{rB} Kiesige randglaziale Ablagerungen

Weitere Lockergesteine, die lithostratigraphisch im Zusammenhang mit Ablagerungen der Beringen-Eiszeit stehen, aber nicht mit Sicherheit einem der Vorstösse zugeordnet werden können, wurden als *glazigene Ablagerungen im Allgemeinen* beziehungsweise *kiesige randglaziale Ablagerungen* ausgeschieden. Die Bildung der glazialen Becken im Limmat-, Furt- und Wehntal und ihre Lockergesteinsfüllung sind wahrscheinlich zur Beringen-Eiszeit zu stellen. Im Wehntal könnte der Aufbau der Lockergesteine allenfalls auf eine zweimalige Eispräsenz im entsprechenden Zeitraum hindeuten (GRAF & MÜLLER 1999). In diesem Fall wäre das Becken während des ersten der beiden Vorstösse entstanden. Die Lockergesteinsfüllungen der Becken bestehen in den obersten Abschnitten jeweils aus eigentlichen Seeablagerungen.

Lupfig-Schotter (nicht aufgeschlossen)

Eine schwierig einzustufende Einheit stellt der im westlichen und südlichen Bereich des Birrfeldes vorkommende Lupfig-Schotter dar, welcher direkt auf den Seeablagerungen des Habsburg-Vorstosses liegt. Er war früher in mehreren Kiesgruben und kurzfristig auch in Baugruben aufgeschlossen und wurde in zahlreichen Bohrungen im westlichen Birrfeld festgestellt. Zur Zeit liegen keine Aufschlüsse vor.

Anhand von Bohrergebnissen kann festgestellt werden, dass der Lupfig-Schotter als sandreiche Ablagerung beginnt, gegen oben dann aber markant grobkörniger wird, womit er als Vorstossschotter gedeutet werden könnte. Die Lage der Gletscherstirn kann nicht genauer angegeben werden; sie lag aber sicher südlich des Birrfeldes und damit interner als der letzteiszeitliche Maximalvorstoss. Der Lupfig-Schotter erfüllt zwei Rinnen, wovon die westliche bei Brunegg in das Birrfeld eintritt und die östliche bei Birrhard verläuft. Sie vereinigen sich vermutlich im Bereich von Birr-Lupfig. Die weitere Fortsetzung der Rinnen konnte bisher nicht festgelegt werden. Es ist sowohl eine Entwässerung durch das Hausemer Tal über Scherz und Windisch ins Aaretal als auch eine Fortsetzung im heutigen Reusstal in Richtung Gebenstorf möglich.

Der Lupfig-Schotter ist im Dach tiefgründig verwittert. Es konnten Entkalkungstiefen von bis zu 8 m festgestellt werden. Dies deutet auf eine lang andauernde Exposition hin, die mindestens eine komplette Warmzeit umfassen dürfte.

Da der Lupfig-Schotter nirgends eine direkte Überdeckung durch glazigene Ablagerungen aufweist, was zumindest lokal der Fall sein sollte, muss er vermutlich als Rückzugsbildung eines spätglazialen Wiedervorstosses der Beringen-Eiszeit gedeutet werden. Seine Entstehung im Zusammenhang mit dem während der gleichen Phase verlandenden See im Gebenstorfer Canyon beziehungsweise im Reusstal (Reusstal-Sand) ist allerdings noch ungeklärt.

Mittleres oder Spätes Pleistozän

q_{HT} Hochterrassenschotter, undifferenziert

Es liegen verschiedene Relikte von glazifluvialen Schottern vor, bei denen es nicht möglich ist, sie einem der oben beschriebenen Vorstösse zuzuordnen. Sie liegen höhenmässig zwischen den Tieferen Deckenschottern und den Niederterrassen, weshalb sie wahrscheinlich den mittelpleistozänen Ablagerungen anzugliedern sind. Dazu gehören die Schotterrelikte bei Ennetbaden, bei Baden-Dättwil und nordwestlich von Untersiggenthal.

L Löss

Bei Rieden nördlich von Baden, bei Oberschneisingen und im Gebiet Würenlingen-Endingen tritt Löss auf. Dieser kann sowohl während einer der mittelpleistozänen Vereisungen als auch während der Birrfeld-Eiszeit (Letzte Eiszeit) entstanden sein. Die Lössvorkommen im Kartengebiet wurden bisher nicht datiert. Auf dem Ruckfeld (Atlasblatt 102 Zurzach) begann die Lössbildung offenbar schon vor dem letzteiszeitlichen Hauptvorstoss der alpinen Gletscher. Der tiefere Anteil der Löss- und Lösslehmvorkommen im Ruckfeld weist gemäss Lumineszenzdatierungen ein Alter von rund 40 ka auf (PREUSSER & GRAF 2002). Demgegenüber gehört der oberste Abschnitt der Lössen – mit einem Alter von rund 15 ka – in die spätglaziale Phase der Letzten Eiszeit.

Spätes Pleistozän

Sulperg-Formation (nicht aufgeschlossen)

Auf dem Sulperg bei Wettingen wurden um die Mitte des 19. Jahrhunderts lehmig-feinsandige, wahrscheinlich durch Hangabschwemmung aus der Molasse entstandene Ablagerungen als Giessereisand abgebaut. Im Liegenden der Hangsedimente wurde eine vielgliedrige Lockergesteinsabfolge erbohrt, die unter

anderem einen 2–4 m mächtigen Torfkörper und an der Basis mögliche Gletschersedimente enthielt. Die erste Beschreibung der Verhältnisse aufgrund von Prospektionsbohrungen stammt von FRIEDLÄNDER (1942).

WELTEN (1982) liess zwei Forschungsbohrungen ausführen und untersuchte die Kerne pollenanalytisch. Er kam zum Ergebnis, dass in den Sedimenten ein ausgehendes Glazial, ein darauf folgendes Interglazial und anschliessend mehrere Stadiale und Interstadiale dokumentiert sind. Die interglaziale Phase identifizierte er mit der letzten Warmzeit («Riss-Würm-Interglazial») und ordnete die basalen glazigenen Sedimente der ausgehenden «Riss»-Vergletscherung zu. Das «Riss-Würm-Interglazial» wird heute mit dem Gondiswil-Interglazial nach der Definition von WEGMÜLLER (1992) identifiziert und mit dem Eem des nordischen Vereisungsgebietes korreliert. Die Stadial-Interstadial-Abfolge ordnete er seinen «Frühwürm»-Phasen T1 bis T3 zu. Anhand der Bohrbefunde ist ein gewisser Hiatus (mögliche Bodenbildung) zwischen den Gletschersedimenten und dem hangenden Torf und Lehm nicht ausgeschlossen.

q_N Niederweningen-Formation

In Niederweningen wurden in künstlichen Aufschlüssen verschiedentlich Seeablagerungen und Verlandungsbildungen freigelegt. Erstmals bekannt wurden diese Ablagerungen im ausgehenden 19. Jahrhundert aufgrund von spektakulären Funden von eiszeitlichen Säugetieren in einer Kiesabbaustelle für den Bahnbau. Dabei gelang LANG (1892) der Nachweis einer Herde von im damaligen Moor verendeten Mammute, worunter sich auch ein neugeborenes Kalb befand. Die Rekonstruktion eines der seinerzeit geborgenen Niederweningener Mammute steht im Naturhistorischen Museum Zürich.

In mehreren Forschungsbohrungen in Niederweningen konnte aus den Seeablagerungen und den darauf liegenden Verlandungsbildungen mehrphasige Pollenprofile gewonnen werden. WELTEN (1988) erkannte eine Interglaziale Phase, die er dem «Riss-Würm-Interglazial» (Gondiswil-Interglazial, Eem) zuordnete, und darauf folgend mehrere Stadiale und Interstadiale («Früh-» bis «Mittelwürm»). Im Liegenden der «Riss-Würm»-interglazialen Schichten konnte er auch Hinweise auf das ausgehende vorletzte Interglazial konstatieren.

Beim Bau einer Wohnsiedlung (Koord. 670.600/262.200) im Jahr 2003 wurde eine praktisch vollständige linke Hälfte eines Mammutskeletts gefunden. Dieser Fund führte zu einer intensiven interdisziplinären Neubearbeitung der Niederweningen-Formation (FURRER 2005, FURRER et al. 2007) und letztlich auch zum Bau des Mammutmuseums von Niederweningen, welches 2005 eröffnet wurde. Die neuen Untersuchungen resultierten in einem klaren Bild des damaligen Milieus und des Alters der Ablagerungen. Datierungen mit der ¹⁴C- und der Lumineszenzmethode ergaben ein Alter der Fundschicht von rund 42–45 ka (¹⁴C-Jahre vor heute), während die liegenden Seeablagerungen sich als rund

60–80 ka alt erwiesen (HAJDAS et al. 2007, PREUSSER & DEGERING 2007). Im Wehntal breitete sich damals eine flache Tümpel- und Moorlandschaft mit einzelnen Gehölzen und kleinen Wäldchen aus (DRESCHER-SCHNEIDER et al. 2007). Die damaligen klimatischen Bedingungen sind ungefähr mit den heutigen Verhältnissen in der sibirischen Taiga vergleichbar (COOPE 2007, TÜTKEN et al. 2007). Typisch dafür ist auch die bereits von LANG (1892) beschriebene diapiroartige Sedimentdeformation («Mammuttrampelspuren»), welche auf Thermokarstvorgänge zurückzuführen ist (SCHLÜCHTER 1988).

BIRRFELD-EISZEIT

(Letzte Eiszeit)

q_{sM} Mülligen-Schotter

Baden-Schotter (nicht aufgeschlossen)

Entlang dem Reusstal zwischen Mellingen und Mülligen kommen an mehreren Stellen fluviatile Sande vor, die gegen oben in glazifluviale Schotter (*Mülligen-Schotter*) übergehen, was als Gletschervorstossequenz gedeutet werden kann. Das Material stammt aus dem Einzugsgebiet des Reuss- und des Linth-Rheingletschers. Diese Ablagerungen sind nur noch unterhalb der Lindmühle in ungestörtem Sedimentverband erhalten; die südlicheren Vorkommen wurden durch einen späteren Eisvorstoss aufgearbeitet, disloziert und deformiert (s. Abschnitt Lindmühle-Vorstoss). Die Präsenz eines Gletschers kann für diese Phase im Gebiet von Blatt Baden nicht festgestellt werden. Das Alter der basalen sandigen Ablagerungen konnte mit der Lumineszenzmethode auf rund 55–73 ka vor heute bestimmt werden (PREUSSER & GRAF 2002), was eine Entstehung nach der letzten Warmzeit, aber deutlich vor dem letzteiszeitlichen Hauptvorstoss der alpinen Gletscher bedeutet.

Nach der Ablagerung des Mülligen-Schotters entwickelte sich auf ihm ein relativ geringmächtiger, aber dennoch deutlich entwickelter Paläoboden. Ein Mammutbackenzahn, der in der Kiesgrube Niederfeld westlich von Birnenstorf im Bereich dieses Bodens gefunden wurde, ergab ein unkalibriertes ¹⁴C-Alter von rund 33 ka, was möglicherweise der Endphase der Entstehungszeit des Bodens entspricht.

Im Limmattal in Baden und im Furttal östlich von Würenlos kann im untersten Abschnitt der Niederterrassenschotter lokal eine ältere Schottereinheit festgestellt werden. Sie enthält bei Würenlos Holzreste und trägt in Baden (ABB-Areal W Bruggerstrasse) einen geringmächtigen Paläoboden (*Baden-Schotter*, z. T. mit Torf). Möglicherweise sind diese Vorkommen mit dem Mülligen-Schotter zu parallelisieren. Jedenfalls war zu dieser Zeit das Flussniveau gegenüber der heutigen Situation leicht erhöht.

Lindmühle-Vorstoss, Otelfingen-Vorstoss

q_mÄ	Ämmert-Moräne
q_sÄ	Ämmert-Schotter
	Tägerhard-Schotter (nicht aufgeschlossen)

Die glazigenen Ablagerungen des Lindmühle-Vorstosses (*Ämmert-Moräne*, Reuss-Erratikum und aufgeschürfte ältere Sedimente) erfüllen ein relativ enges, aber wahrscheinlich tiefes glaziales Becken zwischen Mellingen und der Lindmühle. Es sind bisher nur Sedimenttypen nachgewiesen worden, die auf stagnierendes bis rückschmelzendes Eis hinweisen, doch sind die Ablagerungen durchwegs stark glazialtektonisch deformiert, so dass sicher nicht eine reine Gletscher-rückzugsfazies vorliegt. Im Gegenteil, der hier einst präsenste Gletscher war aktiv, was durch die zahlreichen Pakete verschleppter, eingewickelter und deformierter älterer Lockergesteine belegt ist. Unter anderem wurde auch der Mülligen-Schotter davon erfasst.

Bisher konnte nur für ein Vorkommen von glazifluvialen Schotter (*Ämmert-Schotter*, Material aus dem Einzugsgebiet des Reussgletschers) ein genetischer Zusammenhang mit dem Lindmühle-Vorstoss nachgewiesen werden. Es befindet sich nordwestlich von Rütihof und wird von Ämmert-Moräne sowohl unter- als auch überlagert¹⁾. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass ein Teil der mächtigen Schotter der Niederterrasse von Birrfeld und Lindenstaldenzel auf den Lindmühle-Vorstoss zurückgeht. In den vorhandenen Aufschlüssen und Bohrungen liegen jedoch keine klaren Hinweise darauf vor.

Die beginnende Aufschotterung des Tägerhards und des unteren Furttals steht ebenfalls im Zusammenhang mit einem Eisvorstoss, der bisher allerdings nur für das Furttal belegt werden kann. Im Bereich südöstlich von Otelfingen kann anhand von Bohrergebnissen die Präsenz eines Gletschers nachgewiesen werden. Wo das Eis zu diesem Zeitpunkt im Limmattal lag, ist nicht bekannt. Möglicherweise wurde der basale Teil der glazigenen Sedimente unterhalb von Killwangen in dieser Zeit gebildet, als das Eis bei Otelfingen lag. Bei Wettingen entstand der heute nicht aufgeschlossene Tägerhard-Schotter, welcher eine Zeit lang in der Kiesgrube Tägerhard an grossformatiger Deltaschichtung erkennbar war.

Beim Gletscherrückzug entstand wahrscheinlich sowohl im Birrfeld als auch in der Lindenstaldenzel je eine Erosionsrinne. Die eine führte von Mellingen-Büblikon nordöstlich am Molassehügel des Stäglerhau (Atlasblatt 50 Wohlen) vorbei nach Norden. Im Birrfeld erfolgte eine scharfe Wendung nach Osten, und schliesslich wandte sich die Rinne südlich von Mülligen wieder nach Norden. Die zweite Hauptrinne führte über Fislisbach in Richtung Birmenstorf. Wie weit sich

¹⁾ Aufgrund der Kleinräumigkeit auf der Karte nicht so darstellbar.

der Gletscher in dieser Phase zurückzog, kann mit den vorliegenden Kenntnissen nicht ausgesagt werden.

Birmenstorf-Vorstoss, Wettingen-Vorstoss, Stadel-Vorstoss

q_{sWt}	Wehntal-Schotter
q_{sF}	Flüefeld-Schotter
q_{sB}	Birr-Schotter
q_{mA}	Altberg-Moräne
q_{mO}	Oberhard-Moräne

Die nachfolgende Gletschervorstossphase entspricht dem letzteiszeitlichen Maximalstand. Dabei schüttete der Reussgletscher in seinem Vorfeld glazifluviale Schotter und füllte so die beiden separaten, kurz vorher gebildeten Rinnen wieder auf (*Birr-Schotter*). Diese Akkumulation war offenbar ein relativ «sanfter» Vorgang, denn der oben erwähnte mächtige Paläoboden auf dem Lupfig-Schotter blieb weitgehend erhalten. Beim Vorstoss folgte die Entwässerung wohl zunächst dem heutigen Reusstal, bei zunehmender Akkumulationshöhe wurde dann aber auch das Hausemer Tal von Schmelzwässern erfasst. Beim fortschreitenden Eisvorstoss verzahnten sich glazigene Ablagerungen (*Oberhard-Moräne*, Reuss-Erratikum) mit dem Schotter, und der Gletscher überfuhr schliesslich sein gesamtes Vorfeld bis nach Birmenstorf. Die externsten Vorkommen dieser Gletschersedimente finden sich im Gebiet Oberhard bei Birmenstorf und bei Dättwil-Unterdorf beim Weierhau (s. a. Nebenkarte «Quartärgeologische Übersicht 1:200 000»). Auf den Moränenwällen finden sich zahlreiche erratische Blöcke, wobei es sich weit überwiegend um helle Granite und Metamorphite aus dem Aarmassiv handelt.

In dieser Vorstossphase erreichte der Reussgletscher auch das Limmattal. Er floss wahrscheinlich über den Mutschellen (Atlasblatt 50 Wohlen) nach Nordosten. Das Eis drang weit in den Tägerhard vor und erreichte vielleicht sogar die südlichen Teile des heutigen Wettingen. Dabei entstand in seinem Vorfeld der *Flüefeld-Schotter*, welcher das Limmattal bis zur heutigen Höhe erfüllt. Im Flüefeld-Schotter ist die Beteiligung des Linth-Rheingletschers als zusätzliche Quelle von Geröllmaterial aber ebenfalls deutlich dokumentiert. Der Reussgletscher hinterliess Ablagerungen, die reich an Aare-Graniten sind (Oberhard-Moräne). Auf der Südseite des Altbergs (LK-Blatt 1071 Bülach) ist hoch gelegene Moräne verbreitet, die als Mischfazies von Reuss- und Linth-Rheingletschermaterial zu deuten ist (*Altberg-Moräne*). Offenbar lag damals der Kontakt zwischen den beiden Eismassen in diesem Bereich.

Zur gleichen Zeit drang das Eis im Glatttal bis in den oberen Teil des Wehntals vor (Stadel-Vorstoss, Endmoränen von Sünikon, LK-Blatt Bülach).

Von dort aus wurden die glazifluvialen Schotter des Wehntals/Surbtals geschüttet (*Wehntal-Schotter*, Material aus dem Einzugsgebiet des Linth-Rheingletschers).

Der Rückzug der Gletscher hinterliess im Limmattal eine flache Rinne im Gebiet Flüefeld, welche in den Kiesgruben Tägerhard und Flüefeld aufgeschlossen sowie in etlichen Bohrungen nachgewiesen ist. Im Reusstal entstand ungefähr im Bereich der heutigen Reuss eine schmale Rinne, die bis auf das aktuelle Reussniveau hinunter reichte.

Mellingen-Vorstoss, Killwangen-Vorstoss, Würenlos-Vorstoss

q_{s,w} Wettingen-Schotter

q_{mF} Flüe-Moräne

q_{mBi} Bick-Moräne

Im Gebiet von Blatt Baden und seiner näheren Umgebung sind weitere Gletschervorstösse dokumentiert, welche jünger als der Maximalstand der Letzten Eiszeit sind. Es ist noch nicht entschieden, ob sie zeitlich genau zu parallelisieren sind oder ob eine Heterochronie besteht.

Im Reusstal erfolgte ein Wiedervorstoss des Reussgletschers bis nördlich von Mellingen (Atlasblatt 50 Wohlen), wo er die markanten Moränenwälle des dortigen «Amphitheaters» aufbaute (Mellingen-Vorstoss). Im Gebiet von Blatt Baden finden sich keine Ablagerungen, die zweifelsfrei zu diesem Vorstoss gestellt werden können, hingegen gehören die gletschernah abgelagerten Schotter, welche die erwähnte schmale Rinne entlang dem heutigen Reusstal auffüllen, sowie die randglazialen Seeablagerungen beim Tanklager bei Mellingen (Atlasblatt Wohlen) dazu.

Im Limmattal bei Wettingen liegt in der oben erwähnten flachen Rinne im Flüefeld über basalen Sandablagerungen ein relativ feinkörniger Schotter aus Material des Einzugsgebietes von Reuss- und Linth-Rheingletscher (*Wettingen-Schotter*). Dieser geht auf einen erneuten Vorstoss des Furtallappens zurück (Würenlos-Vorstoss), dessen Endmoränen sich um Würenlos herum ziehen (*Flüe-Moräne*, Linth-Rhein-Erratikum).

Für den Limmattallappen kann für diese Phase keine genaue Positionsangabe gemacht werden. Auf der Terrasse von Neuwisen bis in das Gebiet der Autobahnbrücke bei Neuenhof kommen zahlreiche Erratiker vor, überwiegend Blöcke aus Glarner Verrucano. Die Ablagerungen der Seitenmoränen zwischen Würenlos und Oetwil a.d.L. sind ebenfalls ausgesprochen reich an solchen Erratikern (*Bick-Moräne*, Reuss- und Linth-Rhein-Erratikum). Somit könnten die Verrucano-Blöcke der Neuwisenterrasse allenfalls als umgelagerte Reste einer erodierten Moräne des Limmattallappens gedeutet werden, der möglicherweise eine Position im Bereich von Killwangen innehatte (Killwangen-Vorstoss).

- q_{NT0}** **Niederterrassenschotter i. Allg., oberstes Niveau**
- q_{NTz}** **Niederterrassenschotter i. Allg., zweitoberstes Niveau**
- q_{NTu}** **Niederterrassenschotter i. Allg., untere Niveaus**
- q_{NTj}** **Niederterrassenschotter i. Allg., vorwiegend jurassisches Geröllmaterial**

Im Aaretal und nördlich der Lägerenstruktur, das heisst ausserhalb der Bereiche der glazialen Becken beziehungsweise des Bereiches mit wiederholter Gletscherpräsenz, können die glazifluvialen Schotter der Niederterrassen nicht mehr einem bestimmten Gletschervorstoss zugeordnet werden. Die Art und Weise sowie die zeitliche Abfolge der Entstehung der verschiedenen Terrassen und ihres Sedimentinhaltes (alpines Geröllmaterial) können kaum rekonstruiert werden, wengleich dies früher wiederholt versucht wurde (z.B. GRAUL 1962, HALDIMANN et al. 1984). Aus diesem Grund werden in diesen Gebieten die Niederterrassenschotter nach groben geomorphologischen Gesichtspunkten gegliedert.

Weder im Aare- noch im untersten Reusstal kann ein Terrassenniveau festgestellt werden, das auf geomorphologischem Weg zwanglos mit den Akkumulationen im Raum Birrfeld-Lindenstaldenzelg korreliert werden könnte. Im Limmattal hingegen könnten die Terrassen von Baden und Siggenthal mit der maximalen Akkumulation im Wettingerfeld zusammenhängen (*Niederterrassenschotter, oberstes Niveau*). Diese Terrassen stellen demnach die höchsten Niederterrassen dar. Ein tiefer liegendes Terrassensystem (*Niederterrassenschotter, zweitoberstes Niveau*) kann im unteren Aare- und Reusstal festgestellt werden, wobei sich die einzelnen Terrassen von Birnenstorf bis nach Würenlingen von rund 365 m ü.M. bis auf etwa 355 m ü.M. senken.

Die übrigen, topographisch tiefer gelegenen Niveaus der Niederterrasse, welche meist nur lokal erhalten geblieben sind (*Niederterrassenschotter, untere Niveaus*), entstanden vermutlich während der verschiedenen Rückzugsphasen der letzteiszeitlichen Gletscher und können nicht weiter miteinander korreliert werden.

Im Grenzbereich zu den Juratälern zwischen Riniken und Villigen finden sich in unterschiedlichen Niveaus Niederterrassenschotter, die vorwiegend aus lokalem Gesteinsmaterial (v.a. Malm-, z.T. auch Doggerkalke) bestehen (*Niederterrassenschotter i. Allg., vorwiegend jurassisches Geröllmaterial*).

Erratische Blöcke

Erratische Blöcke waren die ersten Zeugen der Eiszeiten, die den Menschen im Alpenvorland und sogar im Juragebiet bekannt waren. Im Gebiet von Blatt Baden kommen Findlinge verschiedener Vereisungen vor. Die ältesten finden sich in den oberen Hangbereichen des Dürn nördlich von Unter- und Obersiggen-

thal. Sie sind aus einer Blocklage herausgewittert, die sich innerhalb der Höheren Deckenschotter erstreckt. Einige dieser Blöcke sind noch im Schotterprofil zu beobachten.

Erratiker des Mittleren Pleistozäns finden sich vor allem auf dem nördlichen Ausläufer des Heitersbergs (Ramsighau, Oberhau) in den oberen Hangbereichen.

Besonders reich an erratischen Blöcken sind die Moränenwälle des Birmensdorf-, Würenlos- und Killwangen-Vorstosses. Der Reussgletscher macht sich dabei durch zahlreiche helle Granite und Gneise bemerkbar, während die Ablagerungen des Linth-Rheingletschers stark durch Glarner Verrucano geprägt sind. Ein eindrücklicher Block von etwas mehr als 20 m³ Grösse liegt im oberen Teil des Moränenanschnittes durch die Limmat bei Würenlos (Lokalität Rebhut Bick, Koord. 670.365/254.480). Der in fast senkrechter Stellung eingebettete Block wurde durch Hangerosion zu etwa drei Vierteln freigelegt.

Pleistozän oder Holozän

Grosse Teile des Kartengebietes sind von Hangbildungen bedeckt. Speziell in denjenigen Tälern und Talabschnitten, die während der Birrfeld-Eiszeit (Letzte Eiszeit) weder von Gletschereis noch von Schmelzwässern erreicht oder durchflossen wurden, sind mächtige Komplexe von verschiedenartigen Sedimenten vorhanden. Sie können sowohl versackte Gesteinspakete, Rutschmassen, Felssturzschutt, Hangschutt als auch Hanglehm usw. umfassen, wobei eine genauere Gliederung nur selten möglich ist. Gerade Rutschungsvorgänge können diese Hangsedimente zu verschiedenen Zeitpunkten wiederholt erfasst haben, weshalb es oft schwierig oder gar unmöglich ist, eine genauere zeitliche Einstufung der einzelnen Elemente anzugeben.

Im ehemaligen Verbreitungsgebiet der Gletscher und den Schmelzwasserinnen entstanden die Hangbildungen weitgehend nach dem Eisrückzug. Sie dürften also jünger als ca. 20 ka sein. Ausserhalb dieser Bereiche ist aber davon auszugehen, dass die Hangsedimentkomplexe auch wesentlich ältere Elemente enthalten – zumindest lokal.

q_L Verwitterungslehm, Schwemtlehm, Hanglehm, Fließserde

In den tieferen Hangbereichen, im Übergang zu den Talebenen und in Geländemulden kommen oft lehmige Ablagerungen vor. Ihr Entstehungs- und Sedimentationsmechanismus kann dabei höchstens in Ausnahmefällen genauer definiert werden. In der Regel handelt es sich um schlecht abgrenzbaren, mit anderen Hang- und Verwitterungsbildungen verzahnten oder polygenetischen Lehm. Er ist vor allem dort verbreitet, wo ton- oder siltreiche Ausgangsgesteine vorliegen, die

zu Lehm verwittern und schliesslich – schon an relativ flachen Hängen – mobilisiert werden können. Von Verwitterungslehm wird gesprochen, wenn davon ausgegangen werden kann, dass keine wesentliche Umlagerung des Materials stattgefunden hat, was für Kuppenlagen oder terrassenähnliche Situationen zutreffen dürfte. Schwemmlehm ist überwiegend als Resultat von murgangähnlichen Vorgängen zu interpretieren, während Hanglehm (oder Fliesserde) vornehmlich auf Solifluktion zurückgeht.

Hangschutt, Solifluktionsschutt, meist verlehmt, z.T. vermischt mit Blockschutt

Die Hangschuttbildungen im Gebiet von Blatt Baden müssen fast ausschliesslich als verlehmt bezeichnet werden. Trockener Hangschutt kommt nur in schmalen Streifen unterhalb von Felswänden vor. Diese sind aber generell von zu geringer Ausdehnung, um auf der Karte dargestellt zu werden. Die Verlehmung kann einerseits auf pedogene Veränderungen der feineren Komponenten des Hangschuttes zurückgehen, andererseits darauf beruhen, dass unterhalb der zu Hangschutt zerfallenden Fels- oder Lockergesteine feinkörnige, zu Lehm verwitternde Gesteine vorkommen, die sich zum Beispiel durch Solifluktion oder lokales Verrutschen mit dem kiesigen Hangschutt vermischen. Eine Umgrenzung von eigentlichem Solifluktionsschutt ist aber nicht möglich, was sowohl durch die Waldvegetation als auch die landwirtschaftliche Überprägung des Geländes bedingt ist, welche die typischen Oberflächenformen von Solifluktionsgebieten zerstören.

Felssturzschutt, blockiger Hangschutt

Die bedeutendsten Vorkommen von Felssturzschutt befinden sich entlang der Lägeren, vor allem auf der südlichen Seite, wo bis zu hausgrosse Blöcke von Malmkalken in den Waldgebieten vorkommen.

