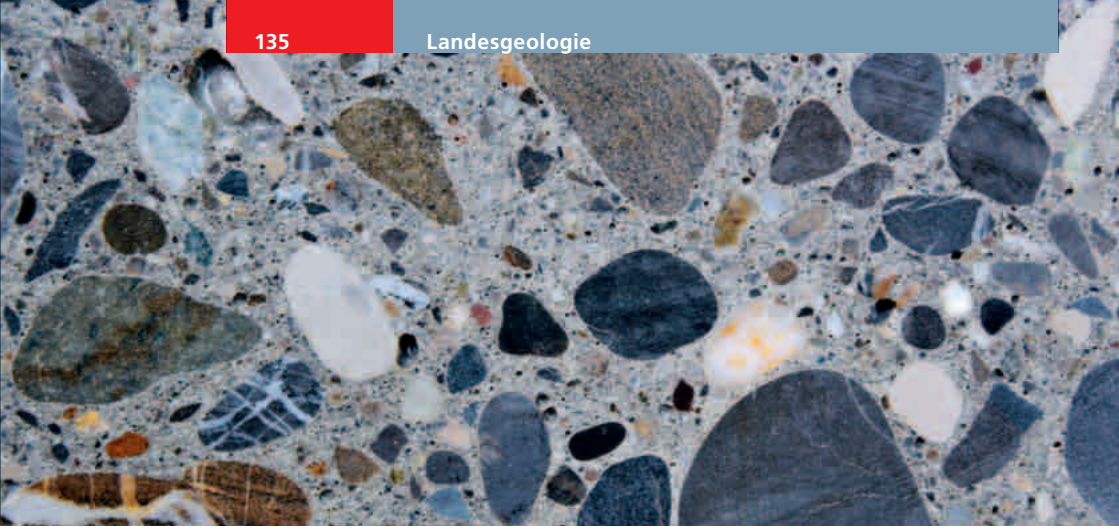


Geologischer Atlas der Schweiz
Atlas géologique de la Suisse
Atlante geologico della Svizzera

1:25 000

1089 Aarau

Erläuterungen

PETER JORDAN, HANS RUDOLF GRAF,
MARK EBERHARD, JÜRG JOST,
DANIEL KÄLIN und PETER H. BITTERLI-DREHER

2011

Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

135

Geologischer Atlas der Schweiz
Atlas géologique de la Suisse
Atlante geologico della Svizzera

1:25 000

1089 Aarau

Erläuterungen

24 Textfiguren, 2 Tabellen und 4 Tafelbeilagen

PETER JORDAN, HANS RUDOLF GRAF,
MARK EBERHARD, JÜRG JOST,
DANIEL KÄLIN und PETER H. BITTERLI-DREHER

2011

Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte
JORDAN, P., EBERHARD, M., GRAF, H. R., DIEBOLD, P., JOST, J. & SCHÜRCH, R. (2011): Blatt 1089 Aarau. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Karte *135*.

Erläuterungen
JORDAN, P., GRAF, H. R., EBERHARD, M., JOST, J., KÄLIN, D. & BITTERLI-DREHER, P. H. (2011): Blatt 1089 Aarau. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Erläut. *135*.

Titelbilder

Umschlag
Der Kondensationshorizont an der Grenze zwischen dem Mittleren und dem Späten Jura (Dogger/Malm), der die Zeitspanne zwischen dem Mittleren Bathonien und dem Mittleren Oxfordien repräsentiert. Die Aufnahme ist in die Horizontale rotiert. Steinbruch Chalch/Schümel, Koord. 655.780/253.500. Foto R. Burkhalter, 2011.

Erläuterungen
Beton, das Produkt aus den beiden bedeutendsten im Gebiet von Blatt Aarau abgebauten mineralischen Rohstoffen. Foto L. Burkhalter, 2012.

Herausgeber

© 2011, 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 978-3-302-40052-5

FSC
www.fsc.org
MIX
Papier aus verantwortungsvollen Quellen
FSC® C030149

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort ... 4

Résumé ... 5
Riassunto ... 6
Summary ... 7

Geologische und geomorphologische Übersicht ... 9

Stratigraphie ... 11

- Kristallines Grundgebirge ... 11
- Karbon – Perm ... 11
- Trias ... 11
  - Buntsandstein ... 12
  - Muschelkalk ... 13
  - Keuper ... 20
- Jura ... 25
  - Früher Jura (Lias) ... 26
  - Mittlerer Jura (Dogger) ... 31
  - Später Jura (Malm) ... 44
- Paläogen – Neogen ... 52
  - Eozän ... 52
  - Oligozän – Miozän ... 53
- Quartär ... 67
  - Pleistozän ... 68
  - Pleistozän oder Holozän ... 81
  - Holozän ... 85
  - Geröllpetrographie der pleistozänen Schotter und Tille ... 86

Felsoberfläche ... 91

Tektonik ... 93

- Tafeljura ... 95
- Vorfaltenzone ... 97
- Faltenjura und angrenzendes Molassebecken ... 98
- Geologische Profile ... 117

Hydrogeologie ... 118

Mineralische Rohstoffe ... 125

Historische Objekte ... 134

Tiefbohrungen ... 135

Literaturverzeichnis ... 137

Geologische Karten ... 149

Anhang ... 153

VORWORT

Aarau, das Blatt Nr. 135 des Geologischen Atlas der Schweiz 1: 25 000, liefert eine aktuelle, umfassende und detaillierte Bestandesaufnahme der geologischen Verhältnisse in der Region der Aargauer Kantonshauptstadt.

1988 begann PD Dr. Peter Jordan als externer Mitarbeiter der Geologischen Landesaufnahme mit der geologischen Aufnahme des Westteils des Kartengebiets nördlich der Aare. 1993–1998 kam Dr. Peter Diebold hinzu, der den Ostteil nördlich der Aare kartierte. 2006 erteilte die Landesgeologie P. Jordan (Böhringer AG), Dr. Mark Eberhard (Eberhard & Partner AG) und Dr. Hans Rudolf Graf (Matousek, Baumann & Niggli AG, heute Dr. von Moos AG) den Auftrag zur Kartierung des verbleibenden Kartengebiets. Parallel dazu führte H. R. Graf ein Forschungsprojekt der Landesgeologie zum Thema «Quartärstratigraphie im Gebiet von Aarau» durch, mit welchem er seine Arbeiten in der Nordschweiz nach Westen ausdehnte. Dipl. Geol. René Schürch trug 2003 die Darstellung alter Flussläufe und Materialabbaustellen bei. 2009–2011 überarbeitete Jürg Jost, gestützt auf Kleinsäugerzähne, die Stratigraphie der OMM und der OSM. Die Autoren des vorliegenden Erläuterungshefts verfassten folgende Kapitel: P. Jordan: Mesozoikum, Tektonik, Hydrogeologie, mineralische Rohstoffe; H. R. Graf: Quartär, Geröllpetrographie, Felsoberfläche, M. Eberhard: Grundlagen zu Paläogen–Neogen, Quartär, Tektonik, Hydrogeologie; J. Jost und Dr. D. Kälin: Paläogen–Neogen; Dr. Peter Bitterli-Dreher: Ifenthal-Formation. Dr. Reto Burkhalter unterzog die Karte und die Erläuterungen einer umfassenden redaktionellen Bearbeitung und steuerte zudem das Kapitel historische Objekte sowie Ergänzungen zum Kapitel Quartär bei.

Im Namen der Schweizerischen Geologischen Kommission begutachteten Prof. Dr. Adrian Pfiffner, Dr. Hans-Rudolf Bläsi (beide Universität Bern) und Dr. Hans Burger (Abteilung für Umwelt des Kantons Aargau) den Inhalt der Karte und der Erläuterungen, wobei insbesondere H. Burger eine Vielzahl von Bohrdaten und weiteren Informationen beisteuerte. Dr. Andreas Gautschi und Dr. Michael Schnellmann (Nagra) stellten den Autoren umfangreiche Unterlagen zur Verfügung. Weitere Beiträge lieferten ausserdem Dr. Monika Schaub, Dr. Heike Willenberg, Dr. Werner Heckendorn, P. Bitterli-Dreher, D. Kälin, PD Dr. Oliver Kempf, Dr. Yves Gouffon, dipl. Geol. Alessia Vandelli und Dr. Stefan Strasky.

Die kartografischen Arbeiten führte Hans-Peter Sahrhage (Geomap AG) aus; unterstützt wurde er dabei von Bruno Reber, Andreas Baumeler und Dr. Stephan Dall'Agnolo. Die Textfiguren und Tafeln wurden von B. Reber, Daniel Locher und R. Burkhalter grafisch bearbeitet, 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.

April 2012

Bundesamt für Landestopografie
Geologische Landesaufnahme

RÉSUMÉ

La région de la feuille Aarau de l'Atlas géologique de la Suisse 1: 25 000 présente les éléments structuraux suivants, du sud au nord: le bassin molassique, le Jura plissé y compris l'anticlinal du Born-Engelberg et, tout au nord-ouest, le chevauchement principal du Jura, la «Vorfaltenzone» et le Jura tabulaire. Le Jura plissé consiste ici en synclinaux tabulaires de forme rhomboédrique, limités par des failles inverses et des anticlinaux; juste au-dessus du chevauchement principal, il comprend une zone d'écailles.

Les plus anciennes roches de la région sont situées sous la surface de décollement basale du Jura; leur âge s'étend du Paléozoïque au Trias moyen. Elles n'apparaissent nulle part en surface mais ont été reconnues par forages. Il s'agit de roches du socle cristallin, de remplissages siliciclastiques de grabens ainsi que d'une mince couche de sédiments siliciclastiques et carbonatés sus-jacente et discordante.

La succession des roches mésozoïques, que l'on peut observer en surface, comprend principalement une alternance de calcaires et de marnes, avec une proportion subordonnée de grès et d'évaporites; son âge va du Trias moyen au Jurassique tardif. Lors de la compression alpine, active depuis le Miocène tardif, les évaporites du Trias moyen ont servi de niveau de décollement principal au Jura plissé. Cette succession plonge actuellement de façon générale vers l'est et le sud-est.

La pile de roches mésozoïques est surmontée par la Molasse d'eau douce inférieure (USM), déposée de l'Oligocène au Miocène, suivie par la Molasse marine supérieure (OMM) et la Molasse d'eau douce supérieure (OSM) déposées au Miocène et affleurant dans la partie sud-est de la région couverte par la carte. Cette Molasse du Plateau consiste essentiellement en sédiments siliciclastiques à grain fin à moyen et son épaisseur croit rapidement en direction du centre de son bassin. L'OSM se rencontre également dans le secteur occupé par le Jura tabulaire, en compagnie de sédiments terrigènes contemporains de l'OMM.