Sackungsmassen

Die Unterscheidung von Rutsch- und Sackungsmassen ist wegen der meist knappen Aufschlussverhältnisse oft schwierig, gerade bei ausgedehnten Hangbewegungsarealen, wie sie zum Beispiel in den Molassegebieten nördlich der Lägerenstruktur vorliegen. Sackungsmassen wurden nur dort ausgeschieden, wo anhand von Aufschlüssen erkannt werden konnte, dass der Gesteinsverband des mobilisierten Materials noch bis zu einem gewissen Grad erhalten geblieben ist. Das landschaftlich spektakulärste Sackungsgebiet, der so genannte Tüfels-Chäller, befindet sich auf der Ostseite der Baregg. Dort sind hausgrosse Blöcke von verkitetem Tieferem Deckenschotter auf der Unterlage aus Unterer Süsswassermolasse abgerutscht.

Rutschmassen

Grosse Gebiete, die früher als anstehende Molasse kartiert wurden, wurden neu als Rutschmassen interpretiert. Dabei handelt es sich mit Sicherheit nicht um nur oberflächlich verrutschtes Molassematerial, sondern um tiefgründige Hangbewegungen. Die Mächtigkeit solcher bewegter Gesteinskomplexe kann weit über 10 m betragen (z.B. Obersiggenthal, Niederweningen), was mitunter durch Bohrungen belegt ist. Es ist davon auszugehen, dass es sich nicht unbedingt um Gesteinskörper handelt, die als Ganzes in Bewegung gerieten, sondern um komplexe Gebilde mit langfristiger, episodischer Aktivität.

q₆ Bachschutt

Bachschuttkegel, Schwemmfächer

Durch Hangbewegungsprozesse in offene Gerinne verfrachtetes verwittertes Gesteinsmaterial wird durch Bäche weiter transportiert und erfährt dadurch eine gewisse Sortierung nach Korngrössen. So ist im eigentlichen Gerinnebereich eines Baches vor allem meist lehmiger Schotter verbreitet, während in den Bachschuttkegeln eine komplexe Verzahnung von kiesigen, sandigen und lehmigen Ablagerungen vorliegt. Bei grossem Wasseranfall im Einzugsgebiet können mitunter ganze Hangsedimentkörper mobilisiert werden und murgangartige Mechanismen auftreten, die zur Bildung von Schichten mit diamiktischer, meist matrixgestützter Zusammensetzung führen. Auf der linken Limmattalseite zwischen Killwangen und Neuenhof sind solche komplex aufgebaute Schuttkegel verbreitet (durchbohrt für die geologischen Abklärungen für den Heitersbergtunnel).

Holozän

Kalksinter (Quelltuff)

Das grösste Vorkommen von Kalksinter, welches einst industriell abgebaut wurde, befindet sich bei der Lindmühle im unteren Reusstal zwischen Birrhard und Mülligen. Dieser Quelltuff geht auf einen bedeutenden, heute in gefassten Quellen genutzten Grundwasseraustritt zurück, wobei ein Teil des Grundwassers der Lindenstaldenzelg auf dem Reusstal-Lehm austritt. Eine ähnliche Situation findet sich bei Mülligen, wo das Grundwasser der Birrfeld-Rinne ebenfalls auf Reusstal-Lehm austritt. Weitere kleinere Kalksintervorkommen sind entlang dem unteren Reusstal recht häufig, konnten aber zumeist wegen ihrer geringen Ausdehnung auf der Karte nicht dargestellt werden. Bei Meierhof und Baden sind weitere grössere Vorkommen vorhanden.

Sumpf, Ried, Torfmoor

In den verlandeten Seen der einstigen glazialen Becken finden sich als Abschluss der Lockergesteinsserien Torfbildungen. Solche liegen südöstlich von Otelfingen vor wie auch im Wehntal, wo sie allerdings oft durch Hangschutt und -lehm überdeckt sind.

q_a Rezente Alluvionen, z.T. Überschwemmungsgebiete

Altwasserläufe

In den heutigen Tälern von Aare, Reuss, Limmat und Surb finden sich lokal Bereiche, die in Hochwasserphasen vom Fluss erreicht und überschwemmt werden. Im Aaretal sind dies die typischen Schachengebiete (Auen), die vor allem oberhalb von Brugg grosse Flächen einnehmen. Diese Gebiete stellen die Schwemmebenen der Flüsse dar, worin sie in historischer Zeit ihren Lauf gelegentlich verlagerten. Zeugen solcher Flussverlagerungen sind die entweder an der Topografie oder anhand des Vorkommens von Hochflutlehm zu erkennenden Altwasserläufe.

Künstliche Auffüllungen, Aufschüttungen

Die menschlichen Aktivitäten im geologischen Rahmen äussern sich hauptsächlich in Form von künstlichen Geländeeinschnitten und Auffüllungen. Bei den Auffüllungen handelt es sich meistens um Dammschüttungen, um Geländeauffüllungen für Bauprojekte (Bahn, Strassen, Baugebiete) oder um Deponien. Letztere befinden sich oft in ehemaligen Materialabbaustellen (Kiesgruben, Steinbrüche) oder wurden als Geländeauffüllungen angelegt (z.B. im Lugibachtal nördlich von Würenlos).

TEKTONIK

EINLEITUNG, ÜBERBLICK

Kartenbild und Oberflächengeologie

Die tektonische Gliederung des Gebietes von Blatt Baden (s. Nebenkarte «Tektonische Übersicht 1:200 000» u. Fig. 14) wird bestimmt durch die Zone des Faltenjuras, welche sich mit generell abnehmender Breite von Westen nach Osten hinzieht. Obwohl grossflächig von quartären Ablagerungen bedeckt, können vor allem am Nordrand dieser Zone mehrere etwa parallel verlaufende Aufschiebungen verfolgt werden. Hier sind die mesozoischen Schichten vom Malm bis zum Oberen Muschelkalk mit vorwiegend steil gestellter Schichtlage aufgeschlossen. Zudem fällt eine teilweise kleinräumige Zergliederung durch zahlreiche Querbrüche auf.

Nach Süden werden die mesozoischen Schichten des Juras von der tertiären Molasse überlagert. Dieser Nordrand der mittelländischen Molasse ist hier stark überprägt von Erosion und Ablagerungen des Pleistozäns. Die lückenhaften Molasseaufschlüsse lassen – im direkten Vergleich zum Faltenjura – nur geringe Deformationen in Form von Syn- und Antiklinalen sowie Flexuren erkennen.

Nördlich des Faltenjuras liegt der Tafeljura, welcher nach Osten ebenfalls von den jüngeren Schichten der Molasse überlagert wird. Auch hier sind grosse Flächen von Quartärvorkommen bedeckt (Aaretal, Deckenschotter). Ganz im Nordwesten steigt die Malmkalkplatte bis zur Mandacher Überschiebung an (s. a. Atlasblätter 110 Frick-Laufenburg, 102 Zurzach). Östlich des Aaretals sind die Schichten zwar mehrheitlich nur wenig verstellt; diverse Schichtmessungen zeigen aber, dass der Untergrund lokal beträchtliche Deformationen aufweisen muss; ein zusammenhängendes Bild ergibt sich jedoch nur mit Hilfe von geophysikalischen Untersuchungen.

Historisches

Noch vor der Verfügbarkeit moderner Untersuchungen haben sich einige namhafte Autoren mit dem Gebiet des Juraostendes, besonders der Lägeren und ihrem nördlichen Vorland, beschäftigt und auch entsprechende tektonische Skizzen publiziert (MÜHLBERG 1901, 1905, AMSLER 1915, 1926, HABERBOSCH 1943, VON BRAUN 1953). Neben der seit langem bekannten Tatsache, dass die Lägeren mit ihrem Faltenbau das Ostende des Kettenjuras darstellt, wurde in teilweise widersprüchlicher Weise auf die Mulden respektive Synklinalen und die

mehrheitlich WSW–ENE streichenden Flexuren hingewiesen, die das Gebiet zwischen Lägeren, Aare und Hochrhein prägen. Man hat auch erkannt, dass sich bedeutende Fazies- und Mächtigkeitsänderungen der Molasseformationen an diesen Flexurzonen orientieren und daraus syndementäre Bewegungen abgeleitet (BRANDENBERGER 1926, VON BRAUN 1953). AMSLER (1915) hat als erster vermutet, dass die Siggenthal-Antiklinale als eine der Lägeren vorgelagerte Falte zu interpretieren sei.

Die zahlreichen Fragen, welche die Oberflächengeologie im Hinblick auf die strukturelle Gliederung des tieferen Untergrundes offen lässt, können heute mit Daten aus Bohrungen, Untertagebauten und geophysikalischen Untersuchungen, insbesondere Reflexionsseismik, zumindest teilweise beantwortet werden. Dabei spielen die Untersuchungen der Nagra eine herausragende Rolle (LAUBSCHER 1987, NAEF & DIEBOLD 1990, DIEBOLD et al. 1991, NAEF et al. 1995).

Im Gebiet von Blatt Baden und der näheren Umgebung sind einige Seismiklinien von guter Qualität verfügbar, die bereits mehrfach interpretiert und auch für die Erläuterungen der benachbarten Atlasblätter Zurzach (BITTERLI et al. 2000) und Frick-Laufenburg (DIEBOLD et al. 2006) in Form von Strukturkarten und geologischen Profilen aufgearbeitet wurden. Es ist deshalb angebracht, sich an diesen Vorarbeiten zu orientieren, soweit sie nicht in klarem Widerspruch zu neueren Erkenntnissen stehen. Die geologischen Profile in Tafel I wurden weitgehend entlang von Seismiklinien konstruiert, basieren also nicht nur auf einer fachmännischen Extrapolation der Oberflächengeologie.

Bohrungen geben zwar nur sehr lokale, aber in der Regel auch sehr genaue Informationen über Lage und Tiefe wichtiger Horizonte oder Schichtgrenzen und sind deshalb unentbehrliche Anhaltspunkte für die Kalibrierung von Strukturkarten und geologischen Profilen. Aus Kernbohrungen gewinnt man zudem Daten über den Deformationszustand der Gesteine im Untergrund. In dieser Hinsicht spielt die Bohrung Riniken eine hervorragende Rolle als eigentlicher Schlüssel Datensatz für Atlasblatt Baden (MATTER et al. 1988a).

Geologische Aufnahmen von Tunnels, Stollen und grösseren Baugruben liefern ebenfalls wichtige Daten für die Kenntnis der lokalen Tektonik. Hier sind Heitersberg-, Baregg- und Habsburgtunnel zu nennen. In jüngster Zeit konnte aus den Aufschlüssen und Bohrungen beim Bau des Umfahrungstunnels Ennetbaden ein detaillierter Querschnitt durch den Kern der Lägeren-Antiklinale rekonstruiert werden.

Tektonische Modelle und Konzepte

Die Tektonik eines Gebietes ergibt sich aus zahlreichen Einzelbeobachtungen und Messungen, die ungleichmässig verteilt und manchmal auch widersprüchlich sind. Vor allem für die Rekonstruktion von schlecht bekannten oder

stark deformierten Bereichen ist man deshalb auf tektonische Modelle und Konzepte angewiesen, die allgemein akzeptiert oder zumindest plausibel darstellbar sind. Zudem darf eine tektonische Interpretation nie nur eine statische Darstellung des heutigen Zustands sein, sondern muss auch die Entstehungsgeschichte berücksichtigen.

Zentrale Bedeutung hat das von A. Buxtorf und H. Laubscher entwickelte Konzept des alpinen Fernschubs (Thin-skinned Detachment), durch welchen der Faltenjura entstanden ist und auch die nördlich angrenzenden Teile des Tafeljuras kompressiv überprägt wurden (BUXTORF 1916, LAUBSCHER 1961, 1962, 1986). Dabei erfolgte im Niveau des Mittleren Muschelkalks eine Abscherung des mesozoischen Deckgebirges inklusive der überlagernden Molasse vom älteren Sockel (Grundgebirge) und damit eine Trennung zwischen dem Strukturplan des Sockels und demjenigen des Deckgebirges. Figur 13 zeigt in stark vereinfachter Form einen Querschnitt durch die tektonischen Einheiten im Gebiet um das Ostende des Faltenjuras.

Im nicht vom Fernschub betroffenen Gebiet des Tafeljuras s.str. dagegen sind alle (wirklich tektonischen) Strukturen als unmittelbarer Ausdruck von Sockelbewegungen zu verstehen. Es können bevorzugte Streichrichtungen erkannt werden, welche sich an wichtigen, während der jungpaläozoischen Geschichte aktiven tektonischen Elementen des Sockels orientieren. Diese sind im benachbarten Schwarzwälder Grundgebirge aufgeschlossen und bestimmen auch den Strukturplan des Tafeljuras (vgl. z.B. NAEF & DIEBOLD 1990):

rheinisch = NNE-SSW
 herzynisch = WNW-ESE bis NW-SE
 jurassisch = WSW-ENE bis SW-NE

Eine wichtige Rolle spielt auch der durch die Nagra-Tiefbohrungen Weiach und Riniken entdeckte Nordschweizer Permokarbondrog, dessen W-E bis SW-NE streichende Randzonen als massgebende Leitlinien die regionale Tektonik prägen.

Die Auswertung der Nordschweizer Seismiklinien ergab eine auffallende Übereinstimmung zwischen dem Streichen der Sockelstrukturen des Tafeljuras und den grösseren Überschiebungen im Faltenjura. Dies führte letztlich zur Annahme, dass sich die Hauptketten des Faltenjuras ebenfalls mit Lineamenten im Sockel korrelieren lassen. Voraussetzung ist allerdings, dass diese Sockelstrukturen während des Mesozoikums oder danach als Verwerfungen oder zumindest Flexuren reaktiviert wurden und so als Schwächezonen im Deckgebirge die spätere Entstehung von Rampen, Falten und Überschiebungen begünstigten («Überschiebungsmühlen»), LAUBSCHER 1986).

JORDAN (1994) hat die Zusammenhänge zwischen Abscherung, Rampen, Überschiebungen und Faltenbildung im Detail studiert und dargestellt. Solche

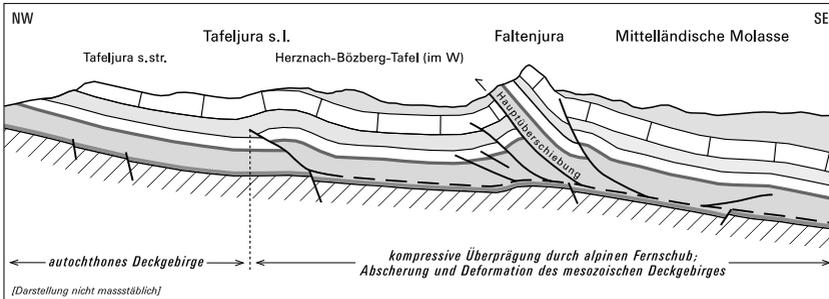


Fig. 13: Schematisches Querprofil durch die tektonischen Einheiten am Ostende des Faltenjuras.

Studien sind wichtig für die Konstruktion von geologischen Profilen durch den Faltenjura. Typisch für die Spröddeformation in den mächtigeren Karbonatformationen sind meter- bis dekametergrosse Knickfalten (Fig. 17).

Gliederung

Figur 14 und die Nebenkarte «Tektonische Übersicht 1:200 000» vermitteln einen Eindruck der tektonischen Zusammenhänge im Interferenzbereich von Faltenjura, Tafeljura und Molassenordrand, wie sie sich aus den heute verfügbaren Daten rekonstruieren lassen. Die Darstellung bezieht sich auf die Deformation des Deckgebirges im oberflächennahen Bereich, insbesondere auf die Strukturkarte «Basis Tertiär» (Fig. 15).

Im Westen ergibt sich von Süden nach Norden eine klar gegliederte Abfolge der tektonischen Elemente, wie sie in DIEBOLD et al. (2006) beschrieben und in Profilen dargestellt wird (von S nach N: Faltenjura mit Hauptüberschiebung und Vorfaltenzone – Herznach-Bözberg-Tafel mit frontaler Mandacher Überschiebung – Tafeljura s.str. inkl. Mettauer Überschiebung – Schwarzwaldkristallin). Die Auswirkungen des Fernschubs reichen ohne Zweifel über den Faltenjura hinaus bis zur Mandacher Überschiebung; die Oberflächenmorphologie dieses leicht abgescherten, in sich aber kaum deformierten Bereichs ist aber durchaus typisch für die Tafeljuralandschaft. Deshalb wurde und wird die Herznach-Bözberg-Tafel als Teil des Tafeljuras betrachtet. Um den tektonischen Unterschied zwischen dem leicht abgescherten und dem weiter extern liegenden, autochthonen Deckgebirge auszudrücken, kann man von Tafeljura sensu lato und Tafeljura sensu stricto sprechen.

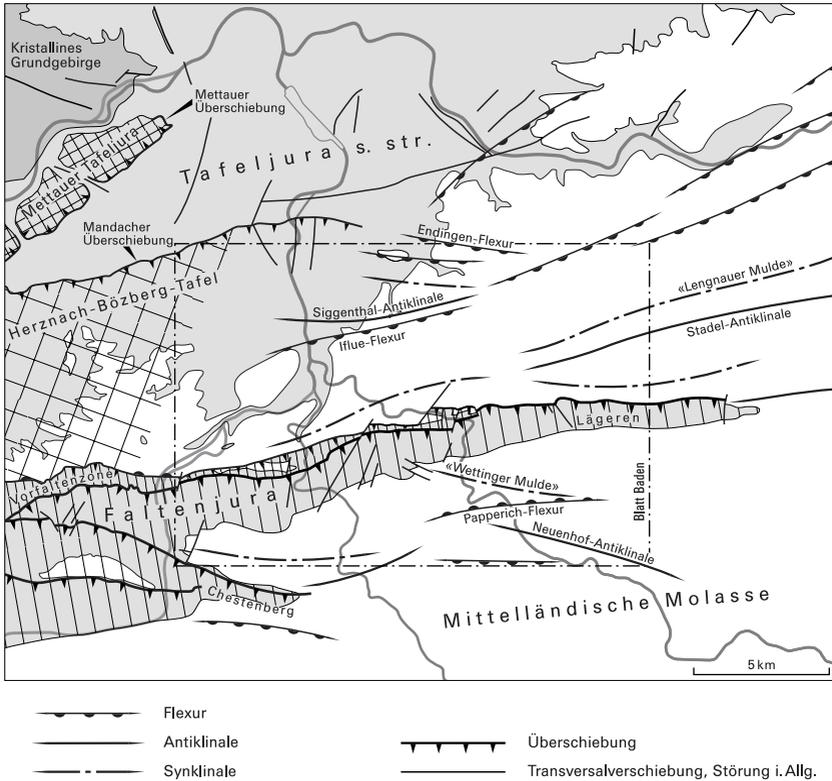


Fig. 14: Tektonische Gliederung des Kartengebietes und seiner näheren Umgebung.

Westlich der Aare besteht der Faltenjura aus mehreren in die Tiefe gestaffelten Auf- und Überschiebungen, deren Ausrichtung etwa um die West-Ost-Achse pendelt. Im Einzelnen fallen aber zwei gegenläufige Streichrichtungen auf: Herzynisch streichende Elemente findet man vor allem in der frontalen Muschelkalk-Schuppenzone sowie als nach Südosten abweigende Strukturen, wogegen das jurassische Streichen den grossräumigen Trend und eher die zentralen Hauptstrukturen des Faltenjuras dominiert. Gemäss Konzept sind sie das Abbild entsprechend verlaufender Sockelstrukturen.

Abgesehen von ihrem Nordrand erscheint die Herznach-Bözberg-Tafel sowohl in der geologischen Karte (Atlasblatt Frick-Laufenburg) als auch in den

Seismiklinien (DIEBOLD et al. 2006: Taf. I) als praktisch undeformiertes, mit wenigen Grad Neigung nach Südsüdosten einfallendes Deckgebirge. Im Gebiet von Blatt Baden westlich der Aare setzt aber eine Zergliederung der Tafel ein, welche gemäss Befunden aus Seismiklinien durch rampenförmige, vom basalen Abscherungshorizont ausgehenden Aufschiebungen bewirkt wird. Gleichzeitig nimmt der Überschiebungsbetrag an der frontalen Mandacher Überschiebung von Westen nach Osten deutlich ab. Dies weist klar darauf hin, dass der gesamte Abscherungsbetrag sich nach Osten nicht mehr auf die frontale Aufschiebung konzentriert, sondern auf mehrere Scherflächen innerhalb des abgesicherten Tafeljuras verteilt.

Der nördlich an die Mandacher Überschiebung angrenzende Tafeljura s.str. – in DIEBOLD et al. (2006: Fig. 13) als Tafel von Gansingen und Mettauer Tafeljura bezeichnet – reicht bis zum Hochrhein. Er ist geprägt durch die Mettauer Struktur, einer offensichtlich südostvergenten Überschiebungszone, durch welche klippenartige Muschelkalkhochflächen entstanden sind. Die Entstehung des Mettauer Tafeljuras (bzw. «Mettauer Klippen») kann nach WILDI (1975) als Schweregleitung im Zusammenhang mit der Schwarzwald-Hebungszone erklärt werden. Eine Entstehung durch weiter nach Norden vorgreifenden Fernschub, wie sie jüngst von LAUBSCHER (2003) vorgeschlagen wurde (s.a. DIEBOLD et al. 2006), kann zwar nicht ausgeschlossen werden, ist aber mit den lokalen Verhältnissen – insbesondere dem nach Nordosten deutlich zunehmenden Überschiebungsbetrag an der Mettauer Überschiebung – nur schwer vereinbar.

Nördlich des Rheins wurde das mesozoische Deckgebirge im Bereich der Schwarzwald-Hebungszone durch Erosion grösstenteils entfernt. Dort sind die Strukturen des kristallinen Grundgebirges, insbesondere die herzynisch streichende Vorwald-Störung, aufgeschlossen (vgl. DIEBOLD et al. 2006: Fig. 13).

Östlich von Aare und Reuss ergibt sich eine deutlich verschiedene tektonische Gliederung: Der Faltenjura reduziert sich über wenige Kilometer auf eine einzige Kette, die als prominenter Höhenzug in Erscheinung tretende Lägeren, und taucht dann bei Dielsdorf ziemlich unvermittelt unter die Molasse ab. Die Vorfaltenzone setzt sich nach Osten noch bis ins Gebiet nördlich von Baden fort, wo sie nochmals deutlich in Erscheinung tritt (vgl. Fig. 16a), verschwindet dann aber unter der Hauptüberschiebung.

Im Gebiet des Tafeljuras nördlich der Lägerenkette bis zum Hochrhein dominieren mehrere Syn- und Antiklinalen sowie südvergente Flexuren. Solche Flexuren können zum Beispiel bei Siggenthal (Iflue-Flexur) oder bei Endingen anhand von Schichtmessungen in den Malmkalken kartiert werden. Die meisten dieser Strukturen lassen sich aber nur in den Seismiklinien klar erkennen, da genaue Schichtmessungen in der überlagernden Molasse oft nicht möglich sind oder ausgedehnte Quartärvorkommen den Einblick in den Felsuntergrund wehren. Wie in den Seismiklinien lokal gut zu erkennen ist, sind diese Deformationen am Übergang vom Tafeljura zum Molassenordrand nördlich der Lägeren

Ausdruck kompressiver Tektonik. Ein gewisses Mass an Abscherung durch Fernschub hat also auch östlich der Aare stattgefunden; eine klare Trennung vom weiter nördlich liegenden Tafeljura s.str., wie sie im Westen durch die Mandacher Überschiebung markiert wird, ist hier aber nicht mehr gegeben. Der Zusammenschub verteilt sich auf mehrere einander ablösende Einzelelemente und verliert sich nach Norden und weiter auch nach Osten (MÜLLER et al. 2002). Je mächtiger die überlagernden Molasseschichten, desto schwieriger wird es, solche Deformationen im Bereich des mesozoischen Deckgebirges ohne Seismiklinien, das heisst mit Oberflächengeologie, zu lokalisieren, geschweige denn im Zusammenhang nachzuweisen.

Geologische Profile

Die geologischen Profile auf Tafel I vermitteln einen Eindruck der tektonischen Deformationen, welche die Abscherung durch Fernschub im Bereich von Blatt Baden bewirkt hat. Die Profile 2 und 4 sind auf ihrer gesamten Länge durch reflexionsseismische Daten belegt. Profil 3 beruht nur im nördlichen Abschnitt bis und mit Siggenthal-Antiklinale auf seismischen Daten, der Rest, insbesondere der Faltenjuraquerschnitt westlich von Baden, wurde anhand von Oberflächengeologie, einigen Erdsondenbohrungen und vor allem Vergleichen mit den benachbarten Linien interpoliert beziehungsweise konzeptionell rekonstruiert. Auch das Längsprofil durch den Tafeljura (Profil 1) verläuft entlang einer reflexionsseismischen Linie der Nagra.

Deutlich zur Geltung kommt, wie der Faltenjura einer intensiv deformierten Zone mit von Osten (Profil 4) nach Westen zunehmendem Zusammenschub entspricht. Dieser kann unter dem Burghorn relativ genau rekonstruiert werden und beträgt dort ca. 2 km; bei Profil 2 ergibt sich eine Abwicklung von grob geschätzt etwa 5 km (inkl. Abscherung der Herznach-Bözberg-Tafel).

Als zentrale Struktur kann auf allen drei Profilen eine Hauptüberschiebung definiert werden, die von der basalen Abscherung abzweigt und als ca. 45° steile Rampe bis an die Oberfläche aufsteigt (vgl. Fig. 13). Am Burghorn wird klar, dass es sich dabei um eine zerscherte Rampenfalte handelt, deren Scheitel und Verkehrtchenkel im Gebiet der Profile 2 und 3 durch fortschreitenden Zusammenschub und syntektonische Erosion entfernt wurden (s.a. Fig. 16a).

Unmittelbar vor respektive unter der Hauptüberschiebung zeigt sich eine Stauchzone mit kurzen, duplexartigen Aufschiebungen, die unter dem Burghorn noch wenig entwickelt ist; weiter im Westen steigt diese Strukturzone (man könnte sie *epi-jurassisch* nennen) bis an die Oberfläche auf, wird dort als Vorfaltenzone bezeichnet (DIEBOLD et al. 2006) und in der tektonischen Karte zum Faltenjura gerechnet. Insgesamt wird deutlich, dass der so genannte Faltenjura, insbesondere auf den Profilen 2 und 3, in diesem Teil des Juras eher eine Schuppenzone ist

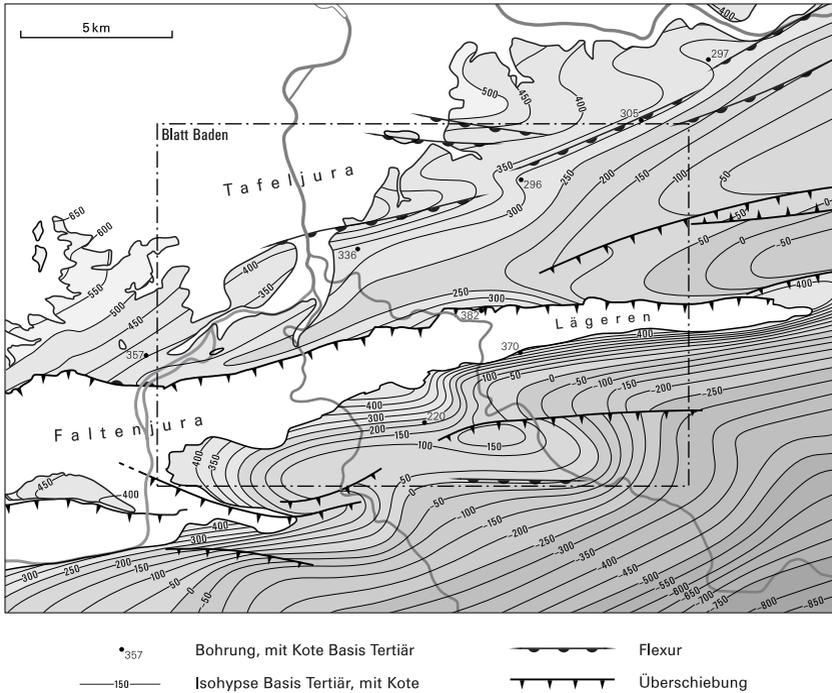


Fig. 15: Strukturkarte Basis Tertiär.

und deshalb von den älteren Autoren auch konsequent als Kettenjura bezeichnet wurde.