La plus grande partie de la surface de la région représentée sur la carte Aarau est toutefois recouverte par les roches meubles du Quaternaire. Le Pléistocène précoce n'est représenté que localement par quelques restes des «Deckenschotter» inférieurs. Au Pléistocène moyen, un profond bassin glaciaire, d'orientation nord-sud et au remplissage complexe, a été creusé par le lobe du Seetal du glacier de la Reuss, dans la partie orientale de la carte. Il se poursuit vers le nord dans le Jura plissé tout en s'élargissant à l'est et à l'ouest. Au cours des glaciations du Pléistocène moyen, des corps graveleux étendus et épais («Hochterrasse») ainsi que des sédiments glaciaires ont été déposés puis partiellement érodés par les différentes avancées du glacier de la Reuss et aussi parfois du glacier Aar-Rhône ou valaisan (SCHLÜCHTER 2009). L'interprétation géologique de ces sédiments quaternaires a beaucoup varié au cours du temps et, actuellement, leur origine et leur âge ne sont pas encore définitivement déterminés. Pendant le dernier maximum glaciaire, au

Pléistocène tardif (glaciation du Birrfeld), le glacier de la Reuss a atteint le coin sud-est du secteur de la carte à Seon. Les graviers déposés alors forment les vastes plaines en terrasses («Niederterrasse») sur lesquelles sont construits la plupart des villages et des voies de communication.

Les principales ressources minérales de la région de la feuille Aarau sont les sables et graviers pléistocènes (env. 550 000 m^3 exploités en 2010) et les matières premières pour l'industrie du ciment. Autrefois, c'était le minerai de fer extrait des oolites ferrugineuses du Jurassique moyen et des pisolites ferrugineuses de l'Eocène («Bohnerz»).

RIASSUNTO

La regione del foglio Aarau dell'Atlante geologico della Svizzera 1:25 000 presenta gli elementi strutturali seguenti, da sud verso nord: il bacino molassico, il Giura a pieghe che comprende l'anticlinale del Born-Engelberg e, completamente a nord-ovest, il sovrascorrimento principale del Giura, la «Vorfaltenzone» e il Giura tabulare. Qui il Giura a pieghe è costituito di sinclinali tabulari di forma romboedrica, delimitati da faglie inverse e da anticlinali; appena sopra il sovrascorrimento principale, questa unità comprende une zona di scaglie.

Le rocce più antiche della regione, la cui età si estende dal Paleozoico al Triassico Medio, sono situate sotto la superficie di sovrascorrimento basale del Giura. Queste non sono mai affioranti, ma sono state riconosciute tramite i sondaggi. Si tratta di rocce del basamento cristallino e di riempimento silicoclastico dei graben; esse sono sovrastate da un sottile strato discordante di sedimenti silicoclastici e carbonatici. La successione di rocce mesozoiche che si possono osservare in superficie comprende principalmente un'alternanza di calcari e marne con una proporzione secondaria di arenarie e di evaporiti. La sua età va dal Triassico Medio al Tardo Giurassico. Durante la compressione alpina, attiva dal Tardo Miocene, le evaporiti del Triassico Medio sono state utilizzate come superficie di sovrascorrimento principale per il Giura a pieghe.

In generale, questa successione s'immerge attualmente verso l'est ed il sud-est ed è sormontata dalla Molassa d'acqua dolce inferiore (USM), depositata dall'Oligocene al Miocene, seguita dalla Molassa marina superiore (OMM) e la Molassa d'acqua dolce superiore (OSM) depositate durante il Miocene e affioranti nella parte sud-est della regione coperta dalla carta. Questa Molassa dell'Altipiano consiste essenzialmente in sedimenti silicoclastici a grana fine a media e il suo spessore aumenta rapidamente in direzione del centro del bacino. L'OSM s'incontra anche nel settore occupato dal Giura tabulare, accompagnato da sedimenti terrigeni contemporanei all'OMM.

La parte più grande della superficie della regione rappresentata sul foglio Aarau è tuttavia ricoperta dalle rocce mobili del Quaternario. Il Primo Pleistocene

è presente solo localmente sotto forma di qualche resto del «Deckenschotter» inferiore. Durante il Pleistocene Medio, il lobo del Seetal appartenente al ghiacciaio della Reuss ha scavato un profondo bacino glaciale d'orientamento nord-sud e dal riempimento complesso. Esso è visibile nella parte orientale della carta e prosegue verso nord nel Giura a pieghe allargandosi a est e a ovest. Nel corso delle glaciazioni del Pleistocene Medio sono stati depositati dei corpi ghiaiosi estesi e spessi («Hochterrasse») e dei sedimenti glaciali, in seguito parzialmente erosi, dai diversi avanzamenti del ghiacciaio della Reuss e a volte anche del ghiacciaio dell'Aar-Rodano o vallesano (SCHLÜCHTER 2009). L'interpretazione geologica di questi sedimenti quaternari ha subito molteplici cambiamenti nel corso del tempo e la loro origine ed età non sono tuttora determinate definitivamente. Durante l'ultimo massimo glaciale nel Tardo Pleistocene (era glaciale del Birrfeld), il ghiacciaio della Reuss raggiunse l'angolo sud-est del settore della carta a Seon. Le ghiaie depositate allora formano delle vaste pianure a terrazze («Niederterrasse»), sulle quali sono costruiti la maggior parte dei villaggi e delle vie di comunicazione.

Le principali risorse minerarie della regione del foglio Aarau sono le sabbie e ghiaie pleistoceniche (ca. 550 000 m^3 sfruttati nel 2010) e le materie prime per l'industria del cemento. Mentre una volta era il minerale del ferro estratto dalle ooliti ferruginose del Giurassico Medio e dalle pisoliti ferruginose dell'Eocene («Bohnerz»).

SUMMARY

In the area of the map sheet Aarau of the Geological Atlas of Switzerland 1: 25 000 the following structural elements can be discerned, from south to north: the Molasse basin (northern Alpine foreland basin), the Jura fold-and-thrust belt including the Born-Engelberg anticline, and, in the northwestern corner of the area, the Jura main thrust, the Vorfaltenzone and the Tabular Jura. The Jura fold-and-thrust belt consists of rhomb-shaped tabular synclines bounded by reverse faults and anticlines, and of a stack of imbricated thrust sheets overlying the Jura main thrust.

The oldest rocks in the area are situated beneath the basal Jura detachment horizon and are of Paleozoic to Middle Triassic age. These rocks are only known from borehole records. They are the crystalline basement, the siliciclastic infill of grabens, as well as discordantly overlying thin siliciclastic and carbonatic sedimentary rocks.

The Mesozoic succession outcropping at the earth's surface comprises rocks of Middle Triassic to Late Jurassic age. They mainly consist of an alternation of carbonates and marls, with subordinate sandstones and evaporites. During the Alpine compression, which has been active since the late Miocene, the Middle

Triassic evaporites have acted as the main detachment horizon of the Jura fold-and-thrust belt.

The Mesozoic rocks generally dip east- to southeastward and are overlain by the Oligocene to Miocene Lower Freshwater Molasse, on top of which follow the Miocene Upper Marine Molasse (OMM) and the Upper Freshwater Molasse (OSM) in the southeastern part of the map area. The Molasse mainly consists of fine- to medium-grained siliciclastics; its thickness increases rapidly towards the depocenter of the Molasse basin. The OSM also occurs in the map area occupied by the Tabular Jura, together with a thin terrestrial time-equivalent of the OMM.

The area of the map sheet Aarau is largely covered by Quaternary drift deposits. The Early Pleistocene is represented by local remnants of Lower Deckenschotter only. In Middle Pleistocene times a north–south oriented overdeepened glacial basin was formed by the Seetal lobe of the Reuss glacier, in the eastern part of the map area. Towards the north the basin extends into the Folded Jura and widens both west- and eastward; it yields a complex infill of Quaternary deposits. During the Middle Pleistocene glacials a number of large gravel bodies (Hochterrasse) and glacial sediments were deposited, and subsequently eroded in part, by several advances of the Reuss glacier, and at times also the Aare-Rhone or Valais glacier (SCHLÜCHTER 2009). The geological interpretation of the Quaternary deposits has undergone important changes, and even today the question about their formation and ages are not yet conclusively resolved. During the Late Pleistocene Last Glacial Maximum the Reuss glacier reached the southeastern corner of the map area. The gravels pertaining to this glacial form the extended terraces and valley floors (Niederterrasse) on which most of the larger villages and traffic routes in the Aarau area are constructed.

The most important mineral resources extracted in the map area are Pleistocene sands and gravels (exploitation 2010: c. 550 000 m^3), raw materials for the cement industry, and, in historic times, iron ore from Middle Jurassic oolithic ironstones and Eocene ferruginous pisolites (Bohnerz).

GEOLOGISCHE UND GEOMORPHOLOGISCHE ÜBERSICHT

Das landschaftliche Bild des Gebiets von Atlasblatt Aarau ist geprägt durch seine Lage im Übergangsbereich vom schweizerischen Mittelland zum Faltenjura. Das geomorphologisch dominierende Element bildet das breite Aaretal mit seinen ausgedehnten Randgebieten. Es folgt den südlichen Strukturen des Faltenjuras und nimmt die von Süden einmündenden Seitentäler von Suhre, Wyna und Aabach (Seetal) auf. Die Aare durchbricht südwestlich des Kartengebiets zwischen Aarburg und Olten die Born-Engelberg-Antiklinale, ein im Mittelland liegendes isoliertes Element des Juragebirges, das sich bis in den südwestlichen Teil des Atlasblattgebiets erstreckt. Im Winkel zwischen diesem Element und dem eigentlichen Faltenjura dehnt sich die von weiten Ebenen und sanften Hügeln geprägte Landschaft des Mittellandes aus. Nördlich der Aare hingegen herrscht ein von den markanten Kämmen des Faltenjuras relativ kleinräumig gegliedertes Landschaftsbild vor. Durch dieses Relief haben sich verschiedene Bäche (Rombach, Erzbach, Aabach) vornehmlich Richtung Süden ihren Weg gebahnt.

Im Gebiet von Blatt Aarau treten von Süden nach Norden folgende Strukturelemente auf: das Molassebecken, der Faltenjura und die Born-Engelberg-Antiklinale sowie, im äussersten Nordwesten des Kartengebietes, die Jurahauptüberschiebung, die Vorfaltenzone und der Tafeljura. Der Faltenjura ist aus rautenförmigen, durch Aufschiebungen und Antiklinalen begrenzten Synklinaltafeln und, im unmittelbar Hangenden der Jurahauptüberschiebung, einer Schuppenzone aufgebaut.

Die ältesten, paläozoischen bis mitteltriassischen, unterhalb des basalen Abscherhorizonts der Jurafaltung gelegenen Gesteine treten nirgends an die Oberfläche; sie sind lediglich aus Tiefbohrungen bekannt. Es handelt sich dabei um das kristalline Grundgebirge, die siliziklastische Füllung von darin eingetieften und während der variszischen Orogenese eingeengten Gräben und diskordant darüber folgende geringmächtige siliziklastische und karbonatische Sedimentgesteine der Frühen und Mittleren Trias. Die an der Erdoberfläche aufgeschlossene mesozoische Abfolge umfasst Sedimentgesteine von der Mittleren Trias bis in den Späten Jura; im Wesentlichen handelt es sich um eine Wechselfolge von Karbonaten und Mergeln, mit untergeordnet Sandsteinen sowie Evaporiten. Die Evaporite der Mittleren Trias dienten während der vom späten Miozän an aktiven alpinen Kompression als hauptsächlicher Abscherhorizont des Faltenjuras.

Auf der allgemein gegen Osten und Südosten abtauchenden mesozoischen Abfolge sowie in der Thalheim-Veltheim-Synklinaltafel liegt die oligozäne bis miozäne Untere Süsswassermolasse, die im Südosten des Kartengebiets von miozäner Oberer Meeresmolasse und Oberer Süsswassermolasse überlagert wird. Die Mächtigkeit der hauptsächlich aus fein- bis mittelkörnigen Siliziklastika bestehenden mittelländischen Molasse nimmt beckenwärts markant zu. Die Obere Süss-

wassermolasse tritt, zusammen mit einem geringmächtigen terrestrischen zeitlichen Äquivalent der Oberen Meeresmolasse, auch im Tafeljuraanteil des Kartengebietes auf.

Der grösste Teil der Oberfläche des Gebietes von Blatt Aarau wird von quartären Lockergesteinen eingenommen. Das Frühe Pleistozän ist nur durch lokal erhalten gebliebene Relikte von Tieferem Deckenschotter vertreten. Im Mittleren Pleistozän entstand im Osten des Kartengebiets, im Bereich der Seetalzunge des Reussgletschers, ein tiefes, Nord–Süd verlaufendes glaziales Becken mit komplexer Lockergesteinsfüllung. Es erstreckt sich bei gleichzeitiger Ausweitung gegen Westen und Osten nordwärts bis in den Durchbruch der Aare durch den Faltenjura. Während der mittelpleistozänen Eiszeiten wurden im Gebiet von Blatt Aarau als Folge mehrerer Vorstösse des Reussgletschers – und phasenweise des Aare-Rhone- bzw. Walliser Gletschers (SCHLÜCHTER 2009) – wiederholt ausgedehnte und mächtige Schotterkörper (Hochterrasse) und Gletschersedimente abgelagert und teilweise wieder erodiert. Ihre Reste finden sich nicht nur in den heutigen Tälern, sondern auch auf den Hochflächen. Die erdgeschichtliche Deutung dieser Ablagerungen hat bedeutende Wandlungen mitgemacht; auch heute sind ihre Entstehung und ihr Alter noch nicht abschliessend geklärt. Während des Maximums der spätpleistozänen Letzten Eiszeit (Birrfeld-Eiszeit) erreichte der Reussgletscher die Südostecke des Kartengebietes bei Seon. Es sind vor allem die Niederterrassenschotter dieser Eiszeit, welche die weiten Talebenen und Terrassen aufbauen, auf denen die meisten der grösseren Ortschaften im Gebiet von Blatt Aarau entstanden.

Schliesslich sind es die Verwitterungsprodukte von Fels und Lockergestein, welche die Hänge und Hangfussbereiche der Erhebungen bedecken. Besonders dort, wo der Einfluss der letzten Eiszeit nicht hinreichte, also im Gebiet der Molassehügel im Südosten und im Faltenjura im Nordwesten, liegen mächtige und komplex aufgebaute Deckschichten vor. Diese bestehen nicht selten aus einer heterogenen Abfolge von Solifluktionsschutt, Ablagerungen von Hangmuren und Murgängen, Rutschungsmaterial und anderem.

Besonders das Aaretal hat wesentliche Umgestaltungen durch den Menschen erfahren. Einerseits wurde die Aare mittels Dammbauwerken begradigt, anderseits wurden neue Kanäle für Kraftwerke erstellt. Ausserdem verlaufen zahlreiche Abschnitte von Strassen und Bahnlinien auf künstlichen Dämmen.

STRATIGRAPHIE

KRISTALLINES GRUNDGEBIRGE

Das kristalline Grundgebirge ist im Kartengebiet und dessen Umgebung nur aus Tiefbohrungen bekannt. Im Blattgebiet selber liegt die Bohrung Schafisheim (Ref. 1), welche das Kristallin über 517 m erbohrt hat (MATTER et al. 1988 b).

KARBON–PERM

Nordöstlich des Kartengebiets wurde in den Bohrungen Weiach (MATTER et al. 1988 a) und Riniken (MATTER et al. 1988 c) eine mächtige Abfolge von grob- bis feindetritischen Sedimenten mit Kohleeinschaltungen im tieferen Teil erbohrt. Diese terrestrischen Ablagerungen wurden im späten Karbon und im Perm in spätvariszischen Gräben abgelagert (BLÜM 1989). In der Bohrung Schafisheim fehlen entsprechende Ablagerungen. Das in der rund 7 km südlich des Kartengebiets gelegenen Bohrung Pfaffnau-1 von BÜCHI et al. (1965 a, b) beschriebene Perm wurde später als Buntsandstein uminterpretiert (ORTLAM 1974, MATTER et al. 1988 b).

Aufgrund struktureller Überlegungen wird postuliert, dass sich der so genannte Nordschweizer Permokarbon-Trog (NPK) bis in den nördlichsten Teil des Gebiets von Blatt Aarau erstreckt. Der Südrand des Permokarbon-Trogs wird mit der Nukleation des Faltenjuras in Verbindung gebracht (s. Kap. Tektonik). Ob weiter im Süden, das heisst südlich der Bohrung Schafisheim, sich ein zusätzlicher Graben befindet, ist genauso strittig wie die Fortsetzung des NPK westlich des Kartengebiets (LEU 2008, NAGRA 2008).

TRIAS

Die Evaporite der Trias, insbesondere das Steinsalz der Anhydritgruppe, spielten bei der Abscherung des Juragebirges eine zentrale Rolle (s. Kap. Tektonik). Aufgrund dieser Abscherung fehlen im Kartengebiet Aufschlüsse der älteren, nicht in die Faltung miteinbezogenen Gesteine des Buntsandsteins und des Unteren Muschelkalks. Sie sind hier nur von der Nagra-Tiefborung Schafisheim bekannt. Die jüngeren Gesteine finden sich hingegen auch in Aufschlüssen an der Front des Faltenjuras und im Bereich der grossen Überschiebungen.

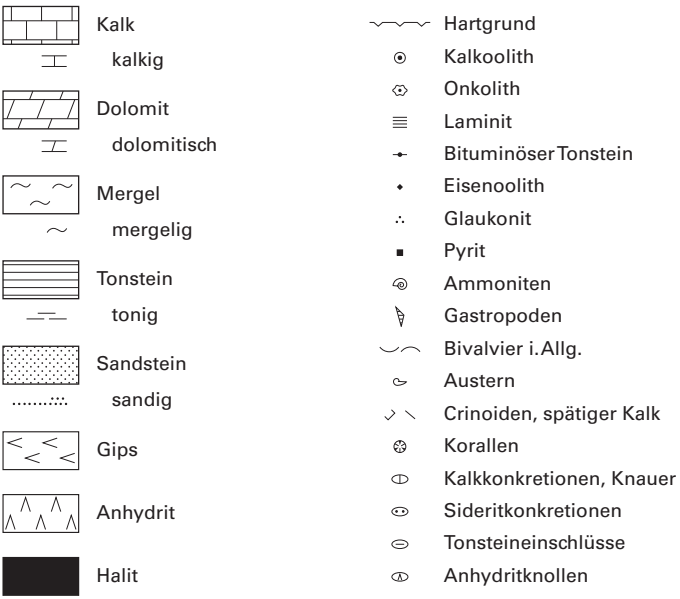


Fig. 1: Allgemeine Legende zu den Kolonnenprofilen in den Figuren 2, 3, 5, 7 und 10 (nach DIEBOLD et al. 2006).

Die Ablagerungen gehören durchwegs dem Germanischen Faziesbereich an. Sie wurden im südlichen Bereich des stabilen Böhmisch-Vindelizischen Kratons an der Schwelle eines untiefen Randmeers abgelagert. Für eine umfassende Darstellung der Trias in der weiteren Region wird auf GEYER & GWINNER (1991) und JORDAN & GÖTZ (2011) verwiesen.

Buntsandstein

Die Sedimente der Buntsandstein-Gruppe bestehen überwiegend aus rotem grobkörnigem Sandstein, Konglomerat sowie Silt- und Tonstein. Die terrestrische Schüttung erfolgte von Nordwesten, vom Ardennisch-Gallischen Hoch her (MADER 1982). Es können drei Sedimentationszyklen unterschieden werden, von welchen nur die beiden jüngeren, der *Mittlere* und der *Obere Buntsandstein,* das Kartengebiet erreichten (ORTLAM 1974). Unter subtropisch-humidem bis semiaridem Klima erfolgte die Ablagerung hauptsächlich in Rinnen, bei periodischen Überflutungen auch flächenhaft. Die maximale Reichweite dieser Überschüttung

(Onlap) des Böhmisch-Vindelizischen Kratons wird durch das so genannte Röt dokumentiert. Nadelig ausgebildeter Dolomit im obersten Abschnitt ist der erste Hinweis auf den Übergang zum marinen Milieu.

Die knapp 12 m mächtige Abfolge präsentiert sich in der Bohrung Schafisheim wie folgt:

Oben:	Röt	3,6 m
	Plattensandstein	1,2 m
	Karneolhorizont	2,2 m
	Diagonalschichtiger Sandstein	4,7 m
Unten:	Verwitterungsgrus	0,1 m

Über dem Verwitterungsgrus des liegenden Kristallins folgen zuerst ein Basiskonglomerat und danach in gradierten Zyklen violetter, grüner und dunkelroter sandiger Ton-Siltstein sowie weisser, schräggeschichteter Grobsandstein. Die Mächtigkeit der gradierten Zyklen nimmt gegen oben hin zu. Darüber folgt ein als Bodenbildung interpretierter Abschnitt mit splitterharten, (blut)roten und grünlichen Karneolen in bunter toniger bis sandiger Matrix. Er wird überlagert von weissem Plattensandstein mit dünnen grünen Tonzwischenlagen und einem – in Schafisheim – verfalteten anhydrithaltigen Zwischenhorizont. Über einer dünnen Dolomitsandsteinlage folgt der hellrote Ton- bis Kalkmergel des Röts, welcher zuoberst Anhydritknollen enthält.

Aufgrund regionaler Überlegungen kann angenommen werden, dass die Gesamtmächtigkeit des Buntsandsteins gegen Süden ab- und gegen Norden hin tendenziell zunimmt. Sie dürfte aber innerhalb des Kartengebiets wohl kaum 20 m überschreiten. Die Mächtigkeit und die Ausbildung können zudem, wie Befunde aus besser aufgeschlossenen Gebieten zeigen, lateral schnell ändern (MATTER et al. 1988 b).

Muschelkalk

Die überwiegend marine Abfolge wird in den Unteren (Wellengebirge), Mittleren (Anhydritgruppe) und Oberen Muschelkalk (Hauptmuschelkalk und Trigonodus-Dolomit) unterteilt (Fig. 2). Diese Gliederung spiegelt die unterschiedlichen Verbindungen des Binnenmeers zur Tethys in dieser Zeit wider.