Die Abscherung durch Fernschub hat aber auch den Tafeljura ergriffen und auf die im vorigen Abschnitt skizzierte Weise deformiert. Weiter westlich, im Bereich von Atlasblatt 110 Frick-Laufenburg, wurde der Tafeljura zwischen Vorfaltenzone und Mandacher Überschiebung – seismisch belegt – en bloc, das heisst ohne Zergliederung abgeschert (s. DIEBOLD et al. 2006: Taf. 1, Profil 8 = Seismiklinie 83-NF-15). Im Gebiet von Blatt Baden ist dies nicht mehr der Fall (Profil 2): Hier wird die Herznach-Bözberg-Tafel durch nach Norden propagierende Überschiebungen zergliedert, während der nördliche Teil zwischen der Bohrung Riniken und der Mandacher Front noch als intakte Tafel erscheint. Wegen weitgehender Bedeckung durch das Quartär des Aaretals sind diese Deformationen des Tafeljuras an der Oberfläche nicht nachvollziehbar. Zudem ist die Qualität der

seismischen Linie 82-NF-30 hier relativ bescheiden, was erheblichen Interpretationsspielraum erlaubt (vgl. DIEBOLD et al. 1991).

Wenig östlich von Profil 2 verläuft die seismische Linie 82-NX-40. Hier existiert die in sich undeformierte Herznach-Bözberg-Tafel nicht mehr, und mehrere flach liegende Scherflächen dehnen sich bis zur frontalen Mandacher Überschiebung aus. Dabei wird deutlich, wie die Kompression generell vom basalen Abscherhorizont zuerst die rigide Schicht des Muschelkalks durchbricht und dann entweder im Keuper kompensiert wird oder weiter durch die mesozoische Schichtreihe aufsteigt. Obwohl das Mesozoikum an der Oberfläche vergleichsweise gut aufgeschlossen ist, war von diesen Strukturen früher nichts bekannt.

Strukturkarte Basis Tertiär

Figur 15 zeigt eine Strukturkarte der Basis des Tertiärs beziehungsweise der Oberfläche des Mesozoikums (Malm), wie sie sich aus Oberflächenaufschlüssen, Bohrungen und den verfügbaren Seismikinformationen konstruieren lässt.

Generell fallen die Schichten zwar nach Südosten ein, sie sind aber – abgesehen von der Herznach-Bözberg-Tafel – auch nördlich und südlich des Faltenjuras deutlich deformiert. Es zeichnen sich vor allem Flexuren sowie Anti- und Synkinalen ab. Die Kombination mit Überschiebungen legt nahe, dass diese Verbiegungen an der Oberfläche des mesozoischen Deckgebirges im Zusammenhang mit Kompression entstanden, also im Wesentlichen eine Folge der Jurafaltung sind.

BESCHREIBUNG

Nordschweizer Permokarbondrog

Die Rekonstruktion des Nordschweizer Permokarbondrogs beruht auf den Untersuchungen der Nagra, im weiteren Gebiet auch der Erdölindustrie, auf alten Salzbohrungen sowie konzeptuellen Überlegungen. Die Entstehung als Grabenstruktur im späten Karbon und dessen transpressive Zerschierung während des frühen Perms (Saalische Phase) ist nach wie vor kontrovers (s. LAUBSCHER 1987, DIEBOLD & NAEF 1990, DIEBOLD et al. 1991, THURY et al. 1994: Beilage 4-1, MARCHANT et al. 2005). Unbestritten ist die Vorstellung eines etwa WSW-ENE streichenden, bis mehrere Kilometer tiefen zentralen Trogteils, der in den Tiefbohrungen Weiach und Riniken angebohrt wurde und deshalb auch als Riniken-Weiach-

Trog bezeichnet werden kann (MÜLLER et al. 2002). Es wird angenommen, dass die im Tafeljura bis zum südlichen Oberrheingraben und auch im Bodenseegebiet erbohrten Permokarbonvorkommen zum selben Grabensystem gehören (DIEBOLD 1988). Plausibel erscheint auch die Annahme einer dextralen Zerschering des zentralen Trogs entlang von herzynisch streichenden Lineamenten im Sockel.

Für die spätere tektonische Entwicklung sind die im Tertiär als Flexuren (Nordrand) oder antithetische Verwerfungen (Südrand) reaktivierten Randbereiche des Permokarbondrogs von einiger Bedeutung. Auch die herzynisch streichenden Störungszonen wurden reaktiviert, so dass heute im Bereich Basis Mesozoikum, das heisst an der Oberfläche des Permokarbons, ein reiches Inventar an vornehmlich jurassisch und herzynisch streichenden Verwerfungen und Flexuren rekonstruiert werden kann, das die tertiäre Deformation massgeblich bestimmte. Mächtigkeitsschwankungen und Faziesübergänge von mesozoischen Formationen wurden ebenfalls in einen Zusammenhang mit Differenzialbewegungen an Lineamenten des Nordschweizer Permokarbondrogs gebracht (z.B. ALLENBACH 2001, WETZEL & ALLIA 2003, WETZEL et al. 2003, s.a. BURKHALTER 1993).

Die Interpretation der seismischen Linien 82-NX-40 und 82-NS-70, welche die Tiefbohrungen Böttstein, Riniken und Weiach verbinden, zeigt hier unter dem leicht deformierten Mesozoikum einen über 3 km tiefen Trog. Das seismische Abbild lässt zwei deutlich verschiedene Teile erkennen.

Ein tieferer Teil zeigt ausgeprägte, oft nur kurze Reflexionsbündel, die häufig schräg gestellt, gegeneinander versetzt oder sogar übereinander geschoben sind. Diese werden als Ausdruck der teilweise Kohle führenden Serien des jüngeren Karbons interpretiert, welche hier offensichtlich stark tektonisch gestört sind (so genannte untere Trogfüllung; s. Kap. tektonische Entwicklung, S. 119f.).

Ein mächtigerer oberer Teil des Troges ist seismisch weitgehend undifferenziert; nur ganz im Norden erkennt man gegen die Randstörung aufsteigende Reflexionen. Diese entsprechen wohl den in der Bohrung Riniken durchteuften Schichten des Perms (obere Trogfüllung), die aus fein- bis grobdetritischen, mehrheitlich terrestrischen Ablagerungen bestehen (vgl. DIEBOLD 1988). Im Zusammenhang mit den sich kreuzenden Seismiklinien 82-NS-70 und 82-NS-30 lässt sich diese Interpretation bekräftigen.

Aus den Seismikdaten kann zudem abgeleitet werden, dass die Hauptverwerfung des Nordrandes des Nordschweizer Permokarbondroges (Mandacher Basisabschiebung) nicht gerade nach ENE weiterzieht, wie dies in BITTERLI et al. (2000) dargestellt ist. Sie biegt vielmehr mit herzynischem Streichen nach ESE in Richtung Edingen-Flexur ab, dreht dann wieder in die trogparallele Richtung und verläuft weiter nach ENE. Dieser Verlauf wird durch entsprechende Flexuren an der Oberfläche abgebildet (Fig. 14) und markiert ungefähr den Nordrand des Fernschubs östlich der Aare (s.u.).

Aufgrund der regionalen Reflexionsseismik wird vermutet, dass der Südrand des Permokarbondroges ebenfalls durch eine markante, im Tertiär reaktivierte

Störungszone mit vorwiegend antithetischen, das heisst nordvergenten Abschiebungen markiert wird. Sie dürfte in erster Näherung als Basisabschiebung der Hauptüberschiebung des Faltenjuras zu interpretieren sein.

Tafeljura und Molassenordrand

Ostende der Herznach-Bözberg-Tafel

Der durch Fernschub abgescherte Teil des Aargauer Tafeljuras östlich des Wölflinswiler Grabens und südlich der frontalen Mandacher Überschiebung wurde von DIEBOLD et al. (2006) als Herznach-Bözberg-Tafel bezeichnet. Die Vorstellung eines en bloc im mittleren Muschelkalk abgescherten, in sich kaum gestörten Tafeljurasegmentes ist durch Reflexionsseismik gut belegt (DIEBOLD et al. 2006: Taf. 1). Auch die Nagra-Linien 82-NF-30 und 83-NF-31, welche durch die Bohrung Riniken verlaufen, zeigen im Norden eine noch weitgehend ungestörte Deckgebirgsplatte (DIEBOLD et al. 1991). Wenig südlich der Bohrung Riniken sind die Reflexionen des Mesozoikums aber deutlich gestört, was auf entsprechende interne Deformationen in diesem Bereich des Tafeljuras hinweist. Sie können als Ausdruck von Scherflächen interpretiert werden, die als Rampen vom basalen Abscherhorizont durch die Schichtreihe aufsteigen und eine generelle Verdickung des Deckgebirges verursachen, wie dies in Profil 2 (Taf. I) dargestellt ist.

Auf dem Querschnitt Geissberg-Brugg ist die Herznach-Bözberg-Tafel also nur noch im nördlichen Teil als solche erhalten; im Süden, unmittelbar vor dem Faltenjura, wird sie zergliedert. In Oberflächenaufschlüssen sind diese Deformationen kaum zu erkennen, weil das Gebiet grossflächig von Quartärsedimenten bedeckt ist; am Südrand, einige hundert Meter bis ein Kilometer vor der Hauptüberschiebung, ist aber eine Aufschiebung kartierbar, welche als östliche Fortsetzung der Vorfaltenzone interpretiert wird (DIEBOLD et al. 2006).

Weiteren Aufschluss über die östliche Begrenzung der Herznach-Bözberg-Tafel liefert die Reflexionsseismiklinie 82-NX-40, welche quer zum Fallen der Schichttafel von Riniken über Rüfenach-Villigen bis zur Mandacher Überschiebung bei Beznau und weiter in den Tafeljura s. str. hinein verläuft. Der Tafeljura wird auf diesem Querschnitt durch mehrere Rampen in einzelne Elemente von 1–2 km Länge zergliedert. Diese Rampen scheinen in verschiedenen Niveaus auszuweichen und bewirken so ein kompliziertes System von Scherflächen, welche wahrscheinlich bevorzugt die inkompetenten Formationen des Mesozoikums betreffen und im Einzelnen nicht genauer erkannt werden können.

Während sich im Westen der gesamte Zusammenschub des abgescherten Tafeljuras auf die frontale Mandacher Überschiebung konzentriert, verteilt sich die Verkürzung im Querschnitt Riniken-Beznau auf diverse Scherzonen über den gesamten Abschnitt; gleichzeitig scheint die Mandacher Überschiebung bei Bez-

nau nur noch einen geringen Überschiebungsbetrag von maximal wenigen hundert Metern aufzuweisen (BITTERLI et al. 2000).

Zusammenfassend wird also festgestellt, dass die im Bereich von Atlasblatt Frick-Laufenburg entwickelte Herznach-Bözberg-Tafel nach Osten in eine kleinräumig von flachen Rampen zergliederte Kompressionszone übergeht, die im weiteren Sinn als Vorfaltenzone bezeichnet werden könnte. Es ist nahe liegend, dass diese Änderung des tektonischen Stils direkt mit dem Faziesübergang von der karbonatdominierten Keltischen zur tondominierten Schwäbischen Fazies zusammenhängt. Dabei dürfte das Auskeilen der starren Kalkplatte des Hauptrogensteins eine entscheidende Rolle gespielt haben.

Gebiet nördlich der Lägeren

Aus Sicht der Oberflächengeologie findet im Gebiet nördlich der Lägerenstruktur der Übergang vom Tafeljura zum Molassebecken statt. Andererseits können die mesozoischen Formationen kontinuierlich nach Osten unter die hier noch geringmächtigen Tertiärlagerungen des Molassenordrandes verfolgt werden. Es ist deshalb je nach Fokus der Betrachtung möglich und sinnvoll, entweder vom Nordrand des Molassebeckens oder aber vom Tafeljura s.l. zu sprechen.

Regional fallen die Schichten des präquartären Felsuntergrundes mit wenigen Grad nach Südosten ein. Es wurden aber zahlreiche Beobachtungen über Schichtlage und Kleinstrukturen gemacht, welche zum Teil deutlich von diesem Trend abweichen (Fig. 15). Die mehrheitlich auch in der Karte eingezeichneten Messungen können wie folgt interpretiert werden:

Zwischen Untersiggenthal und Würenlingen bilden die Malmkalke eine ausgeprägte Antiklinale, die in der Westwand des Iberig gut sichtbar ist. Sie ist deutlich asymmetrisch und weist einen langgezogenen, sanft abfallenden Nordschenkel und einen wesentlich kürzeren, in Form einer deutlichen Flexur abbiegenden Südschenkel mit einem maximalen lokalen Schichtfallen von ca. 30° auf (Taf. I: Profil 3). Sie wurde von AMSLER (1915) als Siggenthaler Antiklinale (Siggenthal-Antiklinale) beschrieben und als dem Faltenjura vorgelagerte Falte erkannt. Dank Reflexionsseismik wissen wir heute, dass sich in der Tiefe eine Rampenfalte befindet. Nach Westen können die schräggestellten Schichten der Iflue (deshalb auch als Iflue-Flexur bezeichnet) über Vorder Rein in den Bruggerberg hinein verfolgt werden, wo das Schichtfallen aber wesentlich weniger ausgeprägt ist. Nach Osten verliert sich die Siggenthal-Antiklinale unter den Deckenschottern von Homrig-Gländ. Im durch Seismikdaten belegten Profil 1 jedenfalls kann keine analoge Antiklinale mehr erkannt werden. Siggenthal-Antiklinale und Iflue-Flexur scheinen also ein relativ lokales, lateral nicht ausgedehntes Phänomen zu sein (vgl. RYBACH 1962).

Auch bei Eendingen und an der Firshalde wurden Schichtlagen im Malm mit bis 15° Neigung beobachtet. Das vor allem zwischen Eendingen und Unteren-

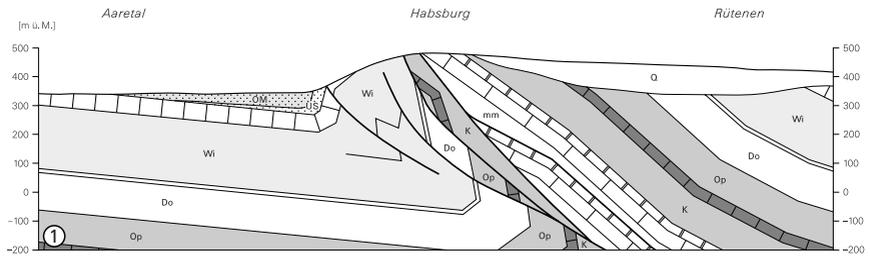
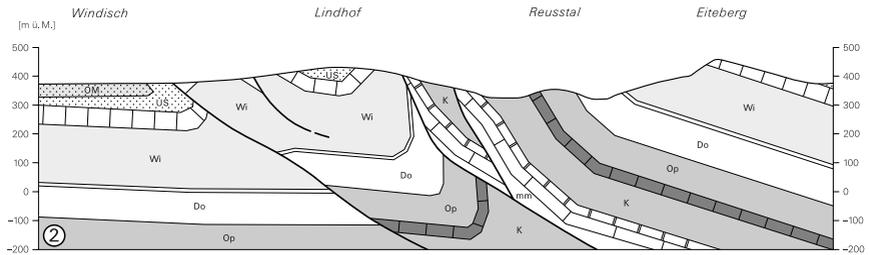
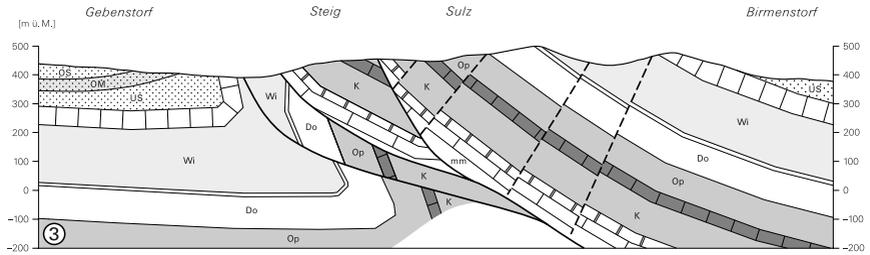
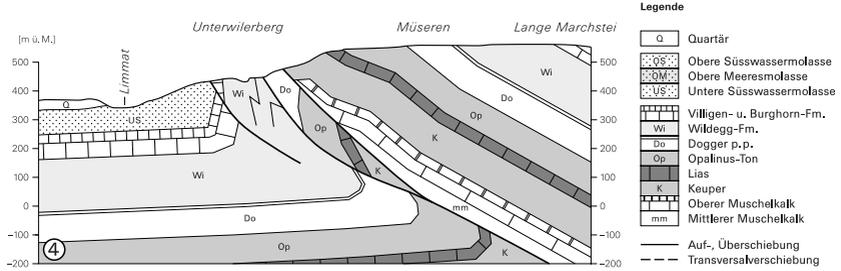
dingen über eine Höhendifferenz von ca. 50 m markante Abfallen der Malmplatte wurde bereits von F. Mühlberg erkannt und als Endinger Flexur (Endingen-Flexur) bezeichnet. Schichtmessungen belegen ein Ost-West bis ESE-WNW gerichtetes Streichen. Nach Westen verliert sich die Flexur in Richtung Beznau unter dem Quartär des Ruckfeldes. Nach Osten kann sie möglicherweise mit ähnlich einfallenden Sandsteinen der OMM an der Strasse südöstlich von Vogelsang korreliert werden. Damit wäre ein genereller ESE-WNW-Trend bestätigt. Konzeptuell wird angenommen, dass auch die Endingen-Flexur als Ausdruck einer kompressiven Struktur im tieferen Mesozoikum zu interpretieren ist.

Die Reflexionsseismiklinie 82-NS-70 verläuft von der Bohrung Riniken über Siggenthal-Station und Endingen nach ENE (DIEBOLD et al. 1991) und quert sowohl die Siggenthal-Antiklinale wie auch die Endingen-Flexur in spitzem Winkel. Dieser unkonventionelle Profilschnitt ergibt ein ziemlich diffuses seismisches Abbild und lässt deshalb einigen Interpretationsspielraum offen. Es wird dennoch deutlich, dass die mesozoischen Schichten vor allem unter der Siggenthal-Antiklinale und ansatzweise auch unter der Endingen-Flexur verdickt sind, was für kompressive Strukturen typisch ist (Taf. I: Profil 1).

Ein lokaler Aufschluss im alten Dorfteil von Endingen (beim jüdischen Badehaus, Koord. 664.280/265.370) zeigt eine nordvergente Falte im Letzi-Member, deren nordfallender Schenkel praktisch senkrecht steht. Scherflächen und zahlreiche Stylolithensäume belegen den kompressiven Charakter dieser etwa Ost-West streichenden Struktur. Offenbar muss auch im Umfeld der Endingen-Flexur mit Scherflächen gerechnet werden, welche den Schichtstapel des gesamten Mesozoikums erfasst haben; eine weiter gehende Erklärung dieser für den Tafeljura doch sehr ungewöhnlichen, isolierten Erscheinung ist schwierig.

In der Seismiklinie 82-NS-70 ist unter der Endingen-Flexur ein ausgeprägter Sockelsprung nachweisbar, an welchem die Basis des Deckgebirges um ca. 100 m versetzt ist. Diese Verwerfungszone entspricht dem weiter oben beschriebenen Nordrand des tiefen Permokarbondrogs. In der Oberflächengeologie fällt auf, dass im Bereich der Endingen-Flexur die Schichten der USM auskeilen (BITTERLI 1999). Dies könnte bedeuten, dass die Flexur als Extensionsstruktur während der Molassezeit entstand und später durch die Juratektonik noch leicht invertiert wurde (BRANDENBERGER 1923, NAEF et al. 1985).

Das Gebiet zwischen der nördlichen Zone mit Siggenthal-Antiklinale und Endingen-Flexur und dem Faltenjura im Süden entspricht einer von Westen nach Osten zunehmend breiter werdenden Synklinale, die auch als «Lengnauer Mulde» bezeichnet wurde (MÜHLBERG 1902b, HABERBOSCH 1943). Sie konnte erstmals von RYBACH (1962) mit Hilfe von Refraktionsseismik sicher nachgewiesen werden und zeigt, dass die Lägeren nicht einfach auf einen nach Südosten einfallenden Tafeljura überschoben ist; der Zusammenschub bewirkte im Liegenden der Hauptüberschiebung einen Stapel von kurzen Aufschiebungen, welche eine Art Dreieck bilden und so den Südrand des Tafeljuras aufbiegen (Taf. I).



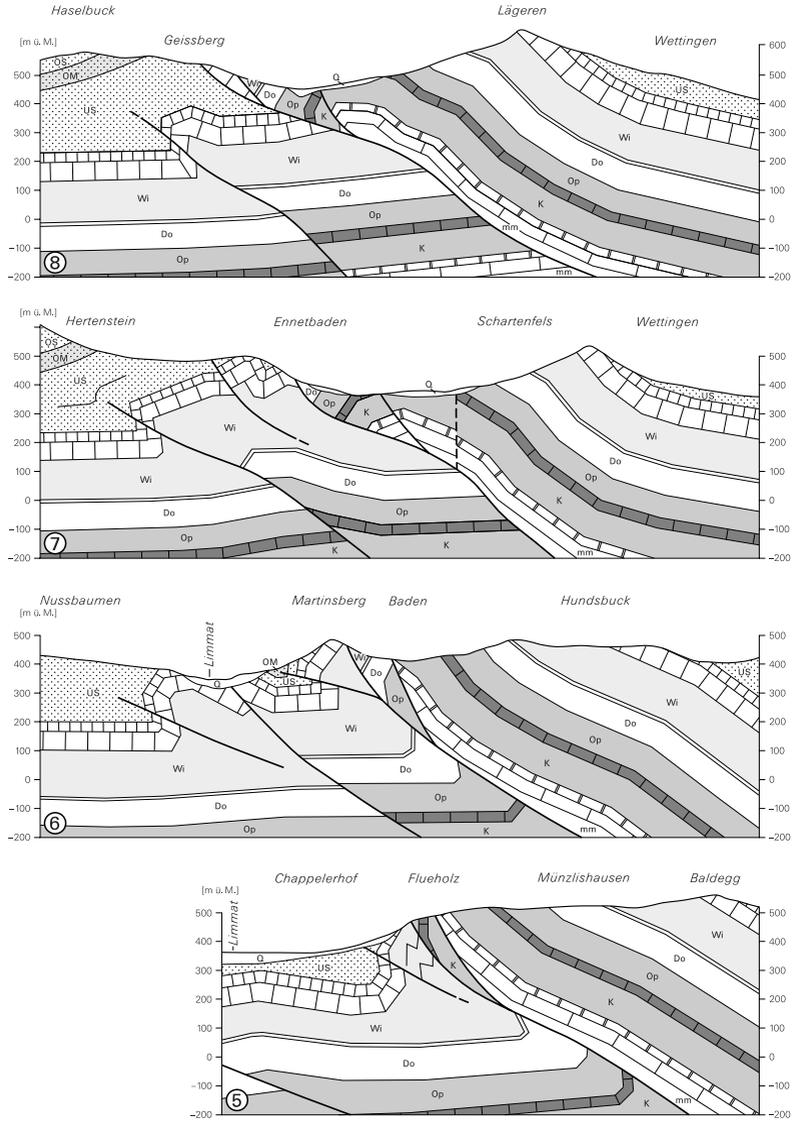


Fig. 16a: Profilerie durch die Lagerenketten zwischen Habsburg und Baden. Lage der Profilschnitte s. Fig. 16b, S. 110.

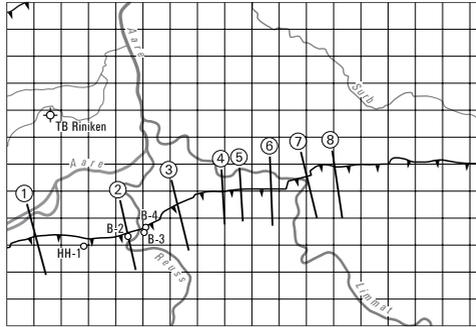


Fig. 16b: Lage der Profile in Figur 16a. Bohrungen: HH-1 = Hausen-Habsburg-1, B-2-B-4 = Birnenstorf -2 bis -4 (s. Fig. 19, S. 126).

Im Gebiet nördlich der Lägeren findet also in zweifacher Hinsicht der Übergang zwischen zwei tektonischen Einheiten statt: In NW-SE-Richtung gelangt man vom Tafeljura s.l. in das Molassebecken und in Nord-Süd-Richtung vom autochthonen Vorland in den Faltenjura beziehungsweise den Bereich mit abgesichertem Deckgebirge. Diese für das Verständnis der regionalen Geologie wichtige Übergangszone ist aber weitgehend von quartären Ablagerungen bedeckt und deshalb nur mit Hilfe der Reflexionsseismik in ihrer Bedeutung erkennbar (NAEF et al. 1995).

Faltenjura

Faltenjura westlich von Baden

Westlich von Baden ist der Faltenjura auf einer knapp 2 km breiten Zone zwischen dem Tertiär des nördlich angrenzenden Tafeljuras und dem Nordrand der mittelländischen Molasse im Süden aufgeschlossen. Dieser Teil des östlichen «Kettenjuras» wurde bereits von MÜHLBERG (1904, 1905) im Detail kartiert und beschrieben. Obwohl er grundsätzlich von einer Faltenstruktur mit Normal und Verkehrtchenkel ausging, ist schon F. Mühlberg aufgefallen, dass seine Antiklinalen eher als Schuppenzonen beschrieben werden müssten. Mit den heutigen Modellen der Entstehung von Auf- und Überschiebungen, Schuppen und Falten in geschichteten Sedimentgesteinen – insbesondere Fault Propagation Folds und Fault Bend Folds – lassen sich die beobachteten Phänomene besser beschreiben als mit der früheren Vorstellung überkippter und zerscherter Antiklinalen (vgl. DIEBOLD et al. 2006: Fig. 15).

Profil 3 (Taf. I) zeigt die Rekonstruktion des Faltenjuras entlang der Seismiklinie 82-NF-30 (vgl. DIEBOLD et al. 1991). Obwohl die Methode der Reflexionsseismik im Bereich des Faltenjuras die Strukturen nicht im Detail abzubilden vermag und deshalb relativ grosser Interpretationsspielraum vorhanden ist, wird aus den Zusammenhängen doch klar, dass es sich hier im Wesentlichen um einen Schuppenbau mit einer zentralen, im Winkel von ca. 45° einfallenden Hauptüberschiebung handelt.

Die Hauptüberschiebung lässt sich vom Nordportal des Habsburgtunnels über Hausen bis zur Allmend bei Baden verfolgen. An ihr sind die Formationen der Trias in steil stehender Normallage aufgeschlossen (s. Profile 1-5, Fig. 16a). Die Beobachtungen im Habsburgtunnel haben gezeigt, dass die Hauptüberschiebung aus einer mehrere Dekameter mächtigen, stark deformierten Zone besteht, in der vor allem Gesteine des mittleren Muschelkalks verschuppt und intensiv verfault sind (RICK 1996). Der hangende Hauptmuschelkalk ist ebenfalls von kompressiven Scherflächen durchzogen und tektonisch leicht verdickt. Unter der Hauptüberschiebung folgt eine tektonisch zerscherte Abfolge mit Gipskeuper bis Opalinus-Ton in steiler Verkehrtlage, welche als Rest eines Verkehrtchenkels interpretiert werden kann. Über einen weiteren tektonischen Kontakt gelangt man dann in das aufgebogene Effingen-Member des Tafeljurasüdrands. Diese Situation ist in Profil 1 (Fig. 16a) in einem Schnitt etwas weiter östlich skizziert.

Die Hauptüberschiebung ist nördlich der Habsburg im Feld kartierbar, verschwindet dann aber nach Osten unter dem Quartär des Galgenhübels, wo die seismische Linie 82-NF-30 verläuft. In der 408 m tiefen Geothermiebohrung Hausen-Habsburg-1 wurde eine normale Schichtabfolge vom Lias bis zum Anhydritdolomit durchteuft und bei ca. 397 m eine tiefere Schuppe aus Oberem Muschelkalk angebohrt (GORHAN & GRIESSER 1988). Damit kann hier die genaue Tiefenlage einer Überschiebungszone angegeben werden, wie dies in Profil 2 (Taf. I) dargestellt ist.

Weiter östlich, zwischen Hausen und der Reuss, sind wieder gute Aufschlüsse vorhanden, welche eine durch Querbrüche verstellte Muschelkalk-Schuppenzone abbilden. Im Profil Schämbelen-Chrüzhalden quert man zwei Muschelkalkschuppen mit dazwischen liegender Keuperzone. Nach Süden folgt mit abnehmendem Schichtfallen eine normale stratigraphische Abfolge bis zu den Kalken der Villigen-Formation am Eiteberg.

Profil 2 (Fig. 16a) verläuft von Windisch über Lindhof und die Bohrung BT-2 bis zum Eiteberg und zeigt eine ähnliche Situation wie in Profil 1. Vor der Hauptüberschiebung dehnt sich hier aber eine ca. 1 km breite Zone mit verfaulteter Villigen-Formation aus. Dabei handelt es sich um die Vorfaltenzone, deren tektonische Wurzel nicht genauer bekannt ist. Begünstigt wurde die Faltenbildung durch das rund 200 m mächtige inkompetente Effingen-Member im Liegenden der Villigen-Formation, das praktisch beliebig deformiert werden kann (s. a. Profile 6, 7 weiter im E).

Östlich der Reuss erscheint die Hauptüberschiebung wieder ohne Verdopplung des Muschelkalks. Dies wird durch die Bohrung Birmenstorf-4 nachgewiesen, wo in ca. 240 m Tiefe ein stark tektonisierter mittlerer Muschelkalk, also die Zone der Hauptüberschiebung, angefahren wurde. Nur wenig weiter östlich, im Gebiet Eichhölzli, können wieder zwei oder sogar drei Muschelkalkschuppen kartiert werden, bevor die Überschiebungszone unter der Moränendecke der Hochebene von Chörnli-berg-Müseren verschwindet.

Die im Aufschluss kartierte und durch die Geothermiebohrungen im Raum Hausen-Birmenstorf zusätzlich nachgewiesene Anordnung der Muschelkalkschuppen kann nicht auf einen blossen Zusammenschub von Süden nach Norden zurückgeführt werden. Es müssen vielmehr auch laterale Überschiebungen in Ost-West-Richtung stattgefunden haben. Nur so lässt sich die dachziegelartige Überlagerung der Schuppen erklären.

Profil 3 (Fig. 16a) verläuft von Gebenstorf nach Süden ins Reusstal. Das überschobene Mesozoikum wird hier von einigen NNE-SSW streichenden Querbrüchen zergliedert, wobei im Kartenbild der südliche Teil insgesamt in sinistralen Sinn nach Nordosten verschoben erscheint. Die Querbrüche werden als ursprünglich steile bis vertikale Strukturen angesehen, welche in einer frühen Phase des Zusammenschubs entstanden und später durch die Überschiebung schräg gestellt wurden.

Die Vorfaltenzone ist im Profilschnitt 3 im Vergleich zum Gebiet weiter westlich deutlich schmaler. In der Kartierung von MÜHLBERG (1904) erscheint unmittelbar nördlich der Hauptüberschiebung ein Band mit ausgedünnten Dogger-, Lias- und Keupergesteinen, was als Hinweis auf einen ausgedünnten Verkehrtchenkel interpretiert wird. Dieser ist in Profil 3 schematisch und tektonisch wenig deformiert unter der Hauptüberschiebung dargestellt.

Die westlich der Aare in DIEBOLD et al. (2006) definierte Vorfaltenzone setzt sich also auch in das Gebiet des Kartenblattes Baden fort. Im Kartenbild besteht sie aus einer Zone mit steil gestelltem und verfaltetem Malm, deren Fortsetzung in die Tiefe nicht genauer bekannt ist.

Die Grenze zum Tafeljura wird durch eine steile Aufschiebungszone von Malm auf Molasseschichten markiert, an welcher der Tafeljurasüdrand in typischer Weise aufgebogen ist.

Durch die erwähnte Querstörung werden sowohl die Jurakette wie auch die Vorfaltenzone um etwa einen Kilometer sinistral versetzt. Entsprechende Strukturen können im Feld zwar nur vereinzelt beobachtet werden, ergeben sich aber konstruktiv aus den kartierten Aufschlüssen.

Lägerenkette

Östlich des Chörnli-bergs besteht der Faltenjura definitiv nur noch aus einer Rampenfalte mit lokal stark tektonisiertem Verkehrtchenkel sowie der vorgela-

gerten Vorfaltenzone. Dieser Abschnitt wird im Folgenden als Lägerenkette bezeichnet. Die beiden Teilstücke westlich und östlich von Baden beziehungsweise der Limmat werden in zwei getrennten Abschnitten beschrieben.

Das Ostende des Faltenjuras und damit die prominent in der Landschaft stehende Lägeren hat schon früh die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gezogen. Eine kurze historische Beschreibung der Erforschung dieses Gebietes findet man im Lägerenbuch von MEIER & MEIER (2003). Eine erste flächendeckende Kartierung und Beschreibung von Stratigraphie und Tektonik stammt von MÜHLBERG (1901, 1902a, b). SENFTLEBEN (1923) hat das Gebiet um Baden und die westliche Lägeren neu kartiert und umfassend beschrieben. Seine Profilschnitte durch die Lägerenkette sind kleine Kunstwerke und können im Grossen und Ganzen auch heute noch Gültigkeit beanspruchen (Fig. 18). Mit den Kenntnissen aus zahlreichen geotechnischen Gutachten und Berichten hat SCHINDLER (1977) eine Baugrunderkarte von Baden im Massstab 1:10 000 publiziert; in den dazugehörigen Erläuterungen ist die Lägerenkette mit einer Serie von 15 Querschnitten dargestellt.

Diese älteren Darstellungen sind noch weitgehend dem traditionellen Stil mit vorherrschenden Faltenstrukturen verpflichtet. Die heutigen Kenntnisse gehen – wie bereits erwähnt – von einer Entstehung der Lägerenkette als Rampenstruktur aus, wie das erstmals von LAUBSCHER (1986) vorgeschlagen wurde. T. Bitterli hat dieses Konzept im Rahmen einer unpublizierten Arbeit (BITTERLI & GRAF 1998) für die Region Baden konsequent weiterverfolgt und die lokalen Kenntnisse in acht Querprofile umgesetzt. Diese Profilschnitte sowie die sehr detaillierten Grundlagen von SCHINDLER (1977) wurden als Vorlage für die Konstruktion der Profile 4–7 in Figur 16 verwendet.

Querschnitt westlich von Baden

Die Profile zeigen eine grösstenteils ungestörte, nach Süden unter den Nordrand der Molasse abtauchende Sedimenttafel, die entlang einer von Westen nach Osten generell steiler werdenden Rampe auf den Tafeljura überschoben wurde. Die Überschiebungsfront kann am Abhang zur Limmat (Chappelerhof) aus zahlreichen Aufschlüssen rekonstruiert werden. Unter einer ersten, in die Luft austreichenden Überschiebungsfläche zeigt sich eine im Detail sehr komplizierte Zone mit zerscherten und in Falten gelegten, teilweise überkippt liegenden Schichten, vor allem Malmkalken. Diese kleinräumig tektonisierte Zone zieht sich der gesamten Front der Lägeren entlang bis zum östlichen Rand des Kartengebietes. Typisch für die Deformation der Malmkalke in dieser Zone sind Knickfalten, wie sie zum Beispiel im Steilhang beim Flueholz (Koord. 663.600/259.130) oder oberhalb von Chappelerhof (Koord. 664.000/259.150) sehr schön beobachtet werden können (Fig. 17). Solche Knickfalten entstehen bevorzugt an der Front von auskeilenden Rampen, so genannten Fault Propagation Folds (z.B. SUPPE & MEDWEDEFF 1990).



Fig. 17: Knickfalte im Malmkalk. «Bunkerflue» oberhalb von Chappelerhof (Koord. 664.000/259.150).

In den Profilen 4 und 5 (Fig. 16a) fällt die überschobene Serie relativ flach gegen Süden ein, liegt im Norden aber auf Molasseschichten. Daraus ergibt sich konstruktiv, dass in der Tiefe eine bedeutende Anhäufung von zusammengeschobenem Material vorhanden sein muss, wie dies in Profil 2 (Taf. I) ohne genauere Kenntnisse, aber mit dem Konzept der Rampentektonik dargestellt ist. Es ergibt sich eine Art Dreieckzone, die sich sowohl nach Norden wie auch nach Süden ausdehnt und im Kern aus übereinander geschobenen Muschelkalkschuppen bestehen dürfte. Bei den Detailprofilen wurde auf eine Rekonstruktion in die Tiefe verzichtet, da die Resultate weitgehend willkürlich sind und in ungünstigem Verhältnis zum Konstruktionsaufwand stehen.

Die Vorfaltenzone besteht hier aus einem schmalen Streifen von stark deformiertem Malm, der sich am aufgebogenen Südrand des Tafeljuras staut (gut aufgeschlossen z.B. im Bachtobel durch den Unterwilerberg entlang der Profillinie 4; Tobeleinstieg bei Koord. ca. 662.940/259.160).

Zwischen Vorfaltenzone und Hauptüberschiebung kann eine schlecht aufgeschlossene Zone mit Resten von Dogger-, Lias- und Keupergesteinen erkannt werden, die wiederum als ausgedünnter Verkehrtchenkel zu interpretieren ist.

Im Profilschnitt über den Martinsberg unmittelbar westlich des Stadtgebietes von Baden (Profil 6, Fig. 16a) zeigt sich wieder eine breite Vorfaltenzone, die sich bis über die Limmat nach Norden ausdehnt. Zahlreiche Sondierbohrungen, die im Zusammenhang mit dem Bau der neuen Limmatbrücke sowie Altlastuntersuchungen im Gaswerkareal ausgeführt wurden, weisen einen kleinräumig wechselhaften Untergrund aus Malmkalken und Molassegesteinen nach, der schwierig zu interpretieren ist. Immerhin lässt sich zwischen Martinsberg und Limmat eine Synklinale mit Molassekern rekonstruieren, wie das bereits von SCHINDLER (1977: Profil J) dargestellt wurde. Die nördlichsten Malmkalkaufschlüsse in Nussbaumen werden neu als Stirn der Vorfaltenzone und nicht wie früher als Klippen einer überschobenen «Lägerenfalte» angesehen.

Zwischen den Malmkalken des Martinsbergs und dem überschobenen Lägeren-Südschenkel liegt eine schmale Zone, wo das Effingen-Member kartiert wurde. Nach Osten in Richtung Stadtgebiet von Baden kann durch Sondierungen eine nach Norden einfallende Normalserie aus Dogger und Lias konstruiert werden. Diese wird als überschobener Nordschenkel interpretiert, wie in Profil 6 ersichtlich ist. Die Hauptüberschiebung verläuft also unmittelbar südlich des Martinsbergs nach Osten in Richtung ABB-Areal, macht dann einen Bogen nach Nordosten (oder ist an sinistralen Verwerfungen versetzt), quert die Limmat und verläuft unterhalb der Goldwand (Fuss des Ennetbadener Geissbergs) weiter nach Ostnordosten.

Die Überschiebung des hangenden Südschenkels auf den Nordschenkel beträgt im Profil 6 wahrscheinlich noch mehrere 100 m. Sie verläuft ebenfalls nach Osten durch das Stadtgebiet von Baden und quert nördlich des Bäderquartiers die Limmat. Dabei nimmt der Überschiebungsbetrag deutlich ab, so dass in Profil 7 unmittelbar östlich der Limmat nur noch ein leicht aufgebrochenes Gewölbe erkennbar ist (belegt durch die Aufschlüsse und Bohrungen der Umfahrung Ennetbaden, z.B. RICK 2006).

Das Absinken der Terrainoberfläche zwischen Münzlishausen und Baden ist gemäss SCHINDLER (1977: Fig. 6) begleitet von massiven Bruchstufen, an welchen die Front des Muschelkalks in Streichrichtung um insgesamt über 200 m herabgesetzt wird, bevor sie nach Osten wieder ansteigt. Der tiefste Ausbiss des Hauptmuschelkalks liegt also unter der Altstadt von Baden, was der Grund für die dortigen Thermalquellen sein dürfte. Die erwähnten, etwa Nord-Süd streichenden Bruchstufen sollen gleichzeitig Querbrüche darstellen, an welchen die Lägeren-

struktur sinistral versetzt ist. SCHINDLER (1977) schliesst aus Bohrungen und lokalen Geländeaufschlüssen, dass diese Querbrüche älter als der Zusammenschub sein müssen.

Zumindest die Querbrüche über den Martinsberg können auch im Feld nachvollzogen werden (vgl. SCHINDLER 1977). Bohrungen entlang der Staatsstrasse westlich von Profil 6 in Richtung Chappelerhof zeigen eine deutliche Abtrepung der Malmoberfläche nach Westen. Möglicherweise verläuft zwischen Obersiggenthal und Chappelerhof eine bedeutende, etwa NE-SW streichende Querstörung. Diese wird auch durch die verschiedenen Niveaus der Molasseformationen beidseits des Bachtobels Ebnihof-Obersiggenthal angezeigt (s. a. Nebenkarte «Tektonische Übersicht 1:200 000»).

Lägerenkette östlich der Limmat

Östlich der Limmat bildet die steil aufragende Kalkplatte des Malms den markanten Lägerengrat. Dieser verläuft von Scharfenfels aufsteigend zuerst etwa N70°E und biegt bis zur Ruine Altlägeren am östlichen Kartengebietsrand sukzessive in ein Ost-West-Streichen um. Es können nach Westen einfallende Querbrüche beobachtet werden, die möglicherweise auch als Bewegungsflächen für die Änderung der Streichrichtung gedient haben. Insgesamt aber ist die überschobene Serie des jüngeren Mesozoikums erstaunlich ungestört. Die zahlreichen Schichtmessungen in den Malmkalken zeigen östlich des Burghorns lokal grössere Abweichungen, was auf interne Zerschierung und entsprechende Deformationen hindeutet.

Nördlich des Lägerenkamms erstreckt sich die so genannte Kernzone, deren Aufschlüsse und Strukturmerkmale den Charakter eines Antiklinalkerns zeigen (Profile 7, 8, Fig. 16a; auch SENFTLEBEN 1923). Südlich von Oberehrendingen sind als älteste Gesteine die Evaporite des Gipskeupers aufgeschlossen. Deren intensive Verfaltung kann in den berühmten ehemaligen Gipsgruben auch heute noch studiert werden (s. a. Beschreibung in MEIER & MEIER 2003). Diese Kernzone ist durch eine zentrale Scherfläche leicht aufgebrochen und liegt ihrerseits über einem schmalen Keil aus Malmkalken, Effingen-Member und zum Teil Dogger. Erst unter diesem so genannten Nordkeil folgen die aufgebogenen Molasseschichten des Tafeljuras.

Im Einzelnen sind die Verhältnisse am Lägerennordhang kleinräumig kompliziert, und wegen der lückenhaften Aufschlüsse bleiben auch mit den heutigen, lokal sehr detaillierten Kenntnissen noch viele Fragen offen.

Bis zur Hauptüberschiebung dürften die sehr anschaulichen Darstellungen von G. Senftleben prinzipiell immer noch gültig sein. Vergleicht man Figur 18 mit den Profilen 7 und 8 (Fig. 16a), so können keine grundsätzlichen Unterschiede festgestellt werden. Nicht so bei den Verhältnissen im Liegenden der Hauptüberschiebung: Hier bleibt G. Senftleben dem Prinzip der aufgebrochenen Antiklina-

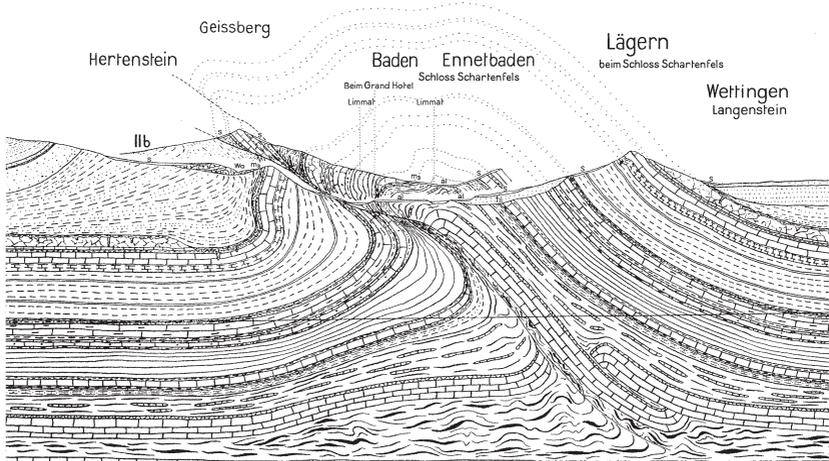


Fig. 18: Profilschnitt durch die Lägeren. Ausschnitt aus SENFTLEBEN (1923: Beil. I), leicht adaptiert.

le treu und zeichnet von Westen bis Osten einen sehr gleichförmigen, mächtig aufgebogenen und am Kontakt zur Überschiebung verschleppten Verkehrtshenkel. Die Rekonstruktion von T. Bitterli folgt dem Konzept einer Rampenfalte, wo kein aufgebogener Verkehrtshenkel (oder Mittelschenkel?) entsteht, sondern die Aufschiebungsfläche ohne Schleppung am Südrand des liegenden Tafeljuras durch die Schichtserie aufsteigt.

Die durch Knickfalten geprägten Malmkalkaufschlüsse bei Rieden–Hertenstein wurden in den bisherigen Darstellungen als Klippen eines überschobenen Verkehrtshenkels der Lägerenstruktur angesehen (MÜHLBERG 1901, SENFTLEBEN 1924, SCHINDLER 1977). Diese Interpretation ist aber nicht zwingend. Vielmehr kann die Situation auch im Sinne einer intensiv deformierten Vorfaltenzone rekonstruiert werden, wie das in Profil 7 (Fig. 16a) in stark vereinfachter, schematischer Weise dargestellt ist. Erdwärmesondenbohrungen bei Hertenstein belegen, dass die Malmoberfläche zumindest über einige 100 m kontinuierlich nach Norden abfällt. Dann wird sie möglicherweise an einer frontalen Aufschiebung, welche als Tafeljurasüdrand zu betrachten wäre, nochmals deformiert. Die Verhältnisse im tieferen Untergrund lassen sich nur schematisch darstellen und sind im Einzelnen nicht belegt.

Der Kamm des Geissbergs ist durch das verkehrt liegende, nach Süden einfallende Wettingen-Member geprägt. Obwohl der tektonische Kontakt nirgends direkt aufgeschlossen ist, darf angenommen werden, dass der Malmkalk über steilgestellten USM-Schichten liegt, wie dies weiter östlich beim Steinbuck zwei-

felsfrei nachgewiesen werden kann (s. a. Taf. I: Profil 4). Beim Wettingen-Member des Geissbergs handelt es sich also tatsächlich um einen unter die Hauptüberschiebung eingewickelten Rest des überschobenen Verkehrtchenkels, wie dies auch von SENFTLEBEN (1923) dargestellt wurde (Fig. 18).

Die Vorfaltenzone beziehungsweise der Südrand des Tafeljuras ist östlich von Hertenstein nicht mehr aufgeschlossen. Die Verhältnisse sind wahrscheinlich viel komplizierter, als dies in Profil 8 (Fig. 16a) dargestellt ist. Dies wird unter anderem durch eine Erdwärmesondenbohrung bei Höhtal-Stängeli (Koord. 667.600/259.880) angedeutet, wo bis in 200 m Tiefe stark tektonisierter Malmkalk erbohrt wurde.

Mittelländische Molasse südlich des Faltenjuras

Im Gegensatz zum Gebiet nördlich der Lägeren war der Nordrand der mittelländischen Molasse südlich des Faltenjuras einer wechselvollen und tiefgreifenden quartären Erosion ausgesetzt. Das Gebiet ist entsprechend mit ausgedehnten Quartärablagerungen bedeckt, was die Rekonstruktion eines zusammenhängenden Bildes über die strukturellen Verhältnisse im tieferen Untergrund schwierig macht. Mit Hilfe der reflexionsseismischen Linien und aufwändigen geotechnischen Abklärungen beim Bau von Verkehrswegen ist es jedoch möglich, die wichtigen Strukturen im Zusammenhang darzustellen.

Die besten Aufschlüsse in den Molasseformationen bietet das Gebiet Wettingen-Würenlos-Boppelsen unmittelbar südlich der Lägeren. Hier fallen die über den aufgebogenen Malmkalken liegenden Sandsteine der USM zuerst steil und dann, je weiter man sich vom Ausbiss entfernt, immer flacher nach Süden ein (Taf. I: Profil 4). Kleinräumige Deformationen oder diskrete Störungen sind nicht zu erkennen. Beim Pfaffenbüel (Koord. ca. 669.400/256.750) liegen die Schichten praktisch horizontal und steigen dann bis zu den Muschelsandsteinbrüchen oberhalb von Würenlos wieder deutlich an. Diese hier durch Aufschlüsse nachgewiesene flache Synklinale, seit MÜHLBERG (1902b) als «Wettinger Mulde» bekannt, ist auf dem etwas weiter östlich verlaufenden Profil 4 noch knapp zu erkennen, verschwindet aber nach Osten (Fig. 14, 15).

Westlich des Limmattals sind die Deformationen in der Molasse differenzierter. SENFTLEBEN (1923) beschreibt beim Kloster Wettingen, am Nordflügel der Neuenhof-Antiklinale, mit bis zu 45° einfallende USM. SCHINDLER (1967, 1977) zeigt in Form einer Isohypsenkarte, dass es sich hier um eine ausgeprägte, parallel zur Lägeren, das heisst etwa N 80° E streichende Flexur handelt, an welcher die Schichten um bis zu 150 m nach Norden abgesetzt sind (Papperich-Flexur, Koord. 666.400/255.950) und bemerkt, dass es sich um den Ausdruck einer entsprechend verlaufenden Aufschiebung im Mesozoikum handeln könnte (Fig. 14). SCHINDLER (1967, 1977) folgt der bereits von F. Mühlberg geäusserten Vermutung, dass

diese Struktur mit der Chestenberg-Aufschiebung zusammenhängt. Als wichtiger Hinweis auf diese Verbindung wird ein OMM-Aufschluss an der Reuss nördlich von Melligen zitiert, wo ein Nordfallen der Schichten beobachtet wurde (JÄCKLI 1966a, b). Die Auswertung der reflexionsseismischen Linien 82-NX-21 und 82-NF-30 bestätigt zumindest, dass die Chestenberg-Struktur in diese Richtung abbiegt (DIEBOLD et al. 1991).

Zwischen der Papperich-Flexur und der ungestört einfallenden Malmplatte am Jurasüdrand (Baldegg-Hunds buck SW Baden) sind die Schichten der USM nur sehr lückenhaft aufgeschlossen. Durch die Auswertung zahlreicher Messungen im Baregtunnel konnte hier eine WNW-ESE streichende Störung mit bedeutender nordostvergenger Verwerfung der Molasseschichten konstruiert werden (SCHINDLER 1967, 1977). Sie scheint auf die Strecke von der Baldegg bis zur Limmat nördlich des Klosters Wettingen beschränkt zu sein, und dürfte, ähnlich wie die Papperich-Flexur, als Abbild einer mit dem Fernschub zusammenhängenden Aufschiebung im tieferen Untergrund zu interpretieren sein (Bareggstruktur, s. Taf. I: Profil 3).

Im Gebiet des Reusstals zwischen Fislisbach, Dättwil und Birr sind – abgesehen von ein paar OMM-Aufschlüssen um Rütihof – keine Oberflächeninformationen über den Molassenordrand verfügbar. 1995 wurde bei Rütihof eine reflexionsseismische Linie aufgenommen, um die dortige Felsoberfläche zu erkunden (BITTERLI & GRAF 1996). Trotz mässiger Qualität ist doch erkennbar, dass auch in diesem Gebiet die Oberfläche des Mesozoikums (Top Malm) tektonisch gestört ist. Eine bedeutende, nordvergente Aufschiebung kann mit der Papperich-Flexur korreliert werden, was die Verbindung mit der Chestenberg-Struktur bestätigen würde.

TEKTONISCHE ENTWICKLUNG

Grundgebirgssockel und Entstehung des Permokarbondrogs

Die Entstehung des Grundgebirgssockels geht im Wesentlichen auf die jungpaläozoische Gebirgsbildung (variszische Orogenese) während des Karbons zurück. Das Grundgebirge der Nordschweiz besteht aus älteren Gneisen und spät- bis postorogenen Granitintrusionen, die vor allem im benachbarten Südschwarzwald grosse Areale einnehmen. Diese Kristallingesteine wurden in den Tiefbohrungen der Nagra erschlossen und eingehend untersucht (MAZUREK & PETERS 1992). Im späten Karbon und frühen Perm folgte eine Phase der Hebung und Erosion sowie postorogener Extension, die teilweise auch von Vulkanismus begleitet war. Dabei kam es zur Bildung intramontaner Gräben, die sich rasch mit dem Ero-

sionsmaterial der umliegenden Kristallingebiete füllten (DIEBOLD 1988, DIEBOLD & NAEF 1990, DIEBOLD et al. 1991, THURY et al. 1994). Die Permokarbonvorkommen im Sockel der Nordschweiz dehnen sich vom Basler Tafeljura bis ins Bodenseegebiet aus und werden insgesamt als Nordschweizer Permokarbonrog bezeichnet (DIEBOLD 1988).

Ein zentraler und wahrscheinlich einige Kilometer tiefer Trogteil wurde mit den Nagra-Tiefbohrungen Riniken und Weiach entdeckt. Dessen Geometrie und Ausdehnung kann anhand von Reflexionsseismik und mit Hilfe von Modellvorstellungen rekonstruiert werden, wobei aber – je nach tektonischem Konzept – relativ großer Interpretationsspielraum vorhanden ist. Die Entstehung dieser jungpaläozoischen Grabenstrukturen als Pull-Apart-Becken während des späten Karbons ist unbestritten (initiales Rifting beim Zerfall von Pangaea). Die spätere Entwicklung während des Perms bleibt aber kontrovers.

LAUBSCHER (1987) hat aufgrund des submesozoischen Reflektorbildes eine komplizierte Zerschierung und Zergliederung des Nordschweizer Permokarbonrogs postuliert. Danach wurden bedeutende Teile der Trogfüllung einerseits invertiert und wieder erodiert, andererseits aber auch tief versenkt. DIEBOLD et al. (1991) haben die Vorgaben von Laubscher weiterentwickelt und differenziert, indem sie einen Westtrog mit transpressiver Zerschierung von einem Osttrog mit reiner Extension unterschieden. Insbesondere auch in den Reflexionsseismiklinien im Gebiet von Blatt Baden konnte eine ältere Trogfüllung mit bedeutenden Diskordanzen von einer jüngeren Serie abgetrennt werden, deren Reflexionen sich subparallel zum hangenden Mesozoikum ausdehnen. Die ältere Trogfüllung sollte dem frühen Rifting sowie der späteren Saalischen Tektonik entsprechen, während die jüngere Trogfüllung Ausdruck einer postorogenen Subsidenz ist. Letztere reicht gebietsweise weit über die älteren Trogbereiche hinaus, wobei ihr Verbreitungsmuster ein neues Subsidenzregime anzeigt (BLÜM 1989).

Die Existenz einer bedeutenden, tektonisch begründeten Diskordanz zwischen der älteren und der jüngeren Trogfüllung wird durch Maturitätsstudien der Permokarbonabfolge von Weiach bestätigt (KEMPTER 1987, MAZUREK et al. 2006). In jüngster Zeit haben MARCHANT et al. (2005) eine Studie über die Verhältnisse im Osttrog (Zürcher Weinland) publiziert und eine geologische Interpretation mit vorwiegend extensivem Charakter, das heisst ohne transpressive Inversion durch die Saalische Phase, vorgeschlagen.

Die ruhige Zeit des Mesozoikums

Die weiträumige Uniformität der mesozoischen Ablagerungen weist auf generell ruhige Verhältnisse innerhalb oder am Rand eines Kontinentalbereichs hin. Dabei dominieren Flachwasserkarbonate und mergelreiche Ablagerungen in seichten Meeresbecken sowie Formationen mit terrestrischen Sedimenten. Mächtig-

keits- und Faziesänderungen, die Ausbildung von Schwellen und Becken sowie das Nebeneinander von marinen und terrestrischen Verhältnissen weisen auf geringe synsedimentäre Differenzialbewegungen im Untergrund hin. Die Wende von der Trias zum Jura und diejenige vom Mittleren zum Späten Jura sind geprägt von einer Schichtlücke, das heisst einem Sedimentationsunterbruch von jeweils einigen Millionen Jahren. Insgesamt herrschte aber von der Mittleren Trias bis Ende Jura generelle Subsidenz, wobei eine Gesteinsabfolge von letztlich ca. 800 m Mächtigkeit – nach der Kompaktion durch Überlagerung – erhalten blieb.

Die kretazisch-frühtertiäre Emersion

Im Kartengebiet haben die jüngsten mesozoischen Einheiten ein Kimméridgien-Alter. Sie werden von einer Erosionsdiskordanz abgeschitten, das heisst, dass ursprünglich noch jüngere Formationen vorhanden waren. Kreidezeitliche Ablagerungen sind in der weiteren Umgebung von Baden keine bekannt, deshalb können auch keine Daten zur Entstehungsgeschichte während dieses Zeitabschnitts direkt abgeleitet werden. Durch Maturitätsstudien sind hingegen indirekte Hinweise auf Ablagerung von Kreideserien vorhanden, die noch vor dem Eozän wieder erodiert wurden.