Unterer Muschelkalk

Wellengebirge

Das nach den mancherorts sichtbaren Rippelmarken benannte Wellengebirge besteht aus Dolomit, mergeligem Kalk und Mergel, welche in einem untiefen epikontinetalen Meer sedimentiert wurden, dessen Depotzentrum im mittel- bis

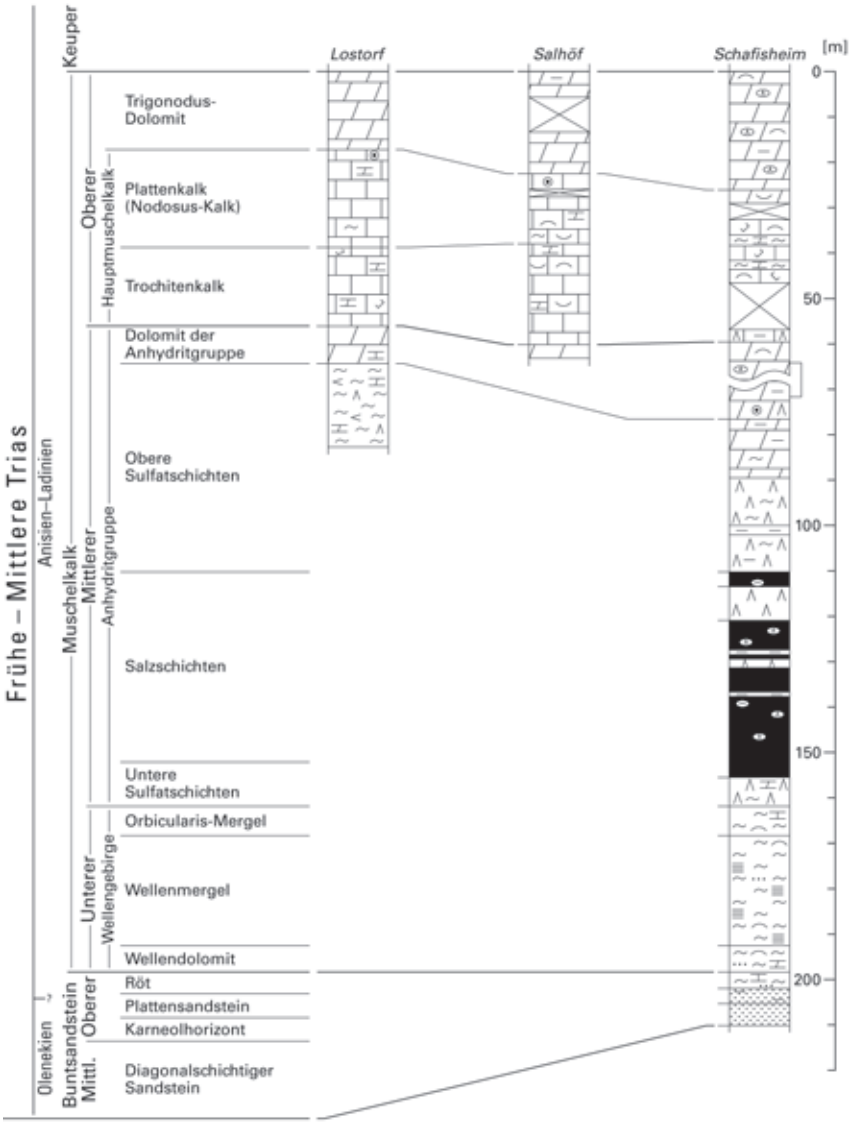


Fig. 2: Lithologie und Gliederung des Mittleren und Oberen Muschelkalks. Legende s. Fig. 1. Lostorf-2 nach SCHMASSMANN (1977), Salhöf nach MERKI (1961) und GSELL (1968), Schafisheim nach MATTER et al. (1988 b).

süddeutschen Raum liegt (SCHWARZ 1975). Die Sedimente keilen gegen Süden zum Vindelizischen Land hin aus. Die Transgression begann im Frühen Anisien und erreichte ihr Maximum im Mittleren Anisien (Pelsonien), in welchem vermutlich eine Verbindung zu Tethys bestand. Mit der Regression während des Späten Anisiens (Illyrien) wurde das Becken zunehmend abgeschnürt (SCHWARZ 1975, DRONKERT et al. 1990, GÖTZ & FEIST-BURKHARDT 1999, 2000).

Das Wellengebirge ist in der Bohrung Schafisheim rund 36 m mächtig und kann wie folgt gegliedert werden:

Oben:	Orbicularis-Mergel	6,4 m
	Wellenmergel	24,3 m
Unten:	Wellendolomit	5,4 m

Als Wellendolomit werden in der Nordschweiz die untersten Ablagerungen des Wellengebirges zwischen Buntsandstein und Bleiglanzbank bezeichnet, unabhängig davon, ob sie dolomitisch, sandig, tonig oder kalzitisch ausgebildet sind (MATTER et al. 1988 b). In der Bohrung Schafisheim konnte die geringmächtige, mit dem Meissel durchbohrte Abfolge nicht weiter unterteilt werden. Der überregionale Leithorizont der Bleiglanzbank (HOFMANN 1979) zeichnet sich vor allem durch deutliche Signale im Gammaray- und im Widerstandslog ab. Beim Wellenmergel handelt es sich um grünlich-grauen Tonstein, kalkigen Tonstein und Tonmergel, welche zum Teil Silt oder Feinsand führen und stets glimmerreich sind. Kalkiger Sandstein, bioklastischer Kalk und millimetergrosse Zinkblende- und Pyritkristalle sind eher selten. Beim Orbicularis-Mergel handelt es sich um durchwühlten, teilweise ankeritischen, teilweise auch knolligen Kalkmergel mit dünnen, flasrigen bis linsenartigen Schill- und selteneren Siltlagen. Des Weiteren ist grauschwarzer feingeschichteter Tonmergel mit grossen Zinkblende- und Pyritkristallen vorhanden sowie dunkelgrauer plattiger bituminöser Mergelkalk, welche die zunehmende Abschnürung des Beckens dokumentieren.

Mittlerer Muschelkalk

t_{IIb} Anhydritgruppe: bis über 100 m

Die Anhydritgruppe umfasst einen Megazyklus von Sedimenten, welche im küstennahen randmarinen, zeitweise abgeschnittenen und hypersalinen Bereich des Germanischen Beckens sowie in und um isolierte Gips- und Salzseen gebildet wurden. Aufgrund des Salzchemismus postulieren DRONKERT et al. (1990), dass der Zustrom von Salzwasser oder Sole aus der Tethys nie ganz zum Erliegen kam. Der Megazyklus beginnt mit Sulfaten. Anschliessend wurde zuerst reines, dann zunehmend mit Sulfaten, Karbonaten (Magnesit, Dolomit) und Ton verunreinigtes Steinsalz (Halit) abgelagert. Es folgten erneut Sulfate und Sulfat-Mergel-Wechsellagerungen. Den Abschluss bildet Dolomit. Innerhalb des Megazyklus können

mehrere kleinere Shallowing-upward-Zyklen unterschieden werden, welche jeweils einen Anstieg der Salinität dokumentieren (WIDMER 1991). In der mittleren und oberen Anhydritgruppe werden die Zyklen durch Lösungsoberflächen an Salz- und Sulfatflächen sowie durch Kollapsbrekzien bzw. intraformationelle Konglomerate abgeschlossen (DRONKERT et al. 1990). Diese «destruktiven Phasen» wie auch einige typische Ablagerungen bilden gute Leithorizonte (MATTER et al. 1988 b).

Natürliche Aufschlüsse der Anhydritgruppe sind selten. Sie beschränken sich meist auf das oberste Schichtglied, den Dolomit der Anhydritgruppe und die obersten Lagen der darunter liegenden Oberen Sulfatschichten. Die tieferen Lagen treten vereinzelt – und dann meist stark verwittert – an Wegeinschnitten oder in Dolineneinbrüchen zutage. Grössere künstliche Aufschlüsse finden sich in den stillgelegten Gipsgruben von Kienberg und Zeglingen (knapp ausserhalb des Kartengebiets). In beiden Fällen handelt es sich um tektonisch stark gestörte Aufschlüsse, die seit der Stilllegung der Gruben auch zunehmend verwittern. JORDAN (1994) postuliert für Kienberg eine rheologische Separation und eine individuelle Verschuppung der sich felsmechanisch unterschiedlich verhaltenden Stockwerke. In der Bohrung Lostorf-3 (Ref. 2) wurde der oberste Teil der Anhydritgruppe der überschobenen Niederamt-Scholle oberhalb der Hauenstein-Dottenberg-Überschiebung angebohrt. Den besten Überblick bietet aber wiederum die Bohrung Schafisheim (Ref. 1), in der die Anhydritgruppe jedoch ebenfalls durch die basale Abscherung und zusätzlich durch eine lokale Überschiebung erheblich tektonisch gestört ist. Figur 2 gibt einen Überblick über die regionale Stratigraphie und die Mächtigkeitsverhältnisse.

Die Anhydritgruppe wird üblicherweise in vier Einheiten unterteilt (z. B. SCHMASSMANN 1977, MATTER et al. 1988 b): Untere Sulfatschichten – Salzschichten – Obere Sulfatschichten – Dolomit der Anhydritgruppe. DRONKERT et al. (1990) schlagen für die obere Anhydritgruppe eine weitere Unterteilung in insgesamt 8 Einheiten und Untereinheiten vor. In der Bohrung Schafisheim, in der mit 104 m ein regionales Mächtigkeitsmaximum für die gesamte Anhydritgruppe dokumentiert ist, sieht die Unterteilung wie folgt aus (kursiv: Korrelation mit traditioneller Einteilung):

Oben:	I	Dolomit der Anhydritgruppe	18,6 m	(bzw. 17,2 m im überschobenen Teil)
	II und III Obere Sulfatschichten:			
	II	Carbonate-rich sulpharenites	13,2 m	(tektonisch akkumuliert; 10,0 m im überschobenen Teil)
	IIIA	Sulpharenites and selenites	9,2 m	
	IIIB	Layered sulpharenites	11,0 m	(tektonisch stark beansprucht)

	IV und V Salzschichten s.l.:		
	IVA	Äquivalent der sulphate/carbonate breccias	3,3 m
	IVB	Äquivalent der layered sulpharenites	7,5 m
	V	Salzschichten (s.str.)	34,4 m
Unten:	VI	Untere Sulfatschichten	6,4 m

Die Bohrung Schafisheim durchfuhr in 1320 m Tiefe die oben genannte Überschiebung, die zu einer Repetition des untersten Hauptmuschelkalks (18 m) sowie der Einheiten I, II und Teilen (rund 5 m) der Einheit IIIA der Anhydritgruppe führte. Diese Repetition ermöglicht den Vergleich von zwei ursprünglich wohl nicht mehr als 100 m entfernten, 22 m mächtigen Sedimentabfolgen. Während sich verschieden Leithorizonte gut korrelieren lassen, zeigen sich im Detail einige erhebliche Unterschiede, was DRONKERT et al. (1990) dazu veranlasst, darauf hinzuweisen, dass solche Differenzen bei paläogeographischen Interpretationen nicht überbewertet werden dürfen.