Erste alpine Bewegungen äusserten sich als leichte Schrägstellung der Schichten mit einer Neigung nach Südosten. Über Sockelstörungen im tieferen Untergrund wurden wahrscheinlich Flexuren gebildet, und besonders im Schwarzwald manifestierte sich eine grossräumige Hebung. In diesen Zeitabschnitt fällt auch die Bildung des Oberrheingrabens, die mit der rheinischen Bruchtektonik verknüpft ist. Spuren dieser Bruchtektonik sind im Gebiet des Blattes Baden aber nicht nachzuweisen.

Die Entstehung des Molassebeckens im Oligozän-Miozän

Zahlreiche Untersuchungen von Fazies und Mächtigkeit der Molassesedimente haben zur heutigen Vorstellung eines keilförmigen Sedimentbeckens geführt, dessen Bildung durch das Abbiegen des Sockels im Vorland der entstehenden Alpen ermöglicht wurde. Dieses Abbiegen verursachte ein Regime genereller Zerrungstektonik in der Oberkruste, welche sich in Form von Abschiebungen und Flexuren ins darüber liegende Mesozoikum fortsetzte. In der Nordschweiz waren davon besonders die Randbereiche des Permokarbons betroffen, die bevorzugt jurassisch streichen. Auch die im Südostschwarzwald dominierenden herzynisch streichenden Horst- und Grabenstrukturen, welche bis in die Nordschweiz hinein verlaufen, wurden im Tertiär teilweise reaktiviert.

Der Nachweis dieser tertiären Extensionsbewegungen beruht auf dem Bruchmuster im mesozoischen Deckgebirge. Genauere Datierungen sind aber nur im Zusammenhang mit tertiären Sedimenten möglich; der Molassenordrand spielt dabei als gut bekanntes und aufgeschlossenes Archiv des Bewegungsablaufs im späten Oligozän und frühen bis mittleren Miozän eine wichtige Rolle. Man kann hier zwei Absenkphasen unterscheiden: eine erste während der Ablagerung der USM und eine zweite während der OSM. Die Zeit der Meeresmolasse entspricht einer Phase der Umgestaltung, was sich in Form diverser Diskordanzen und Schichtflücken ausdrückt. Im näheren Umfeld von Blatt Baden existieren zahlreiche Beispiele für lokale Mächtigkeits- und Faziesänderungen der Molasseeinheiten, die auf synsedimentäre Differenzialbewegungen des Sockels zurückzuführen sind (BRANDENBERGER 1926, VON BRAUN 1953). Die Bildung von (Rand)Flexuren, Aufwölbungen und Mulden mit entsprechenden Faziesmustern wurde von einigen Autoren als erste Phase der Jurafaltung interpretiert (z.B. LINIGER 1967). Demgegenüber wird heute vorwiegend die Meinung vertreten, dass die Tektonik bis weit ins Miozän von einem extensiven Muster geprägt wurde.

Der Nordrand der USM-Sedimente wird durch eine Flexurzone markiert, die etwa auf der Linie Brugg–Iflue–Endingen nach Nordwesten begrenzt ist und dann weiter über Rekingen (Atlasblatt 102 Zurzach) zum kleinen Randen und bis nach Schaffhausen (Atlasblatt 74 Neunkirch) zieht. Die rasche Mächtigkeitszunahme der USM-Sedimente nach Südosten zeigt eine synsedimentäre Schrägstellung des Untergrundes an. Datierungen deuten auf spätestes Oligozän bis vorwiegend Aquitanien (frühes Miozän), also eher auf das Ende der USM-Zeit (Bohrung Weiach). Gleichzeitig manifestieren sich im Südostschwarzwald Hebungen mit der Schüttung der Älteren Juranagelfluh. In diesen Zeitraum fällt auch die Bildung von antithetischen Abschiebungen, wie zum Beispiel im Bereich des Baden-Irchel-Herdern-Lineaments (NAEF et al. 1995, MÜLLER et al. 2002). Auch die Basisabschiebung der Mandacher Überschiebung dürfte während der spätoligozänen bis frühmiozänen Molassegeschichte entstanden sein. Dies zeigt, dass zu dieser Zeit der Nordrand des Nordschweizer Permokarbondroges aktiv war.

In die zweite Hälfte des frühen Miozäns fällt die Zeit der OMM mit Differenzialbewegungen und Diskordanzen, Sedimentationslücken, lokalen Konglomeraten, Strandbildungen am Kliff usw. (VON BRAUN 1953, BITTERLI 1999). Die Lägeren – wie übrigens auch der Chestenberg – scheinen bereits als Hochzone herausgebildet gewesen zu sein. Terrestrische Bildungen und Rinnensedimente, die sich in ältere Ablagerungen eintiefen, weisen gebietsweise markante Hebungen nach. Dass die Graupensandrinne etwa im Bereich des Nordschweizer Permokarbondroges liegt, deutet darauf hin, dass über dem Trog wahrscheinlich eine relative Subsidenz herrschte. An seinem Südrand war das Baden-Irchel-Herdern-Lineament als antithetische Abschiebung weiterhin aktiv.

Ab dem frühen mittleren Miozän herrschte am Nordrand des Molassebeckens wieder flächendeckende Sedimentation. In diese Zeit der OSM fällt die

Bildung eines axialen, nach Südwesten führenden Entwässerungssystems, der Glimmersandschüttung. Die einzelnen Schritte der Bewegungsgeschichte bleiben unklar: Maturitätsstudien weisen auf eine massive Subsidenz mit der Ablagerung von bis zu einem Kilometer OSM hin (z. B. bei Benken und Weiach, MAZUREK et al. 2006). Von einer ähnlich differenzierten Fazies wie in der OMM, die auf synsedimentäre Bewegungen im Untergrund hinweist, ist in der OSM nichts mehr vorhanden. Die Faziesmuster der OSM werden im Wesentlichen von der Ablagerungsdynamik der sich vor den Alpen aufbauenden Schuttfächer bestimmt (vgl. aber PAVONI 1956).

Im Faziesmuster der Mittleren und Jüngeren Juranagelfluh, welche auch in der Gegend westlich von Riniken vorkommen, sind Anzeichen für eine synsedimentäre Bruchtektonik entlang von herzynisch streichenden Lineamenten vorhanden. Als prominenteste Struktur dieses von der Schwarzwaldhebung ausgehenden Bruchmusters am Nordrand des Molassebeckens entstand weiter im Osten der Hegau-Bodensee-Graben (s. MÜLLER et al. 2002).

Fernschub und Juratektonik

Der heutige tektonische Bau im Bereich des Blattes Baden wird bestimmt von der miozänen–pliozänen Abscherung und Auffaltung des Deckgebirges durch Fernschub (BUXTORF 1916, LAUBSCHER 1961, 1974, 1992). Eine genauere Datierung der Wende von synsedimentärer Extension und Subsidenz am Molasse-nordrand zur Kompression und Heraushebung des gesamten Gebietes und der damit verbundenen Phase der postmolassischen Erosion ist bis heute nicht möglich. Entsprechende syntektonische Ablagerungen fehlen in der ganzen Nordschweiz.

Klar ist, dass die Kompression von Süden nach Norden übertragen wurde und bis zur frontalen Mandacher Überschiebung beziehungsweise der Zone nördlich der Lägeren reichte. Daraus wurde abgeleitet, dass die frontalen Strukturen auch die jüngsten sind; es gibt aber durchaus plausible, vor allem geometrische Argumente, welche zumindest für das Gebiet des östlichen Faltenjuras einen gegenteiligen Bewegungsablauf nahelegen. So müssten bei einem Fortschreiten des Zusammenschubs von Süden nach Norden alle Strukturen nach ihrer Entstehung transportiert worden sein, was mit dem Konzept der «Überschiebungsmühlen» unvereinbar wäre. Tatsächlich ist aber die Beziehung von Sockelstörung zur darüberliegenden Aufschiebungszone vielerorts augenfällig, das heisst, die Strukturen sind heute noch am Ort ihrer Entstehung. Damit wäre anzunehmen, dass die internen Ketten als jüngste Bildungen zu betrachten sind.

Die Abscherung durch Fernschub gilt als letzte Phase des alpinen Zusammenschubs. Danach folgte die heute anhaltende Phase postorogener Hebung und

Erosion mit akzentuierter Reliefbildung und ausklingender Zerschering der Kruste im nördlichen Alpenvorland. Auf die tektonische Subsidenz der Molassezeit folgte also die bis heute andauernde Phase der isostatischen Hebung.

Tektonische Vorgänge im Quartär (Neotektonik)

Die jüngsten, heute noch anhaltenden tektonischen Bewegungen müssen dem aktuellen Spannungsfeld entsprechen, das durch die Analyse von seismischen Ereignissen, geodätischen Vermessungen oder Beobachtungen in Tiefbohrungen ermittelt werden kann (z.B. KASTRUP et al. 2004). Daneben liefern die Interpretation von Daten aus dem Präzisionsniveaulement der Nordschweiz (MÜLLER et al. 2002) sowie insbesondere geomorphologische Studien und die Analyse quartärer Sedimente Angaben zu neotektonischen Vorgängen.

Als älteste postmolassische Ablagerungen im Gebiet von Blatt Baden liegen die maximal ca. 2,6 Ma alten Deckenschotter etwa 100 bis 200 m über den rezenten Talläufen auf den Höhen des Tafeljuras und des Molassenordrandes. Ähnlich wie über die spätmesozoisch-frühtertiäre Geschichte wissen wir auch über die Zeit zwischen Ende des mittleren Miozäns (jüngste Molasseschichten ca. 12 Ma alt) und der Deckenschotterzeit nichts Genaueres. Wie bereits erwähnt, lassen Maturitätsstudien eine vorübergehende zusätzliche Sedimentüberlast von etwa 1 km vermuten. Demnach müssen noch während des späten Miozäns entsprechend mächtige jüngere Molasseschichten abgelagert und dann bis Ende Pliozän wieder erodiert worden sein. Diese miozäne-pliozäne Geschichte könnte durch einen jüngsten Subsidenz-Hebungs-Zyklus bewirkt worden sein.

Eiszeitliche Sedimente zeichnen sich durch eine ausgeprägte Heterogenität und Kleinräumigkeit aus. Viele der Ablagerungs- und Erosionsvorgänge laufen sehr schnell ab und können mit den zugänglichen Informationen nur ungenau und unvollständig rekonstruiert werden. Die wiederholte weitgehende Gletscherbedeckung der Nordschweiz und die damit verbundenen Überprägungen der geomorphologischen Verhältnisse älterer eiszeitlicher Ablagerungen verunmöglichen es praktisch, aus der Oberflächenmorphologie auf tektonische Vorgänge (v.a. relative Hebungen und Senkungen) zu schliessen. Für die Untersuchung von fluvialen Akkumulations- und Erosionsformen der Birrfeld-Eiszeit (Letzte Eiszeit) gilt es zu beachten, dass für ihre Entstehung nur ein sehr kurzer Zeitraum zur Verfügung stand, nämlich ungefähr der Bereich von 25–10 ka BP. Bei einem relativen Hebungsbetrag von 0,1–0,2 mm/a (MÜLLER et al. 2002) ergeben sich somit lediglich Höhenänderungen von maximal 5 m. Der aktuelle Kenntnisstand über die Bildungsbedingungen und relative zeitliche Stellung von Schotterterrassen genügt nicht für eine neotektonische Deutung dieser morphologischen Elemente.

Eher für die Analyse von neotektonischen Vorgängen können Geometrie und Höhenlage von fluvialen Rinnen verwendet werden, weil sie – einmal an-

gelegt – durch die sie erfüllenden Sedimente vor späterer Überprägung geschützt wurden. Voraussetzung ist allerdings ein hinreichend sicherer Nachweis, dass die miteinander verglichenen Rinnen oder Rinnenteile von gleichem Alter sind. Ausserdem muss bei der Grössenordnung der betrachteten relativen Höhenänderungen der Erkundungsstand berücksichtigt werden. Dies betrifft vor allem die jüngeren Rinnen, bei denen die Höhenlage der Rinnenbasis – rekonstruiert anhand von Bohrerergebnissen – lediglich mit einer begrenzten Genauigkeit angegeben werden kann. Mit Unsicherheiten von mindestens 5 m muss dabei gerechnet werden.

Um annähernd sichere Aussagen über tektonische Vorgänge während des Eiszeitalters machen zu können, müssen also relativ grosse Zeiträume betrachtet werden. Je jünger die Ablagerungen sind, desto unsicherer sind die Aussagen. Generell sind aber die älteren quartären Bildungen mit zunehmendem Alter auch seltener erhalten, und dementsprechend ungenauer sind die Aussagen über Höhenlage und Gefälle von alten Rinnen. Aus dem Gebiet des unteren Aaretals liegen dennoch gewisse Hinweise auf tektonische Verstellungen des Untergrundes seit der Ablagerung von bestimmten Deckenschottereinheiten vor (GRAF 1993).

Im Gebiet Mandach–Böttstein–Leibstadt (Atlasblatt 102 Zurzach) kommen Deckenschotter vor, welche üblicherweise als Höhere Deckenschotter gedeutet werden (Mindestalter ca. 1,8 Ma, GRAF 1993). Ihre Auflagerungshöhe im Gebiet von Mandach kann auf etwa 480 m ü.M. geschätzt werden. Anhand ihrer geographischen Verbreitung und der Einregelung von Geröllen in den Schottern (Imbrikation, Dachziegellagerung) kann belegt werden, dass sie aus Süden ungefähr nach Norden bis Nordosten geschüttet wurden. Sowohl östlich wie westlich von Mandach liegen Plateaus aus mesozoischen Gesteinen vor, welche im Bereich des heutigen Dorfes eine auffällige Lücke zeigen. Südlich von Mandach sind heute ausschliesslich mesozoische Schichten verbreitet, welche topographisch deutlich über die Höheren Deckenschotter aufragen, ohne eine Lücke zu zeigen. In diesem Bereich verläuft die etwa Ost–West streichende Mandacher Überschiebung. Der Zufuhrinne der Mandacher Deckenschotter fehlt also der südliche Teil. Möglicherweise wurde sie durch die Hebung des südlichen Blockes der Mandacher Überschiebung gekappt.

Auf dem Villiger Geissberg sind Quarzitrestschotter vorhanden, die als Zeugen einer ehemaligen fluviatilen «pliozänen Aare-Donau-Verbindung» gedeutet oder zitiert wurden (WAGNER 1923, LINIGER 1966, VILLINGER 1986, 1998). Sie befinden sich im Bereich einer möglichen südlichen Fortsetzung der Rinne der Mandacher Deckenschotter, verlängert über die Lücke in den mesozoischen Gesteinen bei Mandach. Ihre tiefsten Vorkommen liegen in etwa 540 m ü.M dem Fels auf, also rund 60 m höher als die Basis der Mandacher Deckenschotter. MATOUSEK et al. (2000: Profil 3) zeigten, dass dies durchaus ein plausibler Wert für die in der Mandacher Überschiebung steckende Verkürzung oder Hebung ist. Die Restschotter könnten also Äquivalente der Mandacher Deckenschotter darstellen.

Die Daten zeigen, dass sich die Alpen und ihr Vorland sowie auch der Schwarzwald in einer anhaltenden Hebungphase befinden. Dabei werden die in Tälern, Seebecken oder Tiefebenen abgelagerten Sedimente längerfristig immer wieder aufgearbeitet und weitertransportiert, so dass kein kontinuierlicher Sedimentary Record erhalten bleibt.

BOHRUNGEN

Zahlreiche Bohrungen im Gebiet von Blatt Baden wurden für die Abklärung von Grundwasserfragen abgeteuft, stellt dieses Gebiet doch mit dem Zusammenfluss von Aare, Reuss und Limmat das eigentliche nordalpine Wasserschloss dar. Entsprechend sind in diesen Flusstälern ausgedehnte Grundwasservorkommen vorhanden, die eine vielfältige Nutzung erfahren – sei es als Trink- oder Brauchwasser, zur Produktion von elektrischem Strom, für die Versorgung mit Heizwärme im Winter oder für die Kühlung von Gebäuden im Sommer. Mehrere hundert solcher Bohrungen wurden für die Erstellung der Felsisohypsenkarte (Taf. II) ausgewertet. Nach wie vor relativ schlecht ist der Kenntnisstand über die glazialen Becken, sowohl was die Lage der Felsoberfläche wie auch den Aufbau ihrer Lockergesteinsfüllungen betrifft.

Eine grosse Zahl weiterer Bohrungen wurde für die Nutzung der Erdwärme zu Heizzwecken erstellt (Erdwärmesonden). Solche Bohrungen geben wegen ihrer relativ grossen Bohrtiefe oft wichtige Aufschlüsse zum Aufbau des Untergrundes, wie sie sonst kaum je zu erhalten wären.

Relativ tiefe Bohrungen wurden im Rahmen des NEFF-Projektes (Nationaler Energie-Forschungs-Fonds) «Geothermische Prospektion im Raum Koblenz-Wildegg-Dielsdorf» erstellt, besonders in verschiedenen Abschnitten der Lägerstruktur (z.B. Bohrung Hausen-Habsburg-1, 408 m, GORHAN & GRIESSER 1988; Fig. 19).

Im Rahmen der Abklärungen der Nagra für die Endlagerung radioaktiver Abfälle im Kristallin der Nordschweiz wurden etliche Bohrungen für die Interpretation der Seismiklinien und die Tiefbohrung Riniken erstellt. Jene stellt mit 1800,5m die tiefste Bohrung im Gebiet von Blatt Baden dar (Fig. 19).

Zahlreiche weitere Bohrungen wurden im Zusammenhang mit Bauprojekten (z.B. Baregtunnel der Autobahn A1, Habsburgtunnel der A3, inklusive Anschlussbauwerke) und – vor allem in den letzten Jahren – für Abklärungen von Altlastverdachtsflächen beziehungsweise Deponiestandorten erstellt.

HYDROGEOLOGIE

Schottergrundwasser

Die ausgedehnten und mächtigen Niederterrassenschotter von Limmat- und Aaretal führen bedeutende, stark genutzte Grundwasservorkommen. Weniger wichtig sind die Vorkommen im Birrfeld sowie im Reuss- und im Surbtal. Die älteren und höher gelegenen Schotter (z.B. Habsburg, Rinikerfeld, Ruckfeld) führen zwar ebenfalls ausgedehnte, aber weniger mächtige und deshalb auch weniger ergiebige Grundwasservorkommen (vgl. JÄCKLI & KEMPF 1972, JÄCKLI AG 1993).

Der mächtige und ca. 1 km breite Grundwasserstrom im Aaretal fliesst von Schinznach-Bad in Richtung Brugg. Bis zur Einmündung des Limmattals bei Turgi behält er diese Richtung bei. Bei Brugg fliesst die Aare in einer engen epigenetischen Felsrinne von fast 1 km Länge, während der Grundwasserstrom rechts davon in der alten Schotterrinne verläuft. Die Grundwassermächtigkeit erreicht 10 bis 15 m. Das Grundwasserregime wird stark durch die Stauhaltung des Kraftwerkes Wildegg-Brugg beeinflusst. Die chemische Beschaffenheit ist durch lokal niedrige Sauerstoffgehalte und geringe Karbonathärten charakterisiert, was Ausdruck der starken Flusswasserinfiltration ist. Lokal erhöhte Sulfatgehalte deuten auf unterirdische Karstwasserzutritte. Die Nutzung erfolgt mittels rund 20 Fassungen.

Der aus dem Furttal ins Limmattal einbiegende Grundwasserstrom verbreitert sich bis Wettingen. Hier befinden sich einige grössere Fassungen. Die Stauhaltung des Kraftwerkes Wettingen bewirkt eine verstärkte Flusswasserinfiltration, welche den Sauerstoffgehalt erniedrigt. Eingangs und ausgangs der Badener Klus verengt sich der Grundwasserstrom des Limmattals stark, um sich ab Obersiggenthal bis zum Zusammenfluss mit dem Grundwasserstrom des Aaretals wieder auszudehnen. Auch hier – zwischen Baden und Turgi – befinden sich einige grössere Entnahmestellen.

Nach der Vereinigung mit dem Limmattal unterhalb von Lauffohr verbreitert sich der Grundwasserstrom des Aaretals und wird sehr ergiebig. Aareinfiltrat speist den Strom und verringert entlang der Aare den Sauerstoffgehalt. Im Gebiet Unterwald erreicht der Strom mit knapp 2 km seine grösste Ausdehnung und mit mehr als 20 m seine grösste Mächtigkeit. Dieses Gebiet wird in einer mittelgrossen Fassung genutzt und ist für eine weitere Nutzung als Grundwasserschutzareal ausgeschieden. Aus dem Gebiet Remigen-Rüfenach strömt von Westen her ein recht bedeutender Grundwasserstrom in das Aaretal. Kurz vor Böttstein verlässt der Grundwasserstrom des Aaretals das Gebiet von Blatt Baden und fliesst weiter nach Norden, wo unter anderen auch der schmale und nicht sehr ergiebige Grund-

wasserstrom aus dem Surbtal – teilweise nach Unterquerung des Ruckfeldes – in das Aaretal übertritt.

Im Rinkerfeld östlich von Riniken verläuft eine unterirdische Wasserscheide, welche bewirkt, dass der unterirdische Abfluss aus dem Gebiet von Riniken nach Süden erfolgt, so dass bei Brugg einige Quellen austreten.

Im Reusstal selber tritt erst unterhalb von Birmenstorf ein Grundwasserstrom auf. Oberhalb davon existieren beiderseits der Reuss zwei relativ bescheidene Vorkommen, die praktisch ausschliesslich durch Niederschlag gespeist werden. Das Grundwasser östlich der Reuss (Lindenstaldenzelg) tritt einerseits bei der Lindmühle und andererseits südöstlich von Birmenstorf in Quellhorizonten in die Reuss über, während das Grundwasser des Birrfeldes in Form von Quellen bei Mülligen austritt.

Ein nur lokal bedeutender, schmaler Grundwasserstrom fliesst im Fislisbacher Tälchen Richtung Dättwil, wo er langsam auskeilt.

Die Deckenschotter (z.B. Heitersberg, beiderseits des Surbtals, Bruggerberg usw.) bilden wichtige Quellenhorizonte mit zahlreichen kleineren, mittleren und grösseren Austritten. Tiefere Grundwasserstockwerke in Lockergesteinen sind einzig aus dem Gebiet des südwestlichen Birrfeldes bekannt. Moränen- und Schuttquellen sind im Gebiet von Blatt Baden von untergeordneter Bedeutung und treten nur vereinzelt auf, zum Beispiel im Gebiet des Lägerennordhanges.

Felsgrundwasser

Im Vergleich zu den Lockergesteinen führen die Festgesteine im Kartengebiet weniger nutzbare Grundwasservorkommen und bilden nur meist kleinere Quellen. Die Molassegesteine sind zum grössten Teil gering durchlässig. Ausnahmen bilden die sandig ausgebildete Obere Meeresmolasse sowie – untergeordnet – Sandsteinbänke in der Oberen Süsswassermolasse. An der Basis dieser Schichten bilden sich kleinere Quellen. Die Malmkalke sind gut verkarstungsfähig und können als Grundwasserleiter betrachtet werden. Da sie aber über grosse Gebiete von gering durchlässigen tertiären und quartären Gesteinen bedeckt sind und auch keine hydrologisch günstigen Strukturen aufweisen, entspringen ihnen nur wenige, aber teils grössere Quellen. Die Tektonisierung im Gebiet der Lägerenstruktur hat zwar die Klüftigkeit und damit die Durchlässigkeit der Felschichten erhöht, gleichzeitig aber meist kleinräumige und steil stehende hydrologische Strukturen erzeugt, die das Entstehen von grösseren Fliessystemen behindern. Ergiebige Karstquellen befinden sich nur östlich von Birmenstorf. Nördlich der Lägeren sind grössere Quellen auf die verkarsteten Malmkalktafeln beschränkt (Villiger Geissberg, Homrig SSE Würenlingen).

Das Effingen-Member und die Klingnau-Formation sind generell gering durchlässig, wobei besonders im ersteren grössere Kalkbänke eine mittlere Durch-

lässigkeit zeigen. Die Kalke des Lias können etwas Wasser führen, sind aber zu wenig ausgedehnt, um Quellen zu bilden. Der Gipskeuper ist als Gesamtes praktisch undurchlässig. Lokal können Gipskarsterscheinungen auftreten und kleinere Gipsquellen bilden (s. u.). Die Kalke und Dolomite des Oberen Muschelkalks können intensiv zerklüftet und verkarstet sein, treten in Oberflächennähe jedoch kaum in hydrologisch wirksamen Strukturen auf. Das ausgedehnte und tiefgründige Thermalwassersystem von Baden hingegen ist eng mit dem Oberen Muschelkalk verknüpft.

Mineral- und Thermalwasser

Die natürlichen Thermalwasseraustritte im Bereich des Limmatufers von Baden und Ennetbaden wurden bereits von den Römern genutzt und zumindest teilweise auch gefasst. In der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts wurden zu den drei damals bestehenden, frei ausfliessenden Quellen verschiedene neue, künstliche Wasseraustritte geschaffen. Dies führte jeweils zur Beeinflussung und qualitativen Beeinträchtigung der bereits vorhandenen Quellen und Thermalwasserfassungen, weshalb eine Aufnahme der Quellen und Fassungen sowie eine rechtliche Regelung für künftige Bauarbeiten im Quellbereich notwendig wurden.

Seit den 1840er Jahren wurden regelmässige Schüttungsmessungen vorgenommen, welche ab 1900 zeitlich verdichtet und professionalisiert wurden. Die Bestandesaufnahme der Quellen wurde im «Verbal» vom 2. August 1858 unter Aufsicht der kantonalen Baudirektion und des Bezirksamtes Baden festgehalten («Verbal über den Zustand und die Beschaffenheit der Heil-Quellen bei Baden», o. A. 1858). Gestützt auf diese Aufzeichnungen wurde 1869 ein kantonales Dekret erlassen, welches jedes weitere Suchen und Graben nach «Heilwasser» verbot (Grosser Rat des Kantons Aargau 1869). Dies ist auch heute noch bei Bauarbeiten im Bereich der Thermalquellen zu beachten. Der heutige Zustand der 19 Thermalwasserquellen wurde mit Bericht vom 12. Januar 2001 aktualisiert und dokumentiert (MATOUSEK et al. 2001). MÜNZEL (1947) beschrieb die Thermen in einer Monographie.

Die Schüttmenge aller gefassten Quellen schwankt im Bereich zwischen rund 600 und 800 l/min, mit Extremwerten von 569 l/min (1950) und 949 l/min (1970). Die Temperaturen schwanken im Bereich von 46–48 °C. Während die Temperaturen über Jahrzehnte konstant blieben, konnte bei der Schüttmenge eine gewisse Abhängigkeit vom regionalen Niederschlagsgeschehen festgestellt werden (ZORN & JAFFÉ 1983). Eine detaillierte und aktualisierte Studie dieser Abhängigkeit führte GREBER (1998) im Auftrag des kantonalen Departements Bau, Verkehr und Umwelt (Abt. für Umwelt) durch. Dabei ergab sich eine stark schwankende Zeitverzögerung von rund 1 bis 7 Monaten zwischen Niederschlagsgeschehen und Schüttungsverhalten. Die Abhängigkeit der Zeitverzögerung besteht nicht nur be-

züglich der regionalen Niederschlagsmenge, auch vorausgegangene Trockenperioden sowie die Intensität der Niederschläge haben einen Einfluss.

Die Thermalwässer von Baden und Ennetbaden liegen im Bereich, wo der Muschelkalk der Lägerenstruktur durch die Limmat erosiv angeschnitten wurde. Die Lägerenstruktur ermöglicht das Aufsteigen von heissem Wasser aus grosser Tiefe (über 1200 m). Dieser Prozess hat eine positive Wärmeanomalie (lokal erhöhte Temperaturgradienten) im Bereich von Baden und Umgebung bewirkt.

Über die Herkunft des Thermalwassers wurden seit hundert Jahren immer wieder neue Spekulationen und Hypothesen veröffentlicht; heute ist klar, dass ein Mischwasser vorliegt. Neuere Untersuchungen konnten wertvolle Hinweise geben über die Bestandteile der aus grosser Tiefe entlang von Störungszonen und verkarsteten Aquiferen aufsteigenden Wässer und deren Alter. Die aktuellsten Untersuchungen stützen sich vorwiegend auf Isotopenanalysen und gehen von einer Hauptkomponente aus, welche den Muschelkalk durchfloss und dabei Evaporite gelöst hat (SCHMASSMANN et al. 1984, MAZOR et al. 1986, GORHAN & GRIESSER 1988). Hinzu kommen weitere (vermutlich insgesamt vier) Komponenten mit jeweils unterschiedlicher Zusammensetzung, Herkunft und Verweilzeit.