Die *Unteren Sulfatschichten* (ca. 6 m; Einheit IV nach DRONKERT et al. 1990) ähneln an der Basis dem Orbicularis-Mergel des Unteren Muschelkalks. Die Grenze zu diesen wird beim Wechsel von Kalk- zu Dolomitmergel gezogen (MATTER et al. 1988 b). Auf den etwa 1 m mächtigen bräunlichen bituminösen, Zinkblende und Bleiglanz führenden Dolomitmergel mit abgeflachten Anydritknöllchen folgt zuerst geschichteter, danach massiger Anhydrit. Letzterer ist meist beige, teilweise aber auch gebändert ausgebildet und von olivfarbenen dolomitischen Mergellagen unterbrochen.

Die *Salzschichten* sind mit 45 m in der Bohrung Schafisheim im regionalen Vergleich äusserst mächtig. Die untersten 10 m bestehen praktisch nur aus Halit, dann sind nach oben hin vereinzelt Anhydriteinschlüsse zu beobachten. Letztere kommen meist nur als isolierte Fetzen vor, ab etwa 20 m über der Basis – im Massstab des Bohrkerns – auch als durchgehende, wenige Dezimeter mächtige Bänke. Diese sind durchwegs tektonisch stark beansprucht, das heisst sie sind steilgestellt, verfaltet und boudiniert. Die Obergrenze bildet ein etwa 3 m mächtiger Abschnitt aus massivem Halit mit vereinzelten Anhydritfetzen. Während hier die Anhydritlagen die starke Deformation im Hauptabscherhorizont der Jurafaltung sowohl im mikroskopischen (Mylonitisierung) wie auch mesoskopischen Massstab dokumentieren (Faltung, Boudinierung), ist die «Erinnerung» im Steinsalz aufgrund der postkinematischen Rekristallisation des Halits weitgehend ausgelöscht (JORDAN 1994). DRONKERT et al. (1990) identifizieren in den oberen deformierten Anhydritlagen und in der obersten Halitbank ihre Einheiten IVA und IVB. Diese bestehen in den übrigen Nagra-Bohrungen, welche die fraglichen Horizonte durchteuft haben, aus lagigem Sulfarenit und Sulfat-Karbonat-Brekzie und werden darum den Oberen Sulfatschichten zugeteilt. Aufgrund der Beobachtungen in

Schafisheim postulieren DRONKERT et al. (1990), dass es sich dabei um Subrosionsrückstände der Salzschichten handeln muss. Sie gelangen zum Schluss, dass die Salzlager des Muschelkalks in der gesamten Region ursprünglich über den gleichen Zeitraum abgelagert wurden, dass aber der obere Teil in den nördlicher gelegenen Nagra-Bohrungen später der Subrosion anheimfiel. So beträgt die Mächtigkeit in der nur rund 16 km NNE von Schafisheim gelegenen Bohrung Riniken nur noch 2,4 m. Die Subrosion der höheren Teile des Salzlagers wird auch von HAUBER (1980, 1993) und WIDMER (1991) in der Region des Hochrheins beschrieben. Im Bereich der grossen, vom basalen Abscherhorizont aufsteigenden Überschiebungen wurde das Steinsalz möglicherweise bereits synkinematisch gelöst (JORDAN 1994); im oberflächennahen Bereich fehlt es vollständig.

Die rund 30 m mächtigen *Oberen Sulfatschichten* bestehen aus massigem, oft mehrere Meter mächtigem, weissem reinem, zum Teil aber auch dunklem tonigem Anhydrit in Wechsellagerung mit dunklem bis olivfarbenem dolomitischem Mergel. Gegen oben treten zunehmend auch Lagen aus beigem Dolomit auf, die Silexknollen enthalten oder gar gänzlich silifiziert sind. Im Grenzbereich zum Dolomit der Anhydritgruppe tritt oolithischer Dolomit auf. In der Bohrung Schafisheim treten über den gesamten Abschnitt nur Anhydritlagen auf. Die Unterteilung der Oberen Sulfatschichten in Gipsschichten (liegend) und Mergelschichten (hangend), wie sie zum Beispiel GSELL (1968) aufgrund von Aufnahmen in oberflächennahen Aufschlüssen vorschlug, beschreibt somit einzig die Auslaugung des Gipses. Der Gipsspiegel (die Untergrenze des ausgelaugten Bereichs, z. B. HAUBER et al. 2005) liegt meist wenige Meter unter der aktuellen Oberfläche. Der Anhydritspiegel, die Untergrenze der Vergipsung des ursprünglich anhydritischen Gesteins, wurde in den Stollen der ehemaligen Gipsgrube von Kienberg in 20–30 m Tiefe angetroffen (GSELL 1968). In tektonischen Klüften und Entlastungsklüften tritt Gips aber bereits in grösseren Tiefen auf (JORDAN 1994, HAUBER et al. 2005).

Die Mächtigkeit des *Dolomits der Anhydritgruppe* beträgt im Norden des Kartengebiets etwa 10–12 m, in der Bohrung Schafisheim 18 m. Der teils hellbeige, teils braune (tonige) laminierte bis gebankte Dolomit enthält im unteren Teil vereinzelt Oolithlagen, im oberen Teil Silexlinsen und Schilllagen. Er führt ursprünglich reichlich Anhydrit in Knollen und als Kluftfüllungen und ist im oberflächennahen Bereich entsprechend häufig als Rauwacke ausgebildet.

Oberer Muschelkalk

Der Obere Muschelkalk umfasst den zweiten marinen Zyklus der Trias und gliedert sich in

Oben:	Trigonodus-Dolomit	10–30 m	Regression
	Plattenkalk	13–20 m	Hochstand
Unten:	Trochitenkalk	20–25 m	Transgression

Trochitenkalk und Plattenkalk werden traditionell zum Hauptmuschelkalk zusammengefasst. Da sich Trochiten- und Plattenkalk in kleineren Aufschlüssen lithologisch meist nicht sicher unterscheiden lassen, wurden sie auf Atlasblatt Aarau nicht weiter differenziert. Der Übergang zum Trigonodus-Dolomit ist allein petrographisch definiert. Da die Dolomitisierung sekundär erfolgte und unterschiedlich tief vorgedrungen ist, folgt die Grenzziehung weder einer bestimmten Bank noch ist ihre Front synchron.

Der Obere Muschelkalk bildet in der Regel markante Geländerippen und Schichtstufen, so in der Schuppenzone im Nordosten des Kartengebiets und im Kern der Leutschenberg-Antiklinale bzw. im Südschenkel der Leutschenberg-Beguttenalp-Überschiebung. Ein bereits von MERKI (1961, Profil 30) und GSELL (1968, Profil 2) aufgenommenes Profil durch den gesamten Muschelkalk befindet sich nördlich der Salhöf an der Forststrasse in Richtung Burg (Koord. 640.710/253.860). Weiter wurde der Obere Muschelkalk in der Gegend von Lostorf mehrfach gezielt angebohrt (s. Kap. Hydrogeologie). Schliesslich findet er sich auch in der Bohrung Schafisheim (Ref. 1).

t_{IIc} Hauptmuschelkalk (Trochiten- und Plattenkalk): 33–45 m

Der *Trochitenkalk* beginnt im Gebiet des Faltenjuras meist mit der basalen Trochitenbank, einer wenige Dezimeter bis ca. 2 m mächtigen Wechselfolge von einerseits fossilarmem Kalk und anderseits Sturmablagerungen aus Muschelschill und Crinoidenbruchstücken, insbesondere den namengebenden Stielgliedern (Trochiten) der Seelilie *Encrinus liliiformis* LAM. Die schwach oolithische Abfolge ist in einigen Profilen teilweise oder gänzlich dolomitisiert. In der Bohrung Schafisheim brachte der fragliche Abschnitt wohl aufgrund einer intensiven Verkarstung kein Kernmaterial.

Es folgen Bänke aus rauchgrauem fein- bis grobkörnigem Kalk, oft mit labyrinthischen Wühlgängen («Gekröse» auct.), welche durch dünne Mergelhorizonte getrennt sind. In unregelmässigen Abständen treten gradierte Lumachellen- und Trochitenbänke auf. Eine dieser Bänke, die etwa 6–10 m über der Basis des Trochitenkalks verlaufende und nach einer Brachiopodenart benannte Coenothyris-Bank, stellt einen regionalen Leithorizont dar. Stellenweise ist die Abfolge dolomitisiert. Als Grenze zum hangenden Plattenkalk gilt seit MERKI (1961) eine bis zu 4 m mächtige Glaukonit führende Mergellage.

Im *Plattenkalk* tritt der oben beschriebene grobkörnige biodetritische Kalk sukzessive zugunsten grauen mikritischen Kalks und graubrauner, oft bioturbierter Dolomitmergellagen zurück («Plattenkalkfazies»). Die im unteren Teil noch häufigen Schill- und Trochitenlagen werden gegen oben seltener, verschwinden aber nicht vollständig. Vor allem im obersten Teil sind lokal oolithische Lumachellen anzutreffen. Zunehmend treten Silexkonkretionen sowie diagenetisch oder postdiagenetisch dolomitisierte Abschnitte auf. Der Übergang zum Trigonodus-

Dolomit ist fliessend. An der Basis des Plattenkalks finden sich mancherorts, so auch nördlich der Salhöf, meist schlecht erhaltene Reste von *Ceratites nodosus* sensu REIN (C. [*Acantho- oder Opheoceratites*] *compressus* PHILIPPI auct.; vgl. REIN 2007), mit denen sich der Hochstand des hiesigen Muschelkalkmeeres ins Ladinien datieren lässt. Auf diese Funde Bezug nehmend wird der Plattenkalk auch *Nodosus-Kalk* genannt.

t_{IId} Trigonodus-Dolomit: 10–30 m

Der Trigonodus-Dolomit zeigt lithofaziell grosse Ähnlichkeiten zum Plattenkalk. Wiederum treten im ansonsten feinkörnigen Material neben Arenit- auch einzelne Oolith- und Schilllagen auf. Die Muschelschalen sind hier allerdings meist als Hohlformen erhalten. Zudem sind Silexkonkretionen und Anhydritnester häufig. Durch die diagenetische und postdiagenetische Dolomitisierung wurden typische Phänomene, wie die ursprüngliche Bankung, verwischt. Der in der Regel beigebraune poröse zuckerkörnige Dolomit wirkt so meist eher massig. An der Oberfläche ist er oft lagenweise zu Rauwacke verwittert («Zellendolomit»).

Der Trigonodus-Dolomit neigt aufgrund seiner Porosität mehr noch als der liegende Hauptmuschelkalk zur Verkarstung, was sich an der Oberfläche durch Dolinenbildung manifestiert. Der gesamte Obere Muschelkalk ist deshalb ein wichtiger regionaler Karstaquifer (s. Kap. Hydrogeologie).

Keuper

Die Sedimente des Keupers treten im gesamten Faltenjuraabschnitt des Gebiets von Blatt Aarau auf, wo sie überwiegend in den Südschenkeln der grossen Überschiebungen zu finden sind. Vollständige Profile liefern die Bohrungen Lostorf-3 (Ref. 2) und Schafisheim (Ref. 1).

Der Keuper umfasst sowohl marine als auch terrestrische Sedimente, welche in einem vorwiegend ariden Klima abgelagert wurden. Es können sechs regressive Shallowing-upward-Zyklen unterschieden werden, wobei die obersten beiden Zyklen (Stubensandstein und Rhät) im Gebiet des Kartenblattes primär oder aufgrund späterer Erosion fehlen. Die vier übrigen Zyklen lassen sich stratigraphisch wie folgt untergliedern:

Oben:	Gansingen-Dolomit – Bunte Mergel	8–15 m	4. Zyklus
	Schilfsandstein – Bunte Mergel	9–22 m	3. Zyklus
	Gipskeuper	85–95 m	1. und 2. Zyklus
Unten:	Lettenkohle	3–7 m	

Generell sind die Aufschlussverhältnisse im Keuper im ganzen Kartengebiet sehr schlecht. Ausnahmen bilden einzig die vereinzelten Aufschlüsse der Letten-

kohle und des Gansingen-Dolomits. Morphologisch lässt sich der Ausstrich des Keupers jedoch meist gut verfolgen, genauso wie mancherorts auch die Grenze zwischen Gipskeuper und Schilfsandstein. Entsprechend wird der Keuper in eine Kartiereinheit zusammengefasst mit der Möglichkeit einer Übersignatur für Lettenkohle, Schilfsandstein und Gansingen-Dolomit. Figur 3 gibt einen Überblick über die regionale Stratigraphie und die Mächtigkeitsverhältnisse.

Unterer und Mittlerer Keuper

t_{III} Gipskeuper, Untere und Obere Bunte Mergel; Keuper, undifferenziert: 110–130 m

Lettenkohle: 3–7 m

Die Abfolge, die im Bereich des Kartenblattes trotz ihres traditionellen Namens keine Kohle enthält, besteht aus fossilhaltigem Tonmergel und Dolomit. Im Faltenjura und den nördlich angrenzenden Gebieten (DIEBOLD et al. 2006) zeichnet sich eine klare Trennung in den meist nur wenige Dezimeter mächtigen «Estherienschiefer» (liegend) und den Grenzdolomit (hangend) ab. Die Bohrung Schafisheim hat allerdings eine deutlich abweichende Abfolge angetroffen: Über einem rund 60 cm mächtigen Fossilien führenden Dolomit an der Basis liegen fossilarmer Dolomit und dann dolomitische Lumachellenlagen bis ca. 2 m über der Basis. Danach erst folgt eine etwa 60 cm dicke Tonschicht, die mit dem «Estherienschiefer» des Faltenjuras korreliert. Darüber lagern Dolomitbänke und erneut immer wieder Tonmergel mit Merkmalen der «Estherienschiefer»-Fazies, so dass hier eine klare Trennung in «Estherienschiefer» und Grenzdolomit nicht möglich ist. MATTER et al. (1988 b) legen die Obergrenze der Lettenkohle etwa 4,3 m über deren Basis fest. Die Grenze könnte aber ebenso gut 2,4 m höher, oberhalb des letzten Bonebeds und an der Basis der ersten massiven Anhydritbank, gezogen werden.

Der vermutlich in Salzmarschen und brackischen Lagunen abgelagerte *«Estherienschiefer»* besteht aus schwarzbraunem pyritreichem siltigem Tonstein («Alaunschiefer») und Zwischenlagen aus graubeigem Dolomit. Im Tonstein finden sich neben fossilen Pflanzen- (WURSTER 1968) auch verschiedene Tierreste, darunter der namengebende Schalenkrebs *Estheria minuta* (GOLDF.) und die Brachiopodenart *Lingula tenuissima* BRONN. Mancherorts sind ein oder mehrere wenige Zentimeter mächtige, hartgrundartige Bonebeds mit Fisch- und Vertebratenzähnen abgelagert.

Beim *Grenzdolomit* handelt es sich um beigen bis grauen Dolomit mit Anhydritnestern. An der Oberfläche sind anhydritreiche Horizonte meist zu Rauwacke verwittert. Aufschlüsse finden sich zum Beispiel nördlich der Salhöf (Koord. 640.800/253.820, MERKI 1961, Profil 31; GSELL 1968, Profil 5a) und am Leutschenberg (Koord. 637.200/251.250, GSELL 1968, Profil 5b).

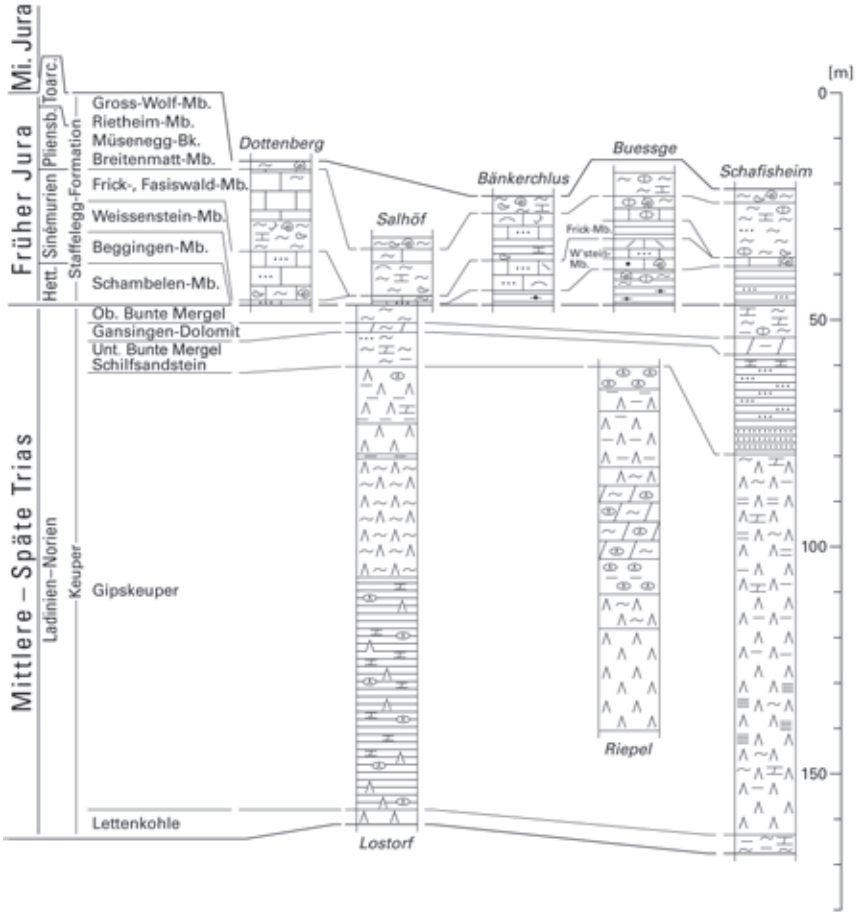


Fig. 3: Lithologie und Gliederung des Keupers und der Staffelegg-Formation. Legende s. Fig. 1. Lostorf-2 nach SCHMASSMANN (1977), Riepel nach SCHINDLER (1962), Schafisheim nach MATTER et al. (1988 b); übrige Profile nach JORDAN (1983) und REISDORF et al. (2011).

Gipskeuper: 85–95 m

Der Gipskeuper wurde früher in verschiedenen kleineren Gruben abgebaut, so im Rintel bei Lostorf oder in der Stäglimatt an der Staffelegg. Als Letztes wurde die Grube Riepel (SCHINDLER 1962) am Bänkerjoch stillgelegt. Im Weiteren wurde der Gipskeuper in den Bohrungen Lostorf-2, Lostorf-3 und Lostorf-4 angetroffen. Die folgende Beschreibung der Schichtfolge stützt sich auf die Bohrung Schafisheim, deren Mächtigkeitsangaben hier übernommen werden, und die regionale Studie von DRONKERT et al. (1990). Demnach lassen sich folgende Schichten unterscheiden (kursiv: ältere Unterteilung nach MATTER et al. 1988 b):

Oben:	*Tone mit Anhydritknollen:*		
	IA	Anhydrite nodules and clay	10,4 m
	IB	Anhydrite nodules and clay/siltstones	6,1 m
	Zyklische Serie:		
	II	Heavily-veined sulphcretes	27,5 m
	Feingeschichtete Serie aus Tonen und Anhydritlagen:		
	IIIA	Banded nodular sulphates with clay and dolomite beds	16,5 m
	IIIB	Clay, anhydrite nodules and banded sulpharenites	7,3 m
	IIIC	Banded sulpharenites with stringers of red nodules	2,6 m
	Gebänderter massiger Anhydrit:		
	IV	Banded, massive sulpharenites	11,3 m
	Dolomit-Anhydrit-Wechsellagerung:		
Unten:	V	Banded sulpharenites with dolomite and clay	2,4 m
	Basisanhydrit (SCHMASSMANN 1977)		

Für die Grube Riepel (Koord. 645.250/253.850), wo der Gipskeuper tektonisch stark beansprucht ist (s. Kap. Tektonik), gibt SCHINDLER (1962) eine (ursprüngliche) Gesamtmächtigkeit von rund 85 m an, welche sich wie folgt auf die hier unterschiedenen Schichtglieder verteilt: I: 10 m, II: 15 m, IIIA: 18 m, IIIB + IIIC: 18 m, IV + V: 25 m. Der rund 95 m mächtige Gipskeuper (schichtneigungskorrigiert) in den Bohrungen Lostorf-2 bis -4 (SCHMASSMANN 1977) lässt sich wie folgt zuordnen: I: 29 m, II: 27 m, III + IV: 48 m, V: 2 m.

Der erste Shallowing-upward-Zyklus umfasst die Schichten V–IIIC, der zweite die Schichten IIIB–IA. Während im ersten Zyklus die Salinität kontinuierlich zunimmt, sind die Verhältnisse im zweiten wesentlich komplexer: Von Einheit II an wird der Hauptzyklus von 27 Kleinzyklen überlagert, wodurch sich Sedimente aus niedrig und mässig salinem Milieu mit Sedimenten aus hochsalinem Milieu regelmässig abwechseln (DRONKERT et al. 1990). Typische Gesteine des Gipskeupers, die in Bohrungen und oberflächlichen Aufschlüssen gut identifiziert werden können, sind namentlich der massive Sulfarenit (IV; Basisanhydrit) und die Einheit II mit ihren etwa 45° geneigten, sich kreuzenden weissen bis intensiv orangen sulfatischen Kluftfüllungen. Gips- und Anhydritspiegel verlaufen in ähnlichen Tiefen wie bei der Anhydritgruppe. Entsprechend finden sich in natürlichen

Aufschlüssen meist nur noch die Ton- und Dolomitanteile, in Weganschnitten zudem Gipsfetzen oder -lagen.