Die Mineralisation der einzelnen Quellen ist sehr ähnlich (Tab. 3): Natrium-Kalzium-(Magnesium-)Chlorid-Sulfat-(Hydrogenkarbonat-)Wässer, welche zudem Lithium, Fluorid, Bromid und Borsäure und verschiedene Spurenelemente enthalten. Als Gase treten insbesondere Schwefelwasserstoff, in geringeren Mengen auch Methan sowie freie Kohlensäure auf. Die Gesamtmineralisation liegt zwischen 4450 und 4550 mg/l, lösliche Bestandteile stammen hauptsächlich aus den Steinsalz- und Sulfatschichten des Mittleren Muschelkalks. Zur Hydrochemie und Hydrogeologie liegen auch neueste, die oben zitierten Untersuchungen ergänzende Berichte vor (RICK 1999, RICK & HENZEN 2006).

Die Beschaffenheit des Thermalwassers von Baden/Ennetbaden ist mit dem in ähnlicher geologischer Lage unmittelbar westlich des Gebietes von Atlasblatt Baden austretenden Schinznacher Thermalwasser zu vergleichen. Es ist jedoch wärmer, höher mineralisiert und enthält deutlich weniger Schwefelwasserstoffgas.

Tabelle 3: *Mittlere Zusammensetzung der Thermalwässer von Baden/Ennetbaden (nach HÖGL 1980).*

<i>Kationen</i>	<i>mg/l</i>	<i>mval/l</i>	<i>Anionen</i>	<i>mg/l</i>	<i>mval/l</i>
NH_4^+	2,3	0,13	F^-	2,8	0,15
Li^+	4,6	0,66	Cl^-	1106,0	31,19
Na^+	718,0	31,20	Br^-	2,7	0,35
K^+	64,2	1,64	I^-	0,026	—
Mg^{2+}	101,1	8,30	NO_3^-	< 0,1	—
Ca^{2+}	541,0	27,00	HCO_3^-	488,0	8,0
Sr^{2+}	5,8	0,13	SO_4^{2-}	1411,0	29,40
Mn^{2+}	0,004	—	HPO_4^{2-}	0,12	—
Fe^{2+}	< 0,005	—	$HAsO_4^{2-}$	0,07	—
Cu^{2+}	< 0,0007	—	<i>Mo</i>	0,00013	—
Zn^{2+}	< 0,001	—	<i>V</i>	< 0,002	—
Pb^{2+}	< 0,002	—			
Al^{3+}	0,010	—			
Σ <i>Kationen</i>	1437,0	69,06	Σ <i>Anionen</i>	3010,8	69,09

Undissoziierte Bestandteile

Metakieselsäure	H_2SiO_3	56,5 mg/l
Orthoborsäure	H_3BO_3	20,7 mg/l

Summe der gelösten festen Bestandteile

Kationen	1437,0 mg/l
Anionen	3010,8 mg/l
Undissoziierte Bestandteile	77,2 mg/l
Summe	4525,0 mg/l

Gelöste Gase

Kohlendioxid frei CO_2	292 mg/
Schwefelwasserstoff H_2S	3 mg/l

Physikalische Daten

Wassertemperatur	46,8 °C
Dichte (20/20°C)	1,00398
Wasserstoffionenkonzentration pH (20°C)	6,55
Elektrische Leitfähigkeit (20°C)	5200 $\mu S/cm$

FELSOBERFLÄCHE

Ein grosser Teil des Gebietes von Blatt Baden ist durch Lockergesteine verschiedenster Art bedeckt. Oft handelt es sich lediglich um eine geringmächtige Lage auf dem Felsuntergrund, manchmal verbergen sich hingegen über 200 m eiszeitliche Sedimente unter der Oberfläche. Die einzigartige stratigraphische Vollständigkeit der eiszeitlichen Ablagerungen im Bereich von Blatt Baden äussert sich auch in einer ausgeprägten Komplexität der Felsmorphologie. Es wurden mehrere hundert Bohrungen ausgewertet, welche die Lockergesteine des Kartengebietes aufschlossen, um eine Karte der Felsoberfläche zu konstruieren (Taf. II). Mittels Felsisohypsen wurden die im Untergrund verborgenen Strukturen dargestellt, wie sie anhand der vorhandenen Daten rekonstruiert werden können. Die Dichte der Bohrdaten ist dabei oft ein Mass für die Zuverlässigkeit der Angaben. Speziell in den glazialen Becken, wo nur sehr wenige ausreichend tiefe Bohrungen vorliegen, sind die Aussagen entsprechend unsicher. Die einzelnen Generationen von Formen der Felsoberfläche, wie sie anhand des relativen Alters der überlagernden Sedimente interpretiert werden können, sind auf Tafel II in verschiedenen Farben wiedergegeben.

Die Charakteristiken der Felsoberfläche im Liegenden der einzelnen Vorkommen von eiszeitlichen Ablagerungen sind in den betreffenden Abschnitten im Kapitel Quartär beschrieben. Sie seien hier noch einmal kurz zusammengefasst.

Höhere Deckenschotter

Die Auflagerungsfläche der Höheren Deckenschotter stellt nördlich der Lägerenstruktur eine sanft reliefierte Ebene dar, welche um ca. 20–30 m eingetieft flache Rinnen beinhaltet. Eine dieser Rinnen verläuft im Gebiet Gländ–Dürn von Süden nach Norden und setzt sich nördlich des Surbtals im Gebiet Hörndlihu bei Endingen fort. Südlich der Lägeren kann auf der linken Seite des Limmattals der Randbereich einer Rinne festgestellt werden, die sich vermutlich – verlängert über das Gebiet von Baden – in der Rinne von Gländ–Dürn fortsetzt.

Tiefere Deckenschotter

Im Gebiet Baregg, auf dem Bruggerberg, dem Iberig und der Firsthalde wird die Felsoberfläche durch die Erosionsrinnen der Tieferen Deckenschotter geprägt. In den Gebieten Baregg und Iberig handelt es sich um recht enge, tief eingeschnittene Rinnen. Auf dem Iberig kann seitlich der eigentlichen Rinnen ein Plateaubereich erkannt werden, der ebenfalls von Tieferen Deckenschottern überlagert wird. Wahrscheinliche Reste ähnlicher Plateaus sind zwischen Dättwil und Meierhof und auf dem Gebenstorfer Horn erhalten geblieben.

Fluviatile Rinnen des frühen Mittleren Pleistozäns

Die ältesten Elemente des Mittleren Pleistozäns stellen die Habsburg-Rinikerfeld-Rinne und ihre Fortsetzung im Ruckfeld dar (s. a. Nebenkarte «Quartärgeologische Übersicht 1:200 000»). Es handelt sich um breite fluviatile Rinnen (bzw. Rinnenteile) mit einem geringen Basisgefälle.

Glaziale Becken und Rinnen des Mittleren Pleistozäns

Im Mittleren Pleistozän entstanden unter den Gletschern tief ausgekolkte glaziale Becken. Ihre Tiefe und Geometrie kann lediglich anhand von wenigen Bohrungen oder Seismiklinien näherungsweise angegeben werden. Die Basis des Beckens im unteren Reusstal liegt wahrscheinlich unterhalb von 200 m ü.M. Die übrigen Becken scheinen nicht ganz so tief zu sein. Die beiden Beckenteile, welche die Lägerenstruktur durchdringen (Hausemer und Gebenstorfer Canyon), sind abschnittsweise ausgesprochen schmal. Ihre Tiefe ist ebenfalls weitgehend unbekannt. Inwiefern die Felsoberfläche im unteren Aaretal unterhalb der Reussmündung durch das Eis geprägt ist, kann nicht klar abgeschätzt werden. Die Felsmorphologie dürfte jedenfalls nicht allein auf die fluviatile Erosion im Anschluss an die Beckenbildung zurückgehen.

Fluviatile Rinnen des späten Mittleren oder Späten Pleistozäns

Lediglich die Talabschnitte oberhalb von Brugg im Aaretal und zwischen Turgi und Baden im Limmattal können mit einiger Sicherheit einer fluviatilen Erosionsphase im Anschluss an die Entstehung von Hausemer und Gebenstorfer Canyon zugeschrieben werden. Sie stellen breite Rinnen mit geringem Gefälle dar und weisen damit ähnliche Charakteristiken auf wie die Habsburg-Rinikerfeld-Rinne und ihre Fortsetzung.

Epigenetische Rinnen der ausgehenden Birrfeld-Eiszeit (Letzte Eiszeit)

An verschiedenen Stellen im Gebiet von Blatt Baden verlaufen die heutigen Flüsse neben den eiszeitlichen Rinnen im anstehenden Fels. Im Limmattal sind dies die Abschnitte zwischen Neuenhof und Baden, im Bäderquartier von Baden/Ennetbaden und zwischen Chappelerhof und Turgi, im Reusstal die Schämbelen und im Aaretal der Abschnitt zwischen Umiken und Brugg.

ROHSTOFFE

Abgesehen von der Verwendung für die Zement- und die Kiesindustrie haben die Gesteine im Gebiet von Blatt Baden heutzutage nur eine untergeordnete Bedeutung als mineralische Rohstoffe. Die meisten der zahlreichen kleinen Steinbrüche und Gruben, die seit alters her genutzt wurden – neben dem Abbau von Baumaterial auch zur Gewinnung von Mergel und Gips als Düngemittel –, sind längst aufgegeben, zum Teil verstürzt oder verfüllt und deshalb oft nicht in der Karte eingetragen. Die meisten Angaben zu den ehemaligen Abbaustellen stammen aus KÜNDIG & DE QUERVAIN (1941) und DE QUERVAIN (1961, 1969, 1979).

Kalk des Hauptmuschelkalks wurde westlich von Habsburg – als Baustein für das Stammhaus der Habsburger Dynastie –, bei Hausen – als Baustein für das ehemalige Kloster Königsfelden – sowie südlich von Gebenstorf gewonnen. Bei Habsburg und Gebenstorf wurde Trigonodus-Dolomit als Strassenschotter abgebaut. Das römische Amphitheater Vindonissa besteht grösstenteils aus Trigonodus-Dolomit, untergeordnet auch aus Hauptmuschelkalk und aus Quelltuff. Das Material stammt ebenfalls aus dem Gebiet zwischen Hausen und der Reuss.

Keupergipsgruben wurden unterhalb des Schlosses Habsburg, bei der Schämbeben bei Mülligen, bei der Lätten nördlich von Birnenstorf und östlich des Chörnlißbergs (SCHINDLER 1977) betrieben. Die bedeutendsten ehemaligen Gruben liegen südöstlich von Oberehrendingen an der Nordflanke der Lägeren. Die Lokalität befindet sich in der Kernzone der Lägerenstruktur und steht heute unter Schutz (MEIER & MEIER 2003). Abgebaut wurde vorwiegend Bau- und Düngegips, bei Habsburg und Oberehrendingen wurde zudem Alabaster aus dem Gipskeuper gewonnen.

Opalinus-Ton wurde bei der Lätten bei Birnenstorf, in der Schämbeben bei Mülligen und in der Grube Weid bei Holderbank (in der SW Kartengebietsecke) abgebaut.

Im Steinbruch Sackhölzli bei Oberehrendingen (Koord. 668.760/259.930) wurden Hausteine aus Sandkalk des Sissach-Members (Fig. 5) gewonnen.

Der rostfarbene bis braunrote Spatkalk vom Rotberg südöstlich von Mandach (knapp nördlich des Kartengebietes) diente zur Herstellung von Fenstergewänden, Portalen, Bodenplatten und Grabsteinen (z.B. israelitischer Friedhof von Endingen), zum Teil auch von Bruchsteinen.

Das Effingen-Member ist von seinem Kalk-Ton-Verhältnis her zur Zementherstellung geeignet. Es wurde früher im Steinbruch Bärengraben bei Würenlingen abgebaut (Koord. 661.100/263.950), bevor die Lokalität als Deponie genutzt und wieder aufgefüllt wurde. Weitere Abbaustellen lagen südöstlich von Oberehrendingen (Hinterstein, 200 m N Rieden), bei Hausen und in Schinznach-Bad. Heute wird das Effingen-Member zusammen mit dem Kalk der Villigen-Forma-

tion im Steinbruch Gabenchopf auf dem Villiger Geissberg abgebaut und per Förderband zum mehrere Kilometer entfernt gelegenen Zementwerk Würenlingen transportiert. Seit seiner Eröffnung im Jahr 1955 wurden rund 40 Millionen Tonnen Gestein abgebaut, zur Zeit liegt die jährliche Abbaumenge bei ca. 1 Million Tonnen.

Kalk der Villigen- und der Burghorn-Formation wurde vorwiegend als Mauersteine, vereinzelt auch als Brechschotter an folgenden Stellen abgebaut: südlicher Malmkalkzug der Lägerenstruktur: Scherzberg, Guggerhübel, Eiteberg, Baden-Meierhof (seinerzeit wichtige Mauersteinbrüche), Wettingen, unterhalb der Ruine Atllägeren; nördlicher Malmkalkzug der Lägerenstruktur: Baden und Umgebung (Martinsberg, Rieden, Ennetbadener Geissberg), Steinbuck; Tafeljura s.l.: Iberg nordwestlich von Riniken, Villiger Geissberg, Lauffohr (beiderseits der Aare), Würenlingen, Firsthalde.

Aus dem im Boluston (Siderolithikum) vorkommenden Bohnerz wurden vor allem bis in die Mitte des 19. Jahrhunderts grosse Mengen von Eisen gewonnen. Im Gebiet von Blatt Baden finden sich allerdings nur relativ kleine ehemalige Ausbeutungsstellen, so auf dem Scherzberg, bei Habsburg, Gebenstorf, Brugg und an der Lägeren (s. a. Kap. siedlungsgeschichtliche Elemente).

Der Muschelsandstein der OMM wurde an diversen Stellen südlich von Neuenhof und nördlich von Würenlos zur Gewinnung von Bausteinen (v. a. Fassadenverkleidungen) und für Steinmetz- und Bildhauerarbeiten (Brunnenträge, Grabsteine usw.) abgebaut. Der bedeutendste Steinbruch befindet sich am Gmeumeriwald bei Würenlos, wo bereits zur Römerzeit und später zum Teil unter Tage abgebaut wurde. Seit Ende der 1960er Jahre wird der Muschelsandstein nicht mehr als Baustoff gewonnen, geringe Mengen werden jedoch in gemahlener Form als Heilmittel vermarktet. Im Wuestwald bei Riniken wurde Grobsandstein der OMM abgebaut.

Die grösste Bedeutung für die Rohstoffgewinnung im Gebiet von Blatt Baden hat der Kies der Niederterrassen. Auch in den Hochterrassenschottern sowie den Deckenschottern wurden zahlreiche kleine Gruben zur Versorgung mit lokal benötigtem Kiesmaterial abgebaut; diese sind heute aber fast alle aufgelassen. In den Niederterrassenschottern werden ausgedehnte Gruben betrieben, so vor allem im Tägerhard und im Birrfeld, aber auch im Aaretal westlich und südwestlich von Würenlingen. Diese Schotter beinhalten gleichzeitig die wichtigsten Trinkwasserreserven der Region und liegen oft unter Siedlungsgebiet. Wegen dieser Nutzungskonflikte ist der Kiesabbau stark eingeschränkt.

Kalksinter (Quelltuff) wurde am Reussufer bei der Lindmühle und bei Birmenstorf gewonnen. Aus letzterer Abbaustelle stammt das Quadermauerwerk im oberen Teil des Schwarzen Turmes in Brugg.

Auf dem Sulperg bei Wettingen wurde verwittertes Abschwemmungsmaterial der Oberen Süsswassermolasse (v. a. Glimmersand) zur Verwendung als Giesereisand abgebaut (Sulperg-Formation, S. 84f).

SIEDLUNGSGESCHICHTLICHE ELEMENTE

Das Gebiet von Blatt Baden ist reich an archäologischen Zeugen aus unterschiedlichen Zeitepochen. Eine Vielzahl von Objekten ist mit den jeweiligen Zeichen auf der Karte angegeben. Im Folgenden werden zwei Objekte von überregionaler Bedeutung näher erläutert.

Vindonissa

Die vorrömische Siedlung mit dem keltischen Namen Vindonissa (vindo = weiss) entstand zwischen etwa 80/70–40/30 v. Chr. auf einem rund 4 ha grossen Geländesporn. Auf zwei Seiten durch 30 m hohe Steilhänge zur Aare und Reuss natürlich geschützt, wurde das Areal durch eine massive, bogenförmig über das Plateau gezogene Befestigung gesichert. Spätestens gegen Ende des 2. Jahrzehnts v. Chr. entstand auf dem strategisch günstig gelegenen Windischer Plateau eine Militärstation. Kurz vor oder nach dem Regierungsantritt des Tiberius (um 14 n. Chr.) wurde von der 13. Legion das erste Lager in Holzbauweise errichtet und bis um 40 n. Chr. etappenweise zu einem Legionslager ausgebaut. Von der 21. Legion, welche 43–45 n. Chr. die 13. Legion ablöste, wurde das Legionslager teilweise umstrukturiert (HAGENDORN et al. 2003). Die aus Pfosten und lehmverstrichenem Flechtwerk erstellten Gebäude ersetzte man durch Bauten mit Steinsockeln und Ziegeldächern. Die 11. Legion (70–101 n. Chr.) übernahm das Bauungskonzept der 21. Legion, erneuerte aber die Verteidigungsanlage mit einer mit Türmen verstärkten Steinschalenmauer und einem Spitzgraben. Neben rund 60 Mannschaftskasernen für die knapp 6000 Legionäre sind auch verschiedene Grossbauten archäologisch untersucht: der zentrale Verwaltungsbau, der Palast des Legionskommandanten, Offiziershäuser, Thermen, Spital, Heiligtum und mehrere Wirtschaftsbauten (HARTMANN 1986).

Mindestens zwei gemauerte Leitungen versorgten das Lager mit Frischwasser. Ein bis heute Wasser führender, unterirdischer Aquaeductus erstreckt sich über eine Länge von rund 2,4 km (MAIER-OSTERWALDER 1986).

Mit der Stationierung grosser Truppeneinheiten entstand im Vorfeld des befestigten Lagers eine städtische Siedlung mit dichter Bebauung. Die Wohn- und Gewerbehäuser bestanden mehrheitlich aus Holzbauten. Zwei Inschriften bezeugen *Vicani Vindonissenses*, zwei weitere *Cives Romani* (FREI-STOLBA 1976). Zu den grossen öffentlichen Bauten zählten eine als Forum gedeutete Anlage mit einem 12000 m² grossen Innenhof und das von der 13. Legion errichtete Amphitheater (LAUR-BELART 1935).

Mit der Besetzung rechtsrheinischer Gebiete durch die römische Armee in der zweiten Hälfte des 1. Jahrhunderts n. Chr. rückte Vindonissa ins Hinterland und übernahm vermehrt die Rolle eines Basis- und Versorgungslagers. Unter Kaiser Trajan wurde die 11. Legion 101 n. Chr. in den Krisenherd im Donauraum beordert und Vindonissa als Legionsstandort aufgegeben.

In spätromischen Quellen (um 400 n. Chr.) wird ein *Castrum Vindonissense* erwähnt. Zur Befestigung des *Castrums* gehörte eine Anlage mit drei spätromisch datierten Abschnittsgräben, mit der nach mehr als 400 Jahren der Geländesporn erneut abgeriegelt wurde. Die Innenbebauung des spätromischen Kastells ist weitgehend unbekannt. *Extra muros* sind zwei spätromische Gräberfelder partiell untersucht (Oberburg, Unterwindisch).

Als Bischofssitz (517 n. Chr. Bubulcus, 541/549 n. Chr. Grammatius) und Münzprägeort weist die *Civitas Vindonissensis* bis in die Zeit um 600 n. Chr. zentralörtliche Funktionen auf (HARTMANN 1986).

Silexabbau an der Lägeren

In zahlreichen archäologischen Fundstellen der Schweiz wurden Steinwerkzeuge aus Lägeren-Silex gefunden. Die ältesten Funde datieren aus dem Paläolithikum, und ab dem Neolithikum wurde das Material wahrscheinlich überregional gehandelt. Die Abbaustellen an der Lägeren werden seit 1999 erforscht. Besonders im Gebiet Wentlerweg konnten auf mehreren hundert Quadratmetern grossen Mengen an Silices und Abschlügen gefunden werden. Dies lässt darauf schliessen, dass Abbau und Bearbeitungstätigkeit intensiv waren und lange Zeit dauerten. Geologische Abklärungen im Gebiet ergaben, dass der Silex nicht aus dem anstehenden Malmkalk (Wettingen-Member) gewonnen wurde, sondern dass die in Karstfüllungen aus Boluston enthaltenen Knollen ausgebeutet wurden. Während die im Wettingen-Member auftretenden Knollen von hellgrauer Farbe sind und zahlreiche Risse aufweisen, was ein intaktes Herauslösen aus dem Kalk praktisch unmöglich macht, sind die Knollen aus dem Siderolithikum meist von gelbbrauner Farbe und absolut intakt.

Die Silexknollen im Boluston stammen wohl ursprünglich ebenfalls aus dem Wettingen-Member, wurden aber in der kretazisch-frühtertiären Verwitterungsphase aus dem Kalk herausgelöst und in Bolustontaschen eingelagert. In Tonstein eingebettet überstanden sie die Jurafaltung im Gegensatz zu den in den Kalcken verbliebenen Knollen schadlos.

LITERATURVERZEICHNIS

- AGUIRRE, E. & PASINI, G. (1985): The Pliocene-Pleistocene boundary. – Episodes 8, 116–120.
- ALLEN, P. A., MANGE-RAJETZKY, M., MATTER, A. & HOMEWOOD, P. (1985): Dynamic palaeogeography of the open Burdigalian seaway, Swiss Molasse basin. – *Eclogae geol. Helv.* 78/2, 351–381.
- ALLENBACH, R. P. (2000): Syndimentary tectonics during the Oxfordian of northern Switzerland. – Diss. Univ. Basel.
- (2001): Syndimentary tectonics in an epicontinental sea: a new interpretation of the Oxfordian basins of northern Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 94/3, 265–287.
- ALLIA, V. (1996): Sedimentologie und Ablagerungsgeschichte des Opalinustons in der Nordschweiz. – Diss. Univ. Basel.
- AMSLER, A. (1915): Tektonik des Staffelegg-Gebietes und Betrachtungen über Bau und Entstehung des Jura-Ostendes. – *Eclogae geol. Helv.* 13/4, 377–484.
- (1926): Bemerkungen zur Juratektonik. – *Eclogae geol. Helv.* 20/1, 1–30.
- BACHMANN, G. H. & LERCHE, I. (1998): Epicontinental Triassic. Int. Symp. Halle/Saale, 21.–23.9.1998. – *Zbl. Geol. Paläont.* [Teil 1] 1/7–8.
- BAUMANN, W. (1984): Stratigraphische und rheologische Untersuchungen sowie Kluftstudien an Evaporiten der Mittleren Trias in der Nordschweiz (Bergwerk Felsenau). – Diss. eidg. tech. Hochsch. (ETH) Zürich.
- BAUSCH, W. & SCHOBER, T. (1997): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000: Erläuterungen zu Blatt 8316/8416: Klettgau/Hohentengen am Hochrhein. – *Geol. Landesamt Bad.-Württemb., Freiburg.*
- BERGER, J.-P. (1992): Correlative chart of the European Oligocene and Miocene: application to the Swiss Molasse Basin. – *Eclogae geol. Helv.* 85/3, 573–609.
- BERGER, J.-P., REICHENBACHER, B., BECKER, D., GRIMM, M., GRIMM, K., PICOT, L., STORNI, A., PIRKENSEER, C., DERER, C. & SCHAEFER, A. (2005a): Paleogeography of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB) from Eocene to Pliocene. – *Int. J. Earth Sci.* 94, 697–710.
- BERGER, J.-P., REICHENBACHER, B., BECKER, D., GRIMM, M., GRIMM, K., PICOT, L., STORNI, A., PIRKENSEER, C. & SCHAEFER, A. (2005b): Eocene-Pliocene time scale and stratigraphy of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB). – *Int. J. Earth Sci.* 94, 711–731.
- BITTERLI, T. & GRAF, H. R. (1996): Reflexionsseismik Rütihof–Dättwil. Geologische Interpretation. – Unpubl. Ber. Matousek, Baumann & Niggli AG, Baden, Nr. G765B, 12. April 1996.
- (1998): Erdwärmennutzungskarte der Stadt Baden 1:10 000. – Unpubl. Ber. z.H. Energiefachstelle Baden, Matousek, Baumann & Niggli AG, Baden, 29. Juni 1998.
- BITTERLI, T., GRAF, H. R., MATOUSEK, F. & WANNER, M. (2000): Blatt 1050 Zurzach. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 102.
- BITTERLI-BRUNNER, P. (1987): Geologischer Führer der Region Basel. – *Veröff. nathist. Mus. Basel* 19, Birkhäuser, Basel.
- BITTERLI [-DREHER], P.[H.] (1977): Sedimentologie und Paläogeographie des oberen Doggers im zentralen und nördlichen Schweizer Jura. – Diss. Univ. Basel.
- (1979): Cyclic sedimentation in the upper Bathonian – Callovian of the Swiss Jura Mountains. Symp. «Sédimentation jurass. W europ.». – *A.S.F. Publ. spéc.* 1, 99–109.
- (1999): Die Erdgeschichte des Gebietes von Endingen. In: WEIBEL, K. (Hrsg.): Endingen 798–1998, Geschichte der Gemeinde. – Baden-Verlag, Baden-Dättwil.

- BITTERLI [-DREHER], P. H. & FRANK, E. (1987): Die geologische Entwicklung der Nordschweiz im Erdaltertum: neue Erkenntnisse aus der Region. – *Brugger Njbl.* 1987, 57–78.
- BLÄSI, H.-R. (1987): Lithostratigraphie und Korrelation der Doggersedimente in den Bohrungen Weiach, Riniken und Schafisheim. – *Eclogae geol. Helv.* 80/2, 415–430.
- BLÜM, W. (1989): Faciesanalyse im Rotliegenden des Nordschweizer Permokarbon-Trogs (Hochrhein-Region zwischen Basel und Laufenburg). – *Eclogae geol. Helv.* 82/2, 455–489.
- BOLLIGER, T. (1994): Geologie und Paläontologie der Glimmersandgrube Helsighausen (Kt. Thurgau). – *Mitt. thurg. natf. Ges.* 52, 63–79.
- (1998): Age and geographic distribution of the youngest Upper Freshwater Molasse (OSM) of eastern Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 91/3, 312–332.
- (1999): Geologie des Kantons Zürich. – Ott, Thun.
- BOLLIGER, T., FEJFAR, O., GRAF, H. R. & KÄLIN, D. (1996): Vorläufige Mitteilung über Funde von pliozänen Kleinsäufern aus den höheren Deckenschottern des Irchels (Kt. Zürich). – *Eclogae geol. Helv.* 89/3, 1043–1048.
- BRANDENBERGER, E. (1923): Bemerkungen zur Stratigraphie der Molasse des untern Limmat-Tales. – *Mitt. aargau. natf. Ges.* 16, 43–47.
- (1926): Zur Stratigraphie und Tektonik der Molasse des östlichen Aargaus. – *Eclogae geol. Helv.* 19/3, 618–625.
- BRAUN, E. VON (1953): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Hochrheingebiet zwischen Zurzach und Eglisau. – *Eclogae geol. Helv.* 46/2, 143–170.
- BRENNER, K. (1973): Stratigraphie und Paläogeographie des Oberen Mittelkeupers in Süddeutschland. – *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart* [N.F.] 68, 101–222.
- BÜCHI, U. P., HAUBER, L., HÜNERMANN, K. A. & RIEBER, H. (1973): Geologische Exkursion «Rund um die Lägern», 24. 4. 1973. – *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver.* [N.F.] 55, 31–36.
- BÜCHI, U. P. & HOFMANN, F. (1960): Die Sedimentationsverhältnisse zur Zeit der Muschelsandsteine und Grobkalke im Gebiet des Beckennordrandes der Oberen Meeresmolasse zwischen Aarau und Schaffhausen. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing.* 27/72, 11–22.
- BURKHALTER, R. M. (1993): Die Passwang-Alloformation (unteres Aalenien bis unteres Bajocien) im zentralen und nördlichen Schweizer Jura – Sequenzstratigraphie, synsedimentäre Tektonik, Genese von Eisenoolithen und -stromatolithen. – *Diss. Univ. Bern.*
- (1995): Ooidal ironstones and ferruginous microbialites: origin and relation to sequence stratigraphy (Aalenian and Bajocian, Swiss Jura mountains). – *Sedimentology* 42, 57–74.
- (1996): Die Passwang-Alloformation (unteres Aalenien bis unteres Bajocien) im zentralen und nördlichen Schweizer Jura. – *Eclogae geol. Helv.* 89/3, 875–934.
- BUXTORF, A. (1916): Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis- und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie des Juragebirges. – *Verh. natf. Ges. Basel* 27, 184–254.
- CARLÉ, W. (1975): Die Mineral- und Thermalwässer von Mitteleuropa. – *Wiss. Verlagsges., Stuttgart.*
- CEDERBOM, C. E., SINCLAIR, H. D., SCHLUNEGGER, F. & RAHN, M. K. (2004): Climate-induced rebound and exhumation of the European Alps. – *Geology* 32/8, 709–712.
- COOPE, G. R. (2007): Coleoptera from the 2003 excavations of the mammoth skeleton at Niederweningen, Switzerland. – *Quaternary int.* 164–165, 130–138.
- Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.) (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002. – Stein, Potsdam.
- DIEBOLD, P. (1987): Geologische Resultate der reflexionsseismischen Untersuchungen der Nagra in der Nordschweiz. – *Nagra informiert* 9/1–2, 23–33.
- (1988): Der Nordschweizer Permokarbon-Trog und die Steinkohlenfrage der Nordschweiz. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 8/1 (auch: *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 133/3, 143–174).