Die jüngeren Sedimente des Keupers werden in der Literatur unterschiedlich gruppiert. So findet sich vor allem in älteren Arbeiten die Unterteilung (von liegend zu hangend) in Schilfstandstein – Untere Bunte Mergel – Gansingen-Dolomit – Obere Bunte Mergel. Da die Gliederung einer Formation oder eines Schichtgliedes in «untere» und «obere» nicht mehr zulässig ist (REMANE et al. 2005) und der eigentliche Schilfsandstein wie auch der typische Gansingen-Dolomit nicht durchlaufende Einheiten sind, sondern vielmehr horizontal wie lateral Übergänge zu den Bunten Mergeln zeigen, wurde von JORDAN et al. (2008) eine vorläufig informelle Mergelkeuper-Formation mit den beiden hier auftretenden Member Schilfsandstein (informell) und Gansingen-Dolomit (WILDI 1976, Typlokalität Steinbruch Röt bei Gansingen) vorgeschlagen. Die sich primär an den Bedürfnissen des Kartierenden orientierende Formation umfasst sedimentologisch gesehen vier regressive Zyklen, von denen im Bereich des Kartenblattes nur die beiden ersten ausgebildet sind. Die folgende Beschreibung orientiert sich an diesen Zyklen.

Schilfsandstein – Bunte Mergel: 9–22 m

Dieses Intervall entstand vermutlich in einem riesigen Inlanddelta, dessen Spuren sich heute von Skandinavien bis in die Westalpen verfolgen lassen (WURSTER 1964, 1968, HELING 1979). Dabei repräsentieren der Sandstein die Rinnenfazies und der Mergel die Stillwasserfazies der Überschwemmungsebene. Die Fining-upward-Kleinzyklen weisen auf ein fluviatiles Ablagerungsmilieu hin. Der Kontakt zum Gipskeuper ist erosiv.

Der rötliche bis grünliche fein bis mittelkörnige Glimmer führende Sandstein ist oft gerippelt und schräggeschichtet und zeigt eine Abnahme der Korngrösse gegen oben hin (Fining upward). Er kann als einzelne harte, morphologisch wirksame Bänke oder als dünne, zum Teil linsenartige Einschaltungen in den Mergellagen auftreten. Oft fehlt der Sandstein vollständig, wie zum Beispiel in den Bohrungen von Lostorf (SCHMASSMANN 1977). BUXTORF (1916) konnte im nahen Hauenstein-Basistunnel nur einen Mergelsandstein mit verkohlten Pflanzenresten feststellen. Der Name des Schichtglieds bezieht sich auf die fälschlicherweise für Schilf gehaltenen Reste von Schachtelhalmen (*Equisetum* sp.).

Zwischen den meist grauen, aber auch grau- bis rostroten und vereinzelt grünlichen meist feinsandigen, stellenweise bituminösen dolomitischen Mergel schalten sich oft dünnere, zentimeter- bis dezimetermächtige Dolomitlagen.

Gansingen-Dolomit – Bunte Mergel: 8–15 m

Nach einer erneuten Transgression im Carnien bildete sich in randmarinen bis lagunären Verhältnissen Dolomit aus. Entsprechend dem Ablagerungsmilieu

sind Ausbildung und Mächtigkeit lateralen Änderungen unterworfen. Zum Hangenden hin und seitlich verzahnt sich der Dolomit mit Mergel, der wiederum bis zu mehrere Dezimeter mächtige Dolomiteinschaltungen enthält. So ist eine klare Abtrennung zwischen Gansingen-Dolomit und Bunten Mergeln nicht immer möglich. Im Faltenjura wird die oft deutlich hervortretende Geländerippe mit Aufschlüssen aus gut gebanktem, mehr oder weniger massivem Dolomit dem Gansingen-Dolomit gleichgesetzt. In der gemeisselten Bohrungen Lostorf-3 bezeichnet SCHMASSMANN (1977) eine gut 2 m lange Strecke (schichtneigungskorrigiert), die vor allem Dolomit als Spülgut geliefert hat, als Gansingen-Dolomit. In der Bohrung Schafisheim ordnen MATTER et al. (1988 b) eine 4 m mächtige massive Dolomitabfolge mit wenigen Mergelfugen diesem Schichtglied zu. In der älteren Literatur findet sich oft die Bezeichnung «Steinmergel». Diese Bezeichnung ist allerdings irreführend, da sie teilweise als Äquivalent des Gansingen-Dolomits (z. B. SCHMASSMANN 1977, DIEBOLD et al. 2006), zum Teil aber auch für die gesamten Bunten Mergel inklusive Gansingen-Dolomit verwendet wird («Steinmergelkeuper-Formation», VILLINGER & FISCHER 2005). Im oberen Teil der Abfolge weisen Bodenbildungen und Trockenrisse auf ein zunehmend terrestrisches Ablagerungsmilieu hin.

Der beige feinkörnige Dolomit ist meist feingeschichtet. Es treten aber auch Horizonte mit Intraklasten und intraformationeller Brekzie auf. Im oberflächennahen Bereich können auf frischen Bruchflächen oft schwarze Punkte und auf Schicht- und Kluftflächen Dendriten beobachtet werden. Der dolomitische, oft tonige, im obere Teil auch fein- bis grobsandige Mergel weist bereits im unverwitterten Zustand ein breites Farbenspektrum auf, das von violett über rot, beige und grau bis zu grünlich reicht.

Der folgende, über einem erosiven Kontakt mit dem Stubensandstein beginnende Sedimentationszyklus ist erst in der nordöstlich des Kartengebiets gelegenen Bohrung Riniken dokumentiert (MATTER et al. 1988 c). Im Kartengebiet hält die erosive oder zumindest ablagerungsfreie Phase bis in den Frühen Jura an.

JURA

Mit der Transgression zu Beginn des Frühen Juras setzte im Kartengebiet die Ablagerung mariner Sedimente ein, welche ohne grössere Unterbrüche bis weit in den Späten Jura (Kimméridgien) anhielt. Bis zu Beginn des Mittleren Juras lag das Gebiet im Bereich eines Randmeeres, welches durch ein Hoch im Bereich des heutigen Aar-Massivs von der offenen Tethys getrennt war. Zu Beginn eine Halbinsel der Vindelizischen Masse, reduzierte sich dieses Alemannische Land (TRÜMPY 1980) im Laufe des Frühen Juras zu einer Inselkette und schliesslich zu einer submarinen Schwelle. Im Lauf des Mittleren Juras bildete sich folgende

Gliederung aus: Hochzone (Land, Inselwelt) im Nordwesten – Lagune – Riff – Vorriff – offener Schelf im Südosten. Diese Faziesbereiche progradierten mehrfach nach Südosten, um dann als Folge grosser Transgressionen wieder nach Nordwesten zurückzuweichen. Zu Beginn des Späten Juras wurde diese Gliederung aufgrund lokaler tektonischer Bewegungen kurzfristig gestört (ALLENBACH 2002). Differenzielle Subsidenz und Reaktivierung ererbter tektonischer Strukturen pausten sich durch die gesamte Jurazeit auf das regionale Faziesmuster durch. Zusammen mit sich verändernden Strömungsverhältnissen, Meeresspiegelschwankungen und Klimaänderungen sind sie für eine vielfältige, regional unterschiedliche und abwechslungsreiche Sedimentabfolge verantwortlich. Das reiche Leben in der Wassersäule und – mit wenigen Ausnahmen während des Frühen Juras – auf dem Meeresboden erlaubt eine feine zeitliche Gliederung, insbesondere auch durch die durchwegs präsenten und sich rasch entwickelnden Ammoniten.

Früher Jura (Lias)

Die Ablagerungen des Frühen Juras bilden im Faltenjura häufig eine (doppelte) Härterippe zwischen den zurückweichenden Gesteinen des Keupers und des Opalinus-Tons. Trotzdem sind die Aufschlussverhältnisse heute relativ schlecht, insbesondere fehlen durchgehende Profile. Die vorliegende Gliederung stützt sich hauptsächlich auf eine Serie künstlicher Aufschlüsse, welche zu Beginn der 1980er-Jahre aufgrund eines regen Waldstrassenbaus neu entstanden oder in den damals noch betriebenen Tongruben zugänglich waren (JORDAN 1983). Die meisten dieser Aufschlüsse sind heute zu grossen Teilen wieder verfallen und überschüttet. Das trifft auch abschnittsweise auf das Typusprofil der Staffelegg-Formation südlich von Thalheim zu. Weitere Hinweise zur Stratigraphie liefert die Bohrung Schafisheim (Ref. 1). In den Bohrungen von Lostorf wurden aufgrund der Tektonik nur Fragmente der Abfolge erbohrt (SCHMASSMANN 1977).

Die Sedimente des Frühen Juras sind zwar sehr vielfältig und lithologisch wie paläontologisch einfach anzusprechen und zu gliedern. Aufgrund der geringen Mächtigkeit werden sie hier aber zu einer Kartiereinheit, der Staffelegg-Formation, zusammengefasst, welche nicht weiter unterteilt wird.

l **Staffelegg-Formation:** 23 – 30 m

Die Ablagerungen des Frühen Juras wurden traditionellerweise als Lias bezeichnet und erscheinen so auch in den meisten bislang publizierten Abhandlungen zur regionalen Geologie (z. B. JORDAN 1983). Im Rahmen einer überregionalen Revision (REISDORF et al. 2011) wurde nun der Name Staffelegg-Formation definiert (Fig. 4; s. a. JORDAN et al. 2008). Als Typusprofil dient das bereits von

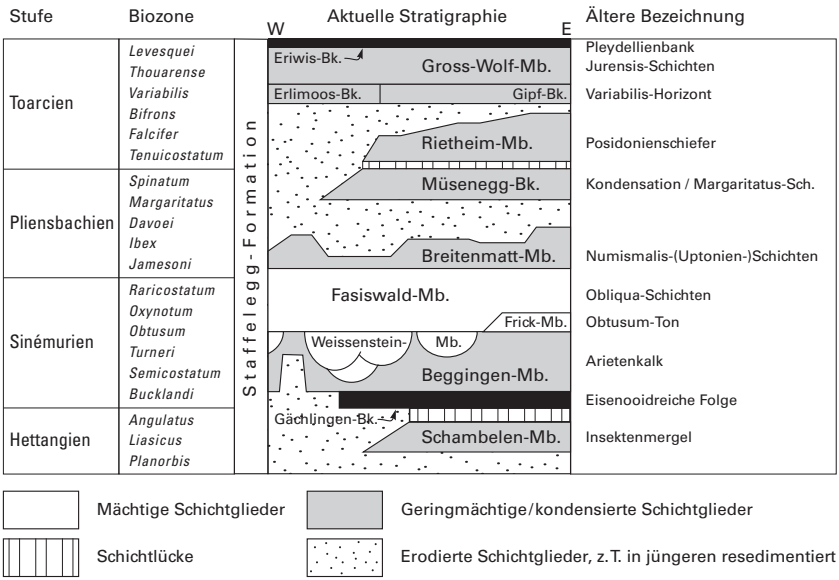


Fig. 4: Gliederung der Staffelegg-Formation und Gegenüberstellung mit entsprechenden älteren Schichtnamen nach JORDAN et al. (2008) und REISDORF et al. (2011).

JORDAN (1983) aufgenommene und als Leitprofil verwendete Profil der Buessge (Koord. 649.930/253.040).