- DIEBOLD, P., BITTERLI-BRUNNER, P. & NAEF, H. (2005): Blatt 1069/1049 Frick-Laufenburg. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 110.
- (2006): Blatt 1069/1049 Frick-Laufenburg. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 110.
- DIEBOLD, P. & NAEF, H. (1990): Der Nordschweizer Permokarbondrog. – Nagra informiert 12/2, 29–36.
- DIEBOLD, P., NAEF, H. & AMMANN, M. (1991): Zur Tektonik der zentralen Nordschweiz. Interpretation aufgrund regionaler Seismik, Oberflächengeologie und Tiefbohrungen. – Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol. 14 (auch: Nagra tech. Ber. NTB 90-04).
- DITTRICH, D. (1989): Der Schilfsandstein als synsedimentär-tektonisch geprägtes Sediment – eine Umdeutung bisheriger Befunde. – Z. dtsh. geol. Ges. 140, 295–310.
- DRESCHER-SCHNEIDER, R., JACQUAT, C. & SCHOCH, W. (2007): Palaeobotanical investigations at the mammoth site of Niederweningen (Kanton Zürich), Switzerland. – Quaternary int. 164–165, 113–129.
- DRONKERT, H. (1987): Diagenesis of Triassic evaporites in northern Switzerland. – Eclogae geol. Helv. 80/2, 397–414.
- DRONKERT, H., BLÄSI, H.-R. & MATTER, A. (1990): Facies and origin of Triassic evaporites from the NAGRA boreholes, Northern Switzerland. – Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol. 12.
- EGGER, M. (1991): Der obere Dogger und der untere Malm im Steinbruch Chalch-Schümel zu Holderbank (AG). Fauna, Biostratigraphie, Palökologie. – Unpubl. Diplomarb. geol. Inst. Univ. Bern.
- EMMERT, U. (1977): Faziestypen der Schilfsandstein-Schichten (Mittlerer Keuper) und ihre Genese. – Jber. Mitt. oberh. geol. Ver. [N.F.] 59, 195–203.
- ERNI, A. (1910): Das Rhät im schweizerischen Jura. – Eclogae geol. Helv. 11/1, 5–54.
- ETTER, W. (1990): Paläontologische Untersuchungen im unteren Opalinuston der Nordschweiz. – Diss. Univ. Zürich.
- FEHLMANN, H. & RICKENBACH, E. (1962): Die Eisen- und Manganerze der Schweiz. Die eisenhaltigen Doggererze der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 13/7.
- FREI-STOLBA, R. (1976): Vicani Vindonissenses. – Jb. Ges. Pro Vindonissa 1976, 7–22.
- FRIEDLÄNDER, C. (1942): Über das Interglazial von Wettingen. – Eclogae geol. Helv. 35, 151–154.
- FUNK, H., MEIER, R. & STÄUBLE, J. (2004): Geopfad Stadt Baden. – Stadtökologie Stadt Baden.
- FURRER, H. (2005): Niederweningen, die bedeutendste Mammutfundstelle der Schweiz – Neufunde und eigenes Mammutmuseum. – Bull. angew. Geol. 10/2, 61–69.
- FURRER, H., GRAF, H. R. & MÄDER, A. (2007): The mammoth site of Niederweningen, Switzerland. – Quaternary int. 164–165, 85–97.
- GEYER, O.[F.] & GWINNER, M. P. (1991): Geologie von Baden Württemberg. 4. Aufl. – Schweizerbart, Stuttgart.
- GEYER, O. F., SCHÖBER, T. & GEYER, M. (2003): Die Hochrhein-Regionen zwischen Bodensee und Basel. – Samml. geol. Führer 94, Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- GIBBARD, P. & KOLFSCHOTEN, T. VAN (2004): Pleistocene and Holocene epochs. In: GRADSTEIN, F. M., OGG, J. G. & SMITH, A. G. (Eds.): A geologic time scale (p. 441–452). – Cambridge University Press.
- GONZALEZ, R. (1993): Die Hauptrogenstein-Formation der Nordwestschweiz (mittleres Bajocien bis Bathonien). – Diss Univ. Basel.
- GONZALEZ, R. & WETZEL, A. (1996): Stratigraphy and palaeogeography of the Hauptrogenstein and Klingnau Formations (middle Bajocian to late Bathonian), northern Switzerland. – Eclogae geol. Helv. 89/1, 695–720.

- GORHAN, H. L. & GRIESSER, J. C. (1988): Geothermische Prospektion im Raume Schinznach Bad – Baden. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 76.
- GRAF, H. R. (1991): Die OMM und OSM im Gebiet des Kleinen Randen (südlicher badischer Klettgau). – Mitt. natf. Ges. Schaffhausen 36, 1–44.
- (1993): Die Deckenschotter der Zentralen Nordschweiz. – Diss. eidg. tech. Hochsch. (ETH) Zürich 10205.
- (2000): Quartärgeologie zwischen Rhein, Thur und Aare (Kantone Aargau, Zürich, Schaffhausen). Exkursion G am 28. 4. 2000. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.] 82, 113–129.
- (in Vorb.): Stratigraphie von Mittel- und Spätpleistozän in der Nordschweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz.
- GRAF, H. R. & BITTERLI, T. (1999): Syndementäre Sedimentdeformationen in der Molasse der Lägern-Struktur (Kanton Aargau). – Bull. angew. Geol. 4/1, 35–50.
- GRAF, H. R., BURKHALTER, R. & BEER, C. (in Vorb.): Die Ablagerungen des Eiszeitalters: stratigraphisches Konzept und Nomenklatur am Beispiel der Nordschweiz. – Eclogae geol. Helv.
- GRAF, H. R. & MÜLLER, B. U. (1999): Das Quartär: die Epoche der Eiszeiten. – In: BOLLIGER, T. (Hrsg.): Geologie des Kantons Zürich (S. 71–95). – Ott, Thun.
- GRAUL, H. (1962): Geomorphologische Studien zum Jungquartär des nördlichen Alpenvorlandes, Teil I: das Schweizer Mittelland. – Heidelb. geogr. Arb. 9.
- GREBER, E. (1998): Einfluss der Niederschläge auf die Quellschüttungen der Badener Thermalquellen. Interpretation von hydrogeologischen Messungen. – Unpubl. Ber. Firma Magma AG, Zürich, 2. Dezember 1998, i. Auftr. Dept. Bau, Verkehr, Umwelt, Abt. Umwelt, Aarau.
- Grosser Rat des Kantons Aargau (1869): Dekret betreffend die Sicherung der bestehenden Heilquellen und das Graben nach solchen in Baden und Ennetbaden, vom 12. Januar 1869. – Aargau. Gesetzessamml. I (1803–1911), Nr. 42, 258–261.
- GÜLLER, A. (1959): Siderolithische Quarzsande an der Lägern. – Eclogae geol. Helv. 52/2, 495–498.
- GYGI, R. A. (1969): Zur Stratigraphie der Oxford-Stufe (oberes Jura-System) der Nordschweiz und des süddeutschen Grenzgebietes. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 136.
- (1973): Tektonik des Tafel- und Faltenjura vom Rhein bei Koblenz bis nach Wildegg. Schichtfolge von der Trias bis ins Tertiär. In: GYGI, R. A., JÄCKLI, H., NIGGLI, E., SCHINDLER, C. & TRÜMPY, R.: Geologische Exkursion «Vom Rhein zum Gotthard» vom 26. bis 28. April 1973 (S. 13–22). – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.] 55.
- (1977): Revision der Ammonitengattung *Gregoryceras* (Aspidoceratidae) aus dem Oxfordian (Oberer Jura) der Nordschweiz und von Süddeutschland. Taxonomie, Phylogenie, Stratigraphie. – Eclogae geol. Helv. 70/2, 435–542.
- (1981): Oolitic iron formations: marine or not marine? – Eclogae geol. Helv. 74/1, 233–254.
- (1992): Structure, pattern of distribution, and paleobathymetry of Late Jurassic microbialites (stromatolites and oncoids) in northern Switzerland. – Eclogae geol. Helv. 85/3, 799–824.
- (2000a): Annotated index of lithostratigraphical units currently used in the Upper Jurassic of northern Switzerland. – Eclogae geol. Helv. 93/1, 125–146.
- (2000b): Integrated stratigraphy of the Oxfordian and Kimmeridgian (Late Jurassic) in northern Switzerland and adjacent southern Germany. – Denkschr. schweiz. Akad. Natwiss. 104.
- (2001): Perisphinctacean ammonites of the type *Transversarium* Zone (Middle Oxfordian, Late Jurassic) in northern Switzerland. – Schweiz. paläont. Abh. 122.
- (2003): Perisphinctacean ammonites of the Late Jurassic in northern Switzerland. A versatile tool to investigate the sedimentary geology of an epicontinental sea. – Schweiz. paläont. Abh. 123.

- GYGI, R. A. & PERSOZ, F. (1986): Mineralostratigraphy, litho- and biostratigraphy combined in correlation of the Oxfordian (Late Jurassic) formations of the Swiss Jura Range. – *Eclogae geol. Helv.* 79/2, 385–454.
- GYGI, R. A. & STUMM, F. (1965): Der untere Malm des Aargauer Jura. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 31/81, 17–24.
- HABERBOSCH, P. (1929): Der Baugrund des Burghaldenschulhauses in Baden. – *Badener Njbl.* 1928.
- (1943): Baden und Umgebung, ein geologisches Skizzenbuch. In: *Badener Kalender.* – Boner & Co., Baden.
- HABICHT, J. K. A. (1987): Internationales stratigraphisches Lexikon, Bd. I: Europa, Fasz. 7 Schweiz, 7b Schweizerisches Mittelland (Molasse). – *Schweiz. geol. Komm. und Landeshydrol. u. -geol.*
- HAGENDORN, A., DOPPLER, H., HUBER, A., HÜSTER PLOGMANN, H., MEYER-FREULER, C., JACOMET, S., PFÄFFLI, B. & SCHIBLER, J. (2003): Zur Frühzeit von Vindonissa. Auswertung der Holzbauten der Grabung Windisch-Breite 1996–1998 (mit Beiträgen von BOUCHET, F., CHAVES DA ROCHA, G., DASKIEWICZ, M., FÜNFSCHILLING, S., HÄNGGI, R., HARTEK, S., KÄCH, D., LE BAILLY, M., MARTIN-KILCHER, S., SCHNEIDER, G., VONMONT, H. & WIDMER, R.). – *Veröff. Ges. Pro Vindonissa XVIII.*
- HALDIMANN, P., NAEF, H. & SCHMASSMANN, H. (1984): Fluvatile Erosions- und Akkumulationsformen als Indizien jungpleistozäner und holozäner Bewegungen in der Nordschweiz und angrenzenden Gebieten. – *Nagra tech. Ber. NTB* 84-16.
- HANTKE, R. und Mitarbeiter (1967): Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete 1:50 000 – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 112/2, 91–122.
- HAJDAS, I., BONANI, G., FURRER, H., MÄDER, A. & SCHOCH, W. (2007): Radiocarbon chronology of the mammoth site at Niederweningen, Switzerland: results from dating bones, teeth, wood, and peat. – *Quaternary int.* 164–165, 98–105.
- HARTMANN, M. (1986): Vindonissa. Oppidum, Legionslager, Castrum. – Effingerhof AG, Brugg.
- HAUSCHKE, N. & WILDE, W. (1999): Trias – eine ganz andere Welt. – Friedrich Pfeil, München.
- HEER, O. (1865): Die Urwelt der Schweiz. – Schulthess, Zürich.
- HÖGL, O. (1980): Die Mineral- und Heilquellen der Schweiz. – Paul Haupt, Bern.
- HOFMANN, F. (1967): Über Tertiärbildungen im Kanton Schaffhausen. – *Mitt. natf. Ges. Schaffhausen* 28, 1–39.
- (1989): Geologie des Bodenseeraumes. Vermessung, Photogrammetrie. – *Kulturtechnik* 89/1, 4–8.
- HOFMANN, F. & GYGI, R. A. (1961): Ein Vorkommen von Oberer Mariner Molasse am Kestenberg (Kanton Aargau). – *Eclogae geol. Helv.* 54/2, 506–510.
- HOFMANN, F. & PETERS, T. (1962): Kaolinitische Mergel unter der Molassebasis im Rheinfallgebiet. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 42/2, 349–358.
- HOMEWOOD, P. (1981): Faciès et environnements des dépôts de la molasse de Fribourg. – *Eclogae geol. Helv.* 74/1, 29–36.
- HÜRZELER, J. (1932): Die Helvétien-Tortonien-Grenze im aargauischen Mittelland. – *Eclogae geol. Helv.* 25/2, 266–269.
- ISLER, A., PASQUIER, F. & HUBER, M. (1984): Geologische Karte der zentralen Nordschweiz 1:100 000. – *Geol. Spezkarte, Karte 121*, Schweiz. geol. Komm. u. Nagra.
- JÄCKLI AG (1993): Blatt Baden. – Kanton Aargau, Grundwasserkarte 1:25 000. Baudept. Kt. Aargau, Abt. Umweltschutz.
- (1998): N1/06 Baregggtunnel, 3. Röhre, Geologie. – *Unpubl. geol. Ber. z. H. Baudept. Kt. Aargau.*

- JÄCKLI, H. (1966a): Blatt 1090 Wohlen. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 50.
 – (1966b): Blatt 1090 Wohlen. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 50.
- JÄCKLI, H. & KEMPF, T. (1972): Bözberg-Beromünster. – Hydrogeol. Karte Schweiz 1:100 000, Karte 1, Schweiz. geotech. Komm.
- JEANNET, A. (1951): Die Eisen- und Manganerze der Schweiz: Stratigraphie und Paläontologie des oolithischen Eisenerzlagers von Herznach und seiner Umgebung. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 13/5.
- JORDAN, P. (1983): Zur Stratigraphie des Lias zwischen Unterem Hauenstein und Schinznach (Solothurner und Aargauer Faltenjura). – Eclogae geol. Helv. 76/2, 355–379.
 – (1994): Evaporite als Abscherhorizonte. Eine gefügekundlich-strukturgeologische Untersuchung am Beispiel der Nordschweizer Trias. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 164.
- KÄLIN, D. (1993): Stratigraphie und Säugetierfaunen der Oberen Süsswassermolasse der Nordwestschweiz. – Diss. eidg. tech. Hochsch. (ETH) Zürich 10/52.
 – (1997): The mammal zonation of the Upper Marine Molasse of Switzerland reconsidered – a local biozonation of MN 2–MN 5. In: AGUILAR, J.-P., LEGENDRE, S. & MICHAUX, J. (Ed.): Actes du congrès Biochrom'97 (p. 515–535). – Mém. Trav. E.P.H.E., Inst. Montpellier 21.
- KÄLIN, D. & ENGESSER, B. (2001): Die jungmiozäne Säugetierfauna vom Nebelbergweg bei Nunningen (Kt. Solothurn, Schweiz). – Schweiz. paläont. Abh. 121.
- KASTRUP, U., ZOBACK, M., DEICHMANN, N., EVANS, K., GIARDINI, D. & MICHAEL, A. (2004): Stress field variations in the Swiss Alps and the northern Alpine foreland derived from inversion of fault plane solutions. – J. geophys. Res. 109, B01402.
- KELLER, B. (1989): Fazies und Stratigraphie der Oberen Meeresmolasse (unteres Miozän) zwischen Napf und Bodensee. – Diss. Univ. Bern.
- KELLER, B., BLÄSI, H.-R., PLATT, N. H., MOZLEY, P. S. & MATTER, A. (1990): Sedimentäre Architektur der distalen unteren Süsswassermolasse und ihre Beziehung zur Diagenese und den petrophysikalischen Eigenschaften am Beispiel der Bohrung Langenthal. – Nagra tech. Ber. NTB 90-41.
- KEMPF, O., BOLLIGER, T., KÄLIN, D., ENGESSER, B. & MATTER, A. (1997): Revised magnetostratigraphic calibration of Oligocene to Miocene mammal biozones of the North Alpine foreland basin. In: AGUILAR, J.-P., LEGENDRE, S. & MICHAUX, J. (Ed.): Actes du congrès Biochrom'97 (p. 547–561). – Mém. Trav. E.P.H.E., Inst. Montpellier 21.
- KEMPTER, E.H.K. (1987): Fossile Maturität, Paläothermogradienten und Schichtlücken in der Bohrung Weiach im Lichte von Modellberechnungen der thermischen Maturität. – Eclogae geol. Helv. 80/2, 534–552.
- KUHLEMANN, J. & KEMPF, O. (2002): Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics. – Sediment. Geol. 152, 45–78.
- KUHN, O. & ETTER, W. (1994): Der Posidonienschiefer der Nordschweiz: Lithostratigraphie, Biostratigraphie und Fazies. – Eclogae geol. Helv. 87/1, 113–138.
- KÜNDIG, E. & QUERVAIN, F. DE (1941): Fundstellen mineralischer Rohstoffe in der Schweiz. – Kümmerly & Frey, Bern.
- LANG, A. (1892): Geschichte der Mammutfunde. Ein Stück Geschichte der Paläontologie, nebst einem Bericht über den schweizerischen Mammutfund in Niederweningen (1890/91). – Njbl. natf. Ges. Zürich 44, 2–35.
- LANG, R. (1910): Beitrag zur Stratigraphie des Mittleren Keupers zwischen der Schwäbischen Alb und dem Schweizer Jura. – Geol.-paläont. Abh. [N.F.] 9/4.
- LAUBSCHER, H. P. (1961): Die Fernschubhypothese der Jurafaltung. – Eclogae geol. Helv. 54/1, 221–281.

- (1962): Die Zweiphasenhypothese der Jurafaltung. – *Eclogae geol. Helv.* 55/1, 1–22.
 - (1974): Basement uplift and decollement in the Molasse basin. – *Eclogae geol. Helv.* 67/3, 531–537.
 - (1986): The Eastern Jura: relations between thin-skinned and basement tectonics, local and regional. – *Geol. Rdsch.* 75/3, 535–553 (auch: *Nagra tech. Ber. NTB* 85–53).
 - (1987): Die tektonische Entwicklung der Nordschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 80/2, 287–303.
 - (1992): Jura kinematics and the Molasse basin. – *Eclogae geol. Helv.* 85/3, 653–675.
 - (2003): The Miocene dislocation of the northern foreland of the Alps: oblique subduction and its consequences (Basel area, Switzerland–Germany). – *Jber. Mitt. oberherr. geol. Ver. [N.F.]* 85, 423–439.
- LAUR-BELART, R. (1935): *Vindonissa, Lager und Vicus*. – Walter de Gruyter & Co., Berlin.
- LINIGER, H. (1966): Das plio-altpleistozäne Flussnetz der Nordschweiz. – *Regio basil.* 7/2, 158–177.
- (1967): Pliozän und Tektonik des Juragebirges. – *Eclogae geol. Helv.* 60/2, 407–490.
- LUTZ, M. & ETZOLD, A. (2003): Der Keuper im Untergrund des Oberheingrabens in Baden. – *Jh. Landesamt Geol. Rohst. Bergbau Bad.-Württ.* 39, 55–111.
- MAIER-OSTERWALDER, F. B. (1994): Die wasserführende römische Wasserleitung von Hausen nach Vindonissa. – *Archäol. Schweiz* 17/4, 140–152.
- MANGOLD, C. & GYGI, R. A. (1997): Bathonian ammonites from Canton Aargau, northern Switzerland: stratigraphy, taxonomy, and biogeography. – *Geobios* 30/4, 497–518.
- MARCHANT, R., RINGGENBERG, Y., STAMPFLI, G., BIRKHÄUSER, P., ROTH, P. & MEIER, B. (2005): Palaeotectonic evolution of the Zürcher Weinland (northern Switzerland), based on 2D and 3D seismic data. – *Eclogae geol. Helv.* 98/3, 345–362.
- MATOUSEK, F., WAHL, F., FEHLMANN, H. & SPADA, M. (2001): Sanierungsmöglichkeiten des Thermalquellensystems in Baden und Ennetbaden, Phase 1: Zustandserfassung Quellen und Leitungsnetz, Beurteilung Sanierungsbedarf. – Unpubl. Ber. Ingenieurgem. Matousek, Baumann, Niggli / Bänziger, Bacchetta, Fehlmann, Baden, Nr. T1047B/0105, 12. Januar 2001.
- MATOUSEK, F., WANNER, M., BAUMANN, A., GRAF, H. R., NÜESCH, R. & BITTERLI, T. (2000): Blatt 1050 Zurzach. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 102.
- MATTER, A. (1987): Faciesanalyse und Ablagerungsmilieus des Permokarbons im Nordschweizer Trog. – *Eclogae geol. Helv.* 80/2, 345–367.
- MATTER, A., PETERS, T., BLÄSI, H.-R., MEYER, J., ISCHI, H. & MEYER, C. (1988b): Sondierbohrung Weiach, Geologie. – *Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol.* 6 (auch: *Nagra tech. Ber. NTB* 86-01).
- MATTER, A., PETERS, T., ISENSCHMID, C., BLÄSI, H.-R. & ZIEGLER, H.-J. (1988a): Sondierbohrung Riniken, Geologie. – *Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol.* 5 (auch: *Nagra tech. Ber. NTB* 86-02).
- MAZOR, E., JAFFÉ, F. C., FLÜCK, J. & DUBOIS, J. D. (1986): Tritium corrected ¹⁴C and atmospheric noble gas corrected ⁴He applied to deduce ages of mixed groundwaters: examples from the Baden region, Switzerland. – *Geochim. Cosmochim. Acta* 50, 1611–1618.
- MAZURCZAK, L. (1976): Prä-hochwürmzeitliche Moräne unter den Schottern des Killwangen-Stationen. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 121/2, 201–203.
- MAZUREK, M., HURFORD, A. J. & LEU, W. (2006): Unravelling the multi-stage burial history of the Swiss Molasse Basin: integration of apatite fission track, vitrinite reflectance and biomarker isomerisation analysis. – *Basin Res.* 18, 27–50.
- MAZUREK, M. & PETERS, T. (1992): Petrographie des kristallinen Grundgebirges der Nordschweiz und Systematik der herzynischen Granite. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 72/1, 11–35.
- MEIER, R. & MEIER, B. (2003): Die Lägern – eine Gratwanderung. Landschaft und Kultur eines Grenzberges. – hier + jetzt, Baden.

- MERKI, P. (1961): Der Obere Muschelkalk im östlichen Schweizer Jura. – *Ecolae geol. Helv.* 54/1, 137–219.
- MOESCH, C. (1857): Das Flözgebirge im Kanton Aargau. 1. Teil. – *N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw.* 15 (1856).
- (1863): Vorläufiger Bericht über die Ergebnisse der im Sommer 1862 ausgeführten Untersuchungen im Weissen Jura der Kantone Solothurn und Bern. – *Verh. schweiz. natf. Ges. Luzern 1862*, 156–168.
- (1867a): Geologische Beschreibung der Umgebung von Brugg mit Karte und Profilen. – *Njbl. natf. Ges. Zürich* 69.
- (1867b): Geologische Beschreibung des Aargauer-Jura und der nördlichen Gebiete des Kantons Zürich. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 4.
- MOOS, A. VON & PAVONI, N. (1959): Ölimprägung in der Unteren Süsswassermolasse im Kreuzlibergtunnel bei Baden, Kt. Aargau, Schweiz. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing.* 26/70, 19–23.
- MOOS AG, VON [geotech. Büro] (1979): Nationalstrasse N3, Basel–Zürich, Sektion N3/07, Bözbergtunnel Südportal – N1 Birrfeld, Habsburgtunnel, geotechnische Untersuchungen. – *Unpubl. Ber. z.H. Baudept. Kt. Aargau, Aarau.*
- MÜHLBERG, F. (1901): Geologische Karte der Lägernkette, 1:25 000. – *Geol. Spezkarte, Karte 25, Schweiz. geol. Komm.*
- (1902a): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in das Grenzgebiet zwischen dem Ketten- und dem Tafel-Jura, in das aargauische Quartär und an die Lägern. – *Ecolae geol. Helv.* 7, 153–196.
- (1902b): Erläuterungen zu den geologischen Karten des Grenzgebietes zwischen dem Ketten- und Tafeljura im Masstab 1:25 000, I. Teil: Geologische Karte der Lägernkette und ihrer Umgebung. – *Ecolae geol. Helv.* 7, 245–270.
- (1904): Geologische Karte des unteren Aare-, Reuss- und Limmat-Tales, 1:25 000. – *Geol. Spezkarte, Karte 31, Schweiz. geol. Komm.*
- (1905): Geologische Karte des unteren Aare-, Reuss- und Limmat-Tales, 1:25 000. – *Geol. Spezkarte, Erläut. 31, Schweiz. geol. Komm.*
- MUHS, D. R. (2002): Evidence for the timing and duration of the last Interglacial period from high-precision uranium-series ages of corals on tectonically stable coastlines. – *Quaternary Res.* 8, 36–40.
- MÜLLER, W. H., HUBER, M., ISLER, A. & KLEBOTH, P. (1984): Geologische Karte der zentralen Nordschweiz 1:100 000, mit angrenzenden Gebieten von Baden-Württemberg. – *Geol. Spezkarte, Erläut. 121, Schweiz. geol. Komm.*
- MÜLLER, W. H., NAEF, H. & GRAF, H. R. (2002): Geologische Entwicklung der Nordschweiz. Neotektonik und Langzeitszenarien Zürcher Weinland. – *Nagra tech. Ber. NTB 99-08.*
- MÜNDEL, U. (1947): Die Thermen von Baden, eine balneologische Monographie. – *Diss. eidg. tech. Hochsch. (ETH) Zürich 1546.*
- NAEF, H., BIRKHÄUSER, P. & ROTH, P. (1995): Interpretation der Reflexionsseismik im Gebiet nördlich Lägeren – Zürcher Weinland. – *Nagra tech. Ber. NTB 94-14.*
- NAEF, H. & DIEBOLD, P. (1990): Tektonik des östlichen Tafeljuras und der angrenzenden Molasse. – *Nagra informiert 12/2*, 37–46.
- NAEF, H., DIEBOLD, P. & SCHLANKE, S. (1985): Sedimentation und Tektonik im Tertiär der Nordschweiz. – *Nagra tech. Ber. NTB 85-14.*
- NAGEL, R. (1990): Stratigraphie und Paläogeographie im höheren Mittelkeuper Südwestdeutschlands und angrenzenden Gebieten. – *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart [N.F.]* 85, 111–171.
- Nagra (1984): Die Kernbohrung Beznau. – *Nagra tech. Ber.* 84–34.
- (2001): Sondierbohrung Benken, Untersuchungsbericht. Textband. – *Nagra tech. Ber.* 00-01.

- NEFF [Nationaler Energie-Forschungs Fonds] (1980): Geothermische Prospektion im Raume Koblenz-Wildegg-Dielsdorf. Teilprojekt 1, Schlussbericht. – Basel.
- NITSCHKE, F. O., MONIN, G., MARILLIER, F., GRAF, H. R. & ANSORGE, J. (2001): Reflection seismic study of cenozoic sediments in an overdeepened valley of Northern Switzerland: the Birrfeld area. – *Eclogae geol. Helv.* 94/3, 363–371.
- NOTZ, R. (1924): Geologische Untersuchungen an der Lägern. – Diss. Univ. Zürich.
- O. A. (1858): Verbal über den Zustand und die Beschaffenheit der Heil-Quellen bei Baden (2. August 1858). Bestandesaufnahme der Quellen unter Aufsicht der kantonalen Baudirektion und des Bezirksamtes Baden. – Staatsarch. Kt. Aargau, Aarau.
- PETERS, T., MATTER, A., BLÄSI, H.-R. & GAUTSCHI, A. (1987): Sondierbohrung Böttstein, Geologie. – *Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol. I* (auch: Nagra tech. Ber. 85-02).
- PREUSSER, F. & DEGERING, D. (2007): Luminescence dating of the Niederweningen mammoth site, Switzerland. – *Quaternary int.* 164–165, 106–112.
- PREUSSER, F. & GRAF, H. R. (2002): Erste Ergebnisse von Lumineszenzdatierungen eiszeitlicher Ablagerungen in der Nordschweiz. – *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.]* 84, 419–438.
- QUERVAIN, F. DE (1961): Gestein aus dem Jura an historischen Bau- und Bildwerken des Aargaus. – *Mitt. aargau. natf. Ges.* 26, 58–85.
- (1969): Die nutzbaren Gesteine der Schweiz. – Kümmerly & Frey, Bern.
- (1979): Steine schweizerischer Kunstdenkmäler. – Manesse, Zürich.
- RAMSEYER, K. (1987): Diagenese des Buntsandsteins und ihre Beziehung zur tektonischen Entwicklung der Nordschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 80/2, 383–395.
- REICHENBACHER, B., KÄLIN, D. & JOST, J. (2005): A fourth St. Gallen Formation cycle (?) in the Karpatian Upper Marine Molasse of central Switzerland. – *Fazies* 50, 160–172.
- REMANE, J., ADATTE, T., BERGER, J.-P., BURKHALTER, R., DALL'AGNOLO, S., DECROUEZ, D., FISCHER, H., FUNK, H., FURRER, H., GRAF, H. R., GOUFFON, Y., HECKENDORN, W. & WINKLER, W. (2005): Richtlinien zur stratigraphischen Nomenklatur. Schweizerisches Komitee für Stratigraphie. – *Eclogae geol. Helv.* 98/3, 385–405.
- RICHMOND, G. M. (1996): The INQUA-approved provisional Lower-Middle Pleistocene boundary. In: TURNER, C. (Ed.): *The Early Middle Pleistocene in Europe* (p. 319–327). – Balkema, Rotterdam, Brookfield.
- RICK, B. (1996): Ingenieurgeologische Beobachtungen beim Vortrieb des Habsburgtunnels. – *Bull. angew. Geol.* 1/2, 99–112.
- (1999): Thermalquellen Baden/Ennetbaden: Erhebungen über chemische Analysen und deren statistische Auswertung (hydrogeologischer Bericht). – Unpubl. Ber. Dr. von Moos AG, Zürich, Nr. 6436, 29. Oktober 1999.
- (2006): Von heissen Quellen und Baugruben. In: *Einwohnergemeinde Ennetbaden, Gemeinderat (Hrsg.): Die Kern- und Bäderumfahrung. Ennetbaden auf der Suche nach seiner Zukunft (S. 9–24).* – hier + jetzt, Baden.
- RICK, B. & HENZEN, M. (2006): Kern- und Bäderumfahrung Ennetbaden, Überwachung der Thermen Baden/Ennetbaden: Messperiode November 2005 – Mai 2006 (mit Quellschütungsdaten 1993–2006). – Unpubl. Ber. Dr. von Moos AG, Zürich, Nr. 7200-6, 6. Juni 2006.
- RIEGRAF, W. (1985): Mikrofauna, Biostratigraphie und Fazies im unteren Toarcium Südwestdeutschlands und Vergleiche mit benachbarten Gebieten. – *Tübinger mikropaläont. Mitt.* 3.
- RIEGRAF, W., GÜNTHER, W. & LÖRCHER, F. (1984): Der Posidonienschiefer: Biostratigraphie, Fauna und Fazies des südwestdeutschen Untertoarciums (Lias ϵ). – Enke, Stuttgart.
- ROSSELET, C. (1991): Die Fauna der Spaltenfüllungen von Dielsdorf (Eozän, Kanton Zürich). – *Documenta naturae* 64, 1–177.

- RÜTIMEYER, L. (1862): Eocaene Säugethiere aus dem Gebiet des Schweizerischen Jura. – N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw. 19.
- (1891): Die eocäne Säugethier-Welt von Egerkingen. – Schweiz. paläont. Abh. 18.
- RYBACH, L. (1962): Refraktionsseismische Untersuchungen im Raum Aare-, Limmat- und Surbtal. – Beitr. Geol. Schweiz, Geophys. 5.
- SCHINDLER, C. (1967): Zur Geologie des Gebietes südlich von Baden (Aargau). – Eclogae geol. Helv. 60/1, 81–91.
- (1977): Zur Geologie von Baden und seiner Umgebung. – Beitr. Geol. Schweiz, klein. Mitt. 67, 109–160.
- (2004): Zum Quartär des Linthgebiets zwischen Luchsingen, dem Walensee und dem Zürcher Obersee. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 169.
- SCHLEGELMILCH, R. (1985): Die Ammoniten des süddeutschen Doggers. – Gustav Fischer, Stuttgart, New York.
- SCHLÜCHTER, C. (1988): Neue geologische Beobachtungen bei der Mammutfundstelle in Niederweningen (Kt. Zürich). – Vjschr. natf. Ges. Zürich 133/2, 99–108.
- SCHMASSMANN, H. (1945): Stratigraphie des mittlern Doggers der Nordschweiz. – Tätber. natf. Ges. Basell. 14 (1944), 13–180.
- SCHMASSMANN, H., BALDERER, W., KANZ, W. & PEKDEGER, A. (1984): Beschaffenheit der Tiefgrundwässer in der zentralen Nordschweiz und angrenzenden Gebieten. – Nagra tech. Ber. NTB 84-21.
- SCHMIDT-KITTLER, N. (1987): European reference levels and correlation tables. In: International symposium on mammalian biostratigraphy and paleoecology of the European Paleogene. Mainz, February 18th–21st 1987. – Münchner geowiss. Abh. (A) 10, 13–30.
- SCHREINER, A. (1965): Die Juranagelfluh im Hegau. – Jb. geol. Landesamt Bad.-Württemb. 7, 303–354.
- SENFLEBEN, G. (1923): Beiträge zur geologischen Erkenntnis der Westlägern und ihrer Umgebung. – Diss. Univ. Zürich.
- (1924): Erläuterungen zur geologischen Karte der West-Lägern und ihrer Umgebung in 1:10 000. – Kartogr. Anst. J. Flach, Männedorf.
- SITTLER C. (1965): Le paléogène des fossés rhénan et rhodanien. – Mem. Serv. Carte géol. Alsace Lorraine 24, Strasbourg.
- (1969): L'éocène dans le fossé rhénan. – Mém. Bur. Rech. géol. min. 69, 371–383.
- STEHLIN, H. G. (1903): Die Säugetiere des schweizerischen Eocaens: Critischer Catalog der Materialien. 1. Teil: Die Fundorte. Die Sammlungen. – Chasmothierium. – Lophiodon. – Abh. schweiz. paläont. Ges. 30.
- STEININGER, F. (1999): Chronostratigraphy, geochronology and biochronology of the «European land mammal mega-zones» (ELMMZ) and the Miocene «mammal-zones (MN-zones)» – In: RÖSSNER, G. E. & HEISSIG, K. (Ed.): The Miocene land mammals of Europe (p. 9–24). – Friedrich Pfeil, München.
- SUPPE, J. & MEDWEDEFF, D. A. (1990): Geometry and kinematics of fault-propagation folding. – Eclogae geol. Helv. 83/3, 409–454.
- SUTER, H. & HANTKE, R. (1962): Geologie des Kantons Zürich. – Leemann, Zürich.
- THURY, M., GAUTSCHI, A., MAZUREK, M., MÜLLER, W. H., NAEF, H., PEARSON, F. J., VOMVORIS, S. & WILSON, W. (1994): Geology and hydrogeology of the crystalline basement of northern Switzerland. – Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol. 18 (auch: Nagra tech. Ber. NTB 93-01).
- TRÖSTER, J. (1987): Biostratigraphie des Obertoarcium und der Toarcium/Aalenium-Grenze der Bohrungen Weiach, Beznau, Riniken und Schafisheim (Nordschweiz). – Eclogae geol. Helv. 80/2, 431–448.

- TÜTKEN, T., FURRER, H. & VENNEMANN, T.W. (2007): Stable isotope compositions of mammoth teeth from Niederweningen, Switzerland: implications for the Late Pleistocene climate, environment, and diet. – *Quaternary int.* 164–165, 139–150.
- VILLINGER, E. (1986): Untersuchungen zur Flussgeschichte von Aare-Donau/Alpenrhein und zur Entwicklung des Malm-Karsts in Südwestdeutschland – *Jh. geol. Landesamt Bad.-Württemb.* 28, 297–362.
- (1998): Zur Flussgeschichte von Rhein und Donau in Südwestdeutschland – *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.]* 80, 361–398.
- WAGNER, G. (1923): Rhein und Donau. – *Aus der Heimat* 36, 89–101.
- WEGMÜLLER, S. (1992): Vegetationsgeschichtliche und stratigraphische Untersuchungen an Schieferkohlen des nördlichen Alpenvorlandes – *Denkschr. schweiz. Akad. Natwiss.* 102.
- WELTEN, M. (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 156.
- (1988): Neue pollenanalytische Ergebnisse über das Jüngere Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz (Mittel- und Jungpleistozän). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 162.
- WETZEL, A. (2000): Faziesentwicklung und Sedimentation in einem epikontinentalen Flachmeer – Beispiele aus dem Jura der Nordwest-Schweiz. (Exkursion B1 u. B2, 27./28.4.2000). – *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.]* 82, 29–40.
- WETZEL, A., ALLENBACH, R. & ALLIA, V. (2003): Reactivated basement structures affecting the sedimentary facies in a tectonically «quiescent» epicontinental basin: an example from NW Switzerland. – *Sediment. Geol.* 157, 153–172.
- WETZEL, A. & ALLIA, V. (2000): The significance of hiatus beds in shallow-water mudstones: an example from the Middle Jurassic of Switzerland. – *J. sedimentol. Res.* 70/1, 170–180.
- (2003): Der Opalinuston in der Nordschweiz: Lithologie und Ablagerungsgeschichte. – *Eclogae geol. Helv.* 96/3, 451–469.
- WILD, R. (1968): Ein Humerus-Rest eines Plesiosauriers aus dem Oberen Lias von Baden (Kt. Aargau). – *Eclogae geol. Helv.* 61/2, 581–591.
- WILDI, W. (1975): Die Mettauer Überschiebung im Aargauischen Tafeljura (Nordschweiz). – *Eclogae geol. Helv.* 68/3, 483–489.
- (1976): Die Molluskenfauna des Gansinger Dolomites (Trias, Karnian, Mittlerer Keuper) im aargauischen Tafeljura (Nordschweiz). – *Eclogae geol. Helv.* 69/3, 671–684.
- WURSTER, P. (1968): Paläogeographie der deutschen Trias und die paläogeographische Orientierung der Lettenkohle in Südwestdeutschland. – *Eclogae geol. Helv.* 61/1, 157–166.
- WULLSCHLEGER, E. (2005): Das Bohnerz von Küttigen – Entstehung, Fossilien- und Mineralgehalt. – *Mitt. aargau. natf. Ges.* 36, 27–60.
- ZORN, P.A. & JAFFÉ, F.C. (1983): Les variations du débit des sources thermales de Baden (Canton d'Argovie, Suisse). – *Eclogae geol. Helv.* 76/2, 451–463.

GEOLOGISCHE KARTEN

Geologische Generalkarte der Schweiz 1: 200 000

- Blatt 2 Basel–Bern, von A. BUXTORF & P. CHRIST, 1942.
 Blatt 3 Zürich–Glarus, von A. BUXTORF, P. CHRIST & W. NABHOLZ, 1950.

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

- Blatt III Liestal–Schaffhausen (2. Aufl.), von C. MOESCH, U. STUTZ & W. VOGELANG, 1867.
 Blatt VIII Aarau–Luzern–Zug–Zürich (2. Aufl.), von A. AEPPLI, E. BAUMBERGER, E. BLÖSCH
 et al., 1913.

Geologischer Atlas der Schweiz 1: 25 000

- Nr. 50 Wohlen (LK 1090), von H. JÄCKLI, 1966.
 Nr. 90 Zürich (LK 1091), von N. PAVONI, H. JÄCKLI & C. SCHINDLER, 1992.
 Nr. 102 Zurzach (LK 1050), von F. MATOUSEK, M. WANNER, A. BAUMANN, H. R. GRAF,
 R. NÜESCH & T. BITTERLI, 2000.
 Nr. 110 Frick-Laufenburg (LK 1069/1049), von P. DIEBOLD, P. BITTERLI-BRUNNER &
 H. NAEF, 2005.

Geologische Spezialkarten

- Nr. 2 Geologische Karte der Umgebung von Brugg (Aargau), 1:25 000, von C. MOESCH,
 1867.
 Nr. 11 Karte der fluvioglacialen Ablagerungen in der Nordschweiz, 1:100 000, von L. DU
 PASQUIER, 1891.
 Nr. 12 Der Niederterrassenschotter ausserhalb der inneren Moränen, 1:250 000, von L. DU
 PASQUIER, 1891.
 Nr. 25 Geologische Karte der Lägerkette, 1:25 000, von F. MÜHLBERG, 1901.
 Nr. 31 Geologische Karte des unteren Aare-, Reuss- und Limmat-Tales, 1:25 000, von
 F. MÜHLBERG, 1904.
 Nr. 36 Kaiserstuhl, 1:25 000, von J. HUG, 1905.
 Nr. 45 Geologische Karte der Umgebung von Aarau, 1:25 000, von F. MÜHLBERG, 1908.
 Nr. 121 Geologische Karte der Zentralen Nordschweiz, 1:100 000, von A. ISLER, F. PAS-
 QUIER & M. HUBER, 1984.

Geologische Übersichtskarte von Baden-Württemberg 1: 200 000

- Blatt 3 1931, 3. Auflage 1962.

Geologische Karte von Baden-Württemberg 1: 25 000

- Nr. 8414 Laufenburg (Baden), 2. ergänzte Ausgabe 2004.
 Nr. 8415 Küssaberg-Dangstetten, 1. vorläufige Ausgabe 1997.
 Nr. 8416 Hohentengen am Hochrhein, 1. Ausgabe 1998.

Geologische Karten mit offizieller topografischer Grundlage

- A₁ AMSLER, A. (1915): Tektonische Karte des Staffelegg-Gebietes, 1:25 000. In: Tektonik des Staffelegg-Gebietes und Betrachtungen über Bau und Entstehung des Jura-Ostendes. – *Ecolgae geol. Helv.* 13/4, Taf. 13.
- A₂ AMSLER, A. (1962): Geologische Karte des Eisenoolith-Gebietes von Herznach–Wölflinswil, 1:25 000. In: FEHLMANN, H. & RICKENBACH, E.: Die eisenhaltigen Doggererze der Schweiz. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 13/7, Taf. 1.
- B BADER, F. (1925): Geologische Karte des Tafeljura zwischen Aare und Rhein, 1:25 000. In: BADER, F.: Beiträge zur Geologie des nördlichen Tafeljura zwischen Aare und Rhein. – *Diss. Univ. Zürich.*
- D DONATSCH, J., WALDER, R., BLASER, W. & MÄRKI, E. (1981): Geologische Karte der Umgebung des Kernkraftwerkes Leibstadt, 1:40 000. In: Die Grundwasserverhältnisse im Rheintal beim Kernkraftwerk Leibstadt. – *Gas, Wasser, Abwasser* 61–62, Taf. 1.
- H HANTKE, R. und Mitarbeiter (1967): Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete, 1:50 000. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 112/2, 2 Bl.
- IR Interreg II (2001): Grundwasserleiter Hochrhein, Abgedeckte Geologie und Aquiferbasis, 1:25 000. – Landratamt Waldshut.
- M MÜHLBERG, F. (1896): Geologische Karte der Umgebung von Aarau, 1:25 000. In: Der Boden von Aarau. – *Festschr. z. Eröffnung des neuen Kantonsschulgebäudes in Aarau*, Taf. 5.
- S SUTER, H. (1939): Geologische Karte des Kantons Zürich und der Nachbargebiete, 1:150 000. – In: SUTER, H.: Führer durch Zürich und Umgebung III. Geologie von Zürich – *Nat. Ver. Lehrver. Zürich und geol. Ges. Zürich.*

Sonstige Publikationen

- FAL (1996): Bodenkarte Blatt 1070 Baden, 1:25 000. – Eidg. Forschungsanst. Agrarökol. Landbau, Zürich.
- JÄCKLI AG (1993): Blatt Baden. – Kanton Aargau, Grundwasserkarte 1:25 000. Baudept. Kt. Aargau, Abt. Umweltschutz.
- NOTZ, R. (1924): Geologische Karte der Ost-Lägern, 1:25 000. – In NOTZ, R.: Geologische Untersuchungen an der östlichen Lägern – *Diss. Univ. Zürich.*
- SCHINDLER, C. (1977): Baugrunderkarte von Baden, 1:10 000, 2 Bl. – In: SCHINDLER, C.: Zur Geologie von Baden und Umgebung. – *Beitr. Geol. Schweiz, klein. Mitt.* 67.
- SENFLEBEN, G. (1923): Geologische Karte der West-Lägern, 1:10 000. – In SENFLEBEN, G.: Beiträge zur geologischen Erkenntnis der Westlägern und ihrer Umgebung. – *Diss. Univ. Zürich.*

Unpublizierte geologische Karten¹⁾

- ABBASSI, E. (1987): Geologische Karte des Villiger Geissberges, 1:10 000. – In: ABBASSI, E.: Geologische Untersuchungen am Villiger Geissberg. – *Unpubl. Diplomarb. Univ. Zürich.*
- GYGI, R. (1961): Geologische Aufnahme des Kestenberges und seiner Umgebung, 1:5 000. – *Unpubl. Diplomkartierung, Arch. Landesgeol.*
- KÜHNHARDT, M. (1991): Geologische Karte des Gebietes südlich von Würenlingen, 1:5 000. – In: KÜHNHARDT, M.: Die Geologie des Gebietes südlich von Würenlingen. – *Unpubl. Diplomarb. Univ. Zürich.*
- MOOS AG, VON (1979): Geologische Karte im Raume Schinznach-Bad-Habsburg-Hausen, 1:5 000. – *Unpubl. Gutachten z.H. Baudept. Kt. Aargau, Abt. Tiefbau, Aarau.*

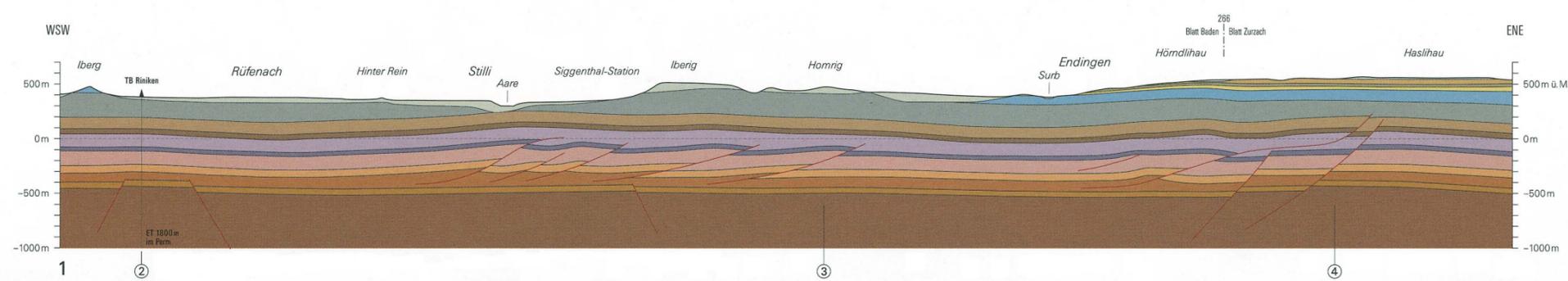
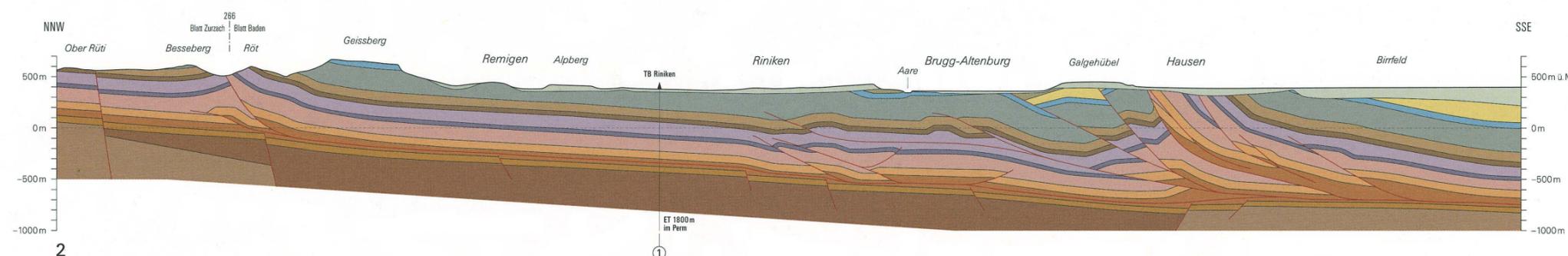
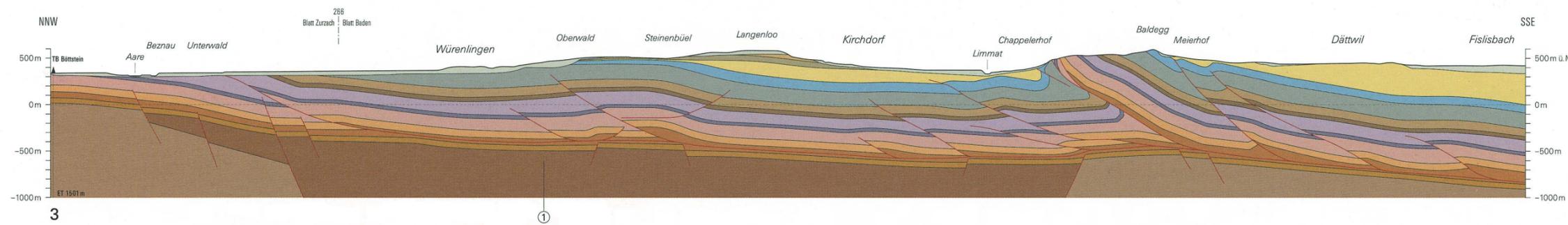
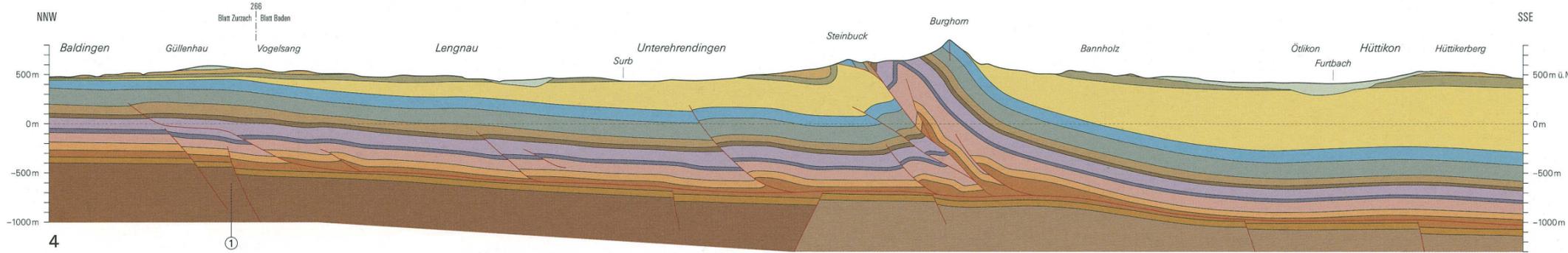
¹⁾ Die Liste erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit.

Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Baden

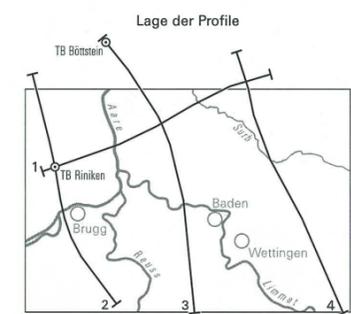
von
Heinrich Naef

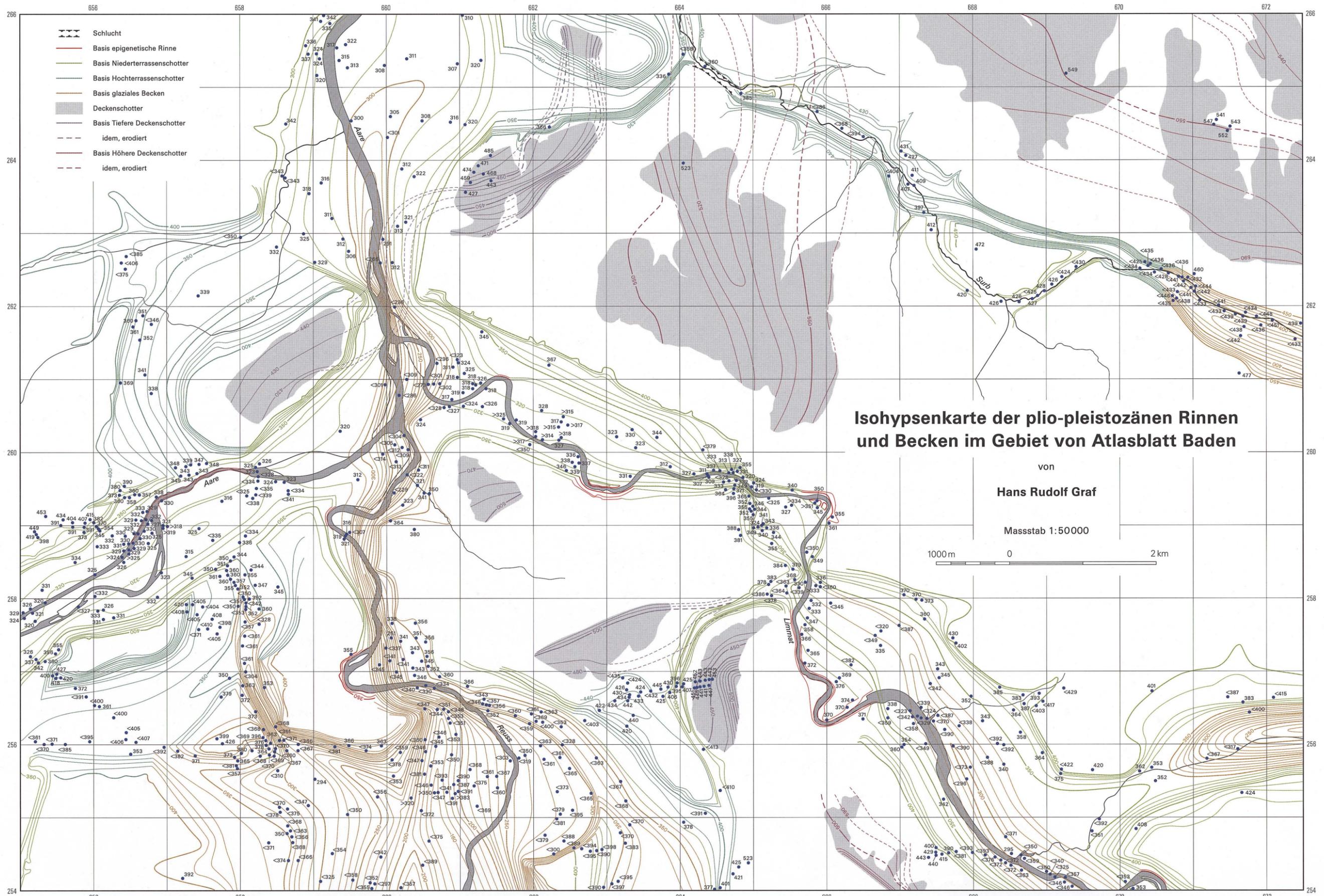
unter Verwendung von Angaben von
Peter Diebold, Thomas Bitterli † und Hans Rudolf Graf

Massstab 1:50000



- Quartär (inkl. Spätes Pliozän)**
 - Höhere Deckenschotter – holozäne Bildungen
- Tertiär**
 - Obere Süsswassermolasse
 - Obere Meeresmolasse
 - Untere Süsswassermolasse
- Jura**
 - Villigen- und Burghorn-Formation
 - Wildeggen-Formation
 - Klingnau-Formation und «oberer Dogger»
 - Passwang-Formation p.p.
 - Opalinus-Ton
 - Lias
- Trias**
 - Keuper
 - Hauptmuschelkalk und Trigonodus-Dolomit
 - Anhydritgruppe
 - Buntsandstein und Wellengebirge
- Perm**
 - Rotliegendes
- Kristallines Grundgebirge**
 - Prävariszische Gneise, (ultra)mafische Gesteine, variszische Granite





Isohypsenkarte der plio-pleistozänen Rinnen und Becken im Gebiet von Atlasblatt Baden

von
Hans Rudolf Graf

Masstab 1:50000