Die Mächtigkeit der Schichtglieder der Staffelegg-Formation nimmt von Ost nach West und von Nord nach Süd generell ab. Einige keilen sogar ganz aus. Einzig die Mächtigkeit des vor allem in Rinnen auftretenden Weissenstein-Members nimmt gegen Westen hin deutlich zu, so dass es am Dottenberg, etwas westlich des Kartengebietsrandes, bereits über einen Drittel der Gesamtmächtigkeit der Staffelegg-Formation ausmacht. Entsprechend ist die minimale Mächtigkeit innerhalb des Faltenjuras mit 23 m im Bereich zwischen Staffelegg- und Bänkerjochstrasse zu finden. Bei Lostorf beträgt die Mächtigkeit etwa 30 m, im Typusprofil Buessge 29 m und in der Bohrung Schafisheim 26 m (Fig. 3).

Schambelen-Member: 0–9 m

An der Typuslokalität (Koord. 659.400/257.000) beschreibt HEER (1847–1853) eine reiche Insektenfauna und bezeichnet die Abfolge deshalb als Insektenmergel. Im Nordwesten des Kartengebiets ist das Member nachweislich nicht aus-

gebildet. Erstmals tritt es im Bereich der Hinteregg nördlich von Erlinsbach (Koord. 642.850/252.250) auf (JORDAN 1983). In der Tongrube Bänkerchlus (Koord. 644.950/253.100, WETZEL et al. 1993) wurde der rund 3 m messende Abschnitt im Jahre 2004 durch eine Grabung des Naturhistorischen Museums Basel freigelegt. Die erhofften Insektenfunde blieben allerdings weitgehend aus (W. Etter, Basel, mündl. Mitt. 2004). Ein weiteres vollständiges, rund 5 m mächtiges Profil konnte 1980 in der Buessge (Koord. 649.930/253.040) freigelegt werden (JORDAN 1983). In der Bohrung Schafisheim misst der Abschnitt knapp 8 m.

Über einem erosiven Kontakt folgt zuerst blaugrauer feingeschichteter bituminöser und pyrithaltiger Tonmergel mit Stinkkalk- und Feinsandlagen, der lokal auch fossilreich ausgebildet sein kann. Die rein benthische Fauna und das Fehlen von Bioturbation weisen neben dem Bitumengehalt auf anoxische Bedingungen im Bereich der Sedimentoberfläche während der Ablagerung hin. Darüber liegt dunkel- bis grünlichgrauer bioturbierter Tonmergel mit Lumachellenbänken. Er wird von einzelnen dezimeterdicken durchgehenden oder linsenförmigen Bänken aus splittrigem, oft fossilreichem mikritischem Kalk unterbrochen. Kleine (juvenile) Ammoniten im Tonmergel und grössere Exemplare in den oberen splittrigen Kalkbänken wurden als frühe Formen der Gattung *Schlotheimia* (Liasicus-Zone) bestimmt (REISDORF et al. 2011).

Gächlingen-Bank: 0–1 m

Über einem erosiven Kontakt mit aufgearbeiteten, oft angebohrten Kalkgeröllen treten im Ostteil des Kartengebiets wenige Dezimeter eines fossilreichen (insbesondere die Muschelfamilie der Cardinien) eisenschüssigen Kalks auf, der vermutlich im Frühen Sinémurien (Bucklandi-Zone, Conybeari-Subzone) abgelagert wurde. Die ebenfalls cardinienreiche und Eisenooide führende, stratigraphisch aber ältere (spätes Hettangien) Schleitheim-Bank fehlt im Bereich des Kartenblattes aufgrund von Erosion. Die beiden Bänke wurden oft verwechselt oder zusammengefasst und – in Analogie zum süddeutschen Raum – als Angulatenschichten oder Kupferfelsbank bezeichnet.

Beggingen-Member: 1–4 m

Über den basalen eisenoolithischen Schichten (Gächlingen-Bank, s. o.) folgt ein dezimetermächtiger grauer, zäher, meist fossilreicher, oft eisenschüssiger spätig-biodetritischer Kalkarenit, welcher durch geringmächtige, zum Teil siltige Mergellagen getrennt wird. Die für dieses Schichtglied charakteristische Auster *Gryphaea arcuata* LAM. ist hier weit verbreitet und tritt teilweise sogar gesteinsbildend auf. Das Beggingen-Member repräsentiert die mittlere Bucklandi- bis obere Obtusum-Zone. Typisch für eine Mangelsedimentation sind die Eisenhydroxidbildungen sowie umgelagerte Fossilien und Intraklasten, die oft stark phosporitisiert sind. Mancherorts treten gehäuft Arnioceraten auf. Im Westen des Karten-

gebiets liegt das Beggingen-Member über einem erosiven Kontakt direkt dem Keuper auf. Die dunkle Mergelschicht an der Basis, früher von einigen Autoren als Insektenmergel (Schambelen-Member) bezeichnet, ist, soweit es sich nicht um dolomitischen Mergel des Keupers handelt, nachweislich sinémurischen Alters und Teil des Beggingen-Members.

Das Beggingen-Member verzahnt sich gegen Westen mit dem Weissenstein-Member. Die beiden Member bilden die untere der für die Staffelegg-Formation typischen morphologischen Doppelrippe.

Weissenstein-Member: 0–12 m

Der kalzitisch zementierte, gut sortierte und überwiegend aus Quarz (> 90 %) sowie Feldspat und Glimmer zusammengesetzte Feinsandstein setzt meist abrupt über einem erosiven Kontakt ein. Er wird als distaler Ausläufer eines aus dem Alemannischen Land geschütteten Deltas gedeutet. Der Feinsandanteil kann bis zu 40 %, örtlich sogar 70 % betragen. Als biogene Komponenten treten vor allem Schalen- und Echinodermentrümmer auf. Die Schichten sind häufig gradiert und teilweise schräggeschichtet. Ob die mächtigen Vorkommen sich vor allem auf Rinnen beschränken, wie jüngst postuliert (REISDORF et al. 2011), oder eher flächig ausgebildet sind, konnte bislang nicht abschliessend geklärt werden. Auf alle Fälle verzahnen sie sich mit dem Beggingen-Member. Die Sandschüttung setzt abrupt ein (mittlere Semicostatum-Zone) und klingt nach oben aus (Obtusum-Zone). Allerdings treten geringe Anteile von detritischem Feinsand auch in den jüngeren Sedimenten auf.

Ein bemerkenswertes Phänomen ist die vermutlich postdiagenetische Dolomitisierung des Weissenstein-Members in der Gegend der Salhöhe, das hier direkt über einem erosiven Kontakt den Keuper überlagert (JORDAN 1983).

Frick-Member: 0–4 m

Die im Allgemeinen monotone, makrofossilarme Folge von dunkelgrauem Ton- bis Siltstein ist vor allem im nördlich angrenzenden Gebiet verbreitet. Das Gebiet des Kartenblattes tangiert sie nur im Nordosten, wo sie im Profil Buessge eine Mächtigkeit von 4 m erreicht.

Fasiswald-Member: 7–14 m

Die Wechsellagerung von dunkelbeigem bis grauem zähem, Quarzsand führendem Kalk und dunklem siltig-sandigem Mergel ist im gesamten Kartengebiet verbreitet. Gegen oben nimmt der Mergelanteil ab. Typisch ist die knauerige Verwitterung. Im Nordwesten sind die Schichten verkieselt. Die Kalkknauer enthalten teilweise schwarze Chertkonkretionen. Typisch ist die Austernart *Gryphaea obliqua* GOLDF. Gegen Norden und Osten ist die Wechsellagerung mit dem dun-

kelgrauen Ton- und Siltstein des Frick-Members (liegend) und dem glaukonithaltigen Kalkmergel und konkretionären phosphatischen Kalk des Grünschholz-Members (hangend) verzahnt. Diese drei Member repräsentieren das jüngere Sinémurien.

Der obere Teil des Fasiswald-Members bildet zusammen mit dem Breitenmatt-Member die obere der für die Staffelegg-Formation typischen morphologischen Doppelrippe.

Breitenmatt-Member: 1–2 m

Die geringmächtige Abfolge von grauem bis braunrotem Fossiltrümmerkalk und dünnen grauen Kalkmergelfugen repräsentiert das Frühe Pliensbachien. Charakteristisch sind feine Rostflasern, Chertkonkretionen sowie bis fingerdicke Bohrgänge, welche meist mit phosphoritisiertem Material gefüllt sind.

Müsenegg-Bank: 0,5–1 m

Über einem erosiven Kontakt, der stellenweise weit in das Bereitenmatt-Member hinunter greift, folgen eine bis zwei aschgraue Mergelschichten, die reich an meist phosphoritisierten Fossilien und Intraklasten sind. Belemniten treten oft massenweise auf, stellenweise sind auch Ammoniten unterschiedlichster Erhaltungsart vorhanden (bruchstückhaft/ganz, korrodiert/intakt, vollständig bis gar nicht phosporitisiert). Sie repräsentieren den Abschnitt von der Ibex- bis zur Spinatum-Zone. Das Typusprofil (Koord. 652.435/253.345) ist heute verschüttet.

Rietheim-Member: 0–2 m

Die Abfolge aus mehrheitlich feingeschichtetem bituminösem Tonmergelstein und dunklem bituminösem Kalk ist nur im Nordosten des Kartengebiets verbreitet. Diese Sedimente aus dem Frühen Toarcien fehlen im Westen und Süden aufgrund erosiver Vorgänge.

Gipf- und Erlimoos-Bank: wenige Dezimeter, wenn vorhanden

Im mittleren Toarcien (Variabilis-Zone) fand im Nordosten des Kartengebiets eine Mangelsedimentation statt (Gipf-Member). Typisch sind hier die Anreicherungen von Fossilien (Belemniten) sowie die Bildung von eisenschüssigem und eisenoolithischem Kalk, der örtlich von Algenkrusten überwachsen ist. Im Nordwesten fand gleichzeitig eine Aufarbeitung des Untergrundes vermutlich durch starke submarine Strömungen statt. Im angrenzenden Hauensteingebiet reichte die Erosion stellenweise bis ins Breitenmatt-Member hinunter. Geblieben ist die Erlimoos-Bank, eine Sukzession aus fossilreichen phosphoritischen und glaukonitischen Mergellagen, die von phosphoritisierten Schwämmen und pyritisierten Stromatolithen überwachsen sind.

Gross-Wolf-Member: 1–5 m

Die kondensierte Schichtfolge aus grauem, Pyrit führendem, örtlich phosphoritisiertem mikritischem Kalkmergel und Mergelkalkknauern ist meist sehr fossilreich, namentlich an Belemniten und Ammoniten. Sie repräsentiert das Späte Toarcien und ist im gesamten Kartengebiet in einer Mächtigkeit zwischen 4–5 m im Nordosten der Staffelegg und 1–2 m in den übrigen Gebieten verbreitet.

Eriwis-Bank: wenige Zentimeter

Den Abschluss der Staffelegg-Formation bildet eine dünne, aber charakteristische Schicht («Ammonitenpflaster»), die hauptsächlich aus Belemnitenrostren, Ammonitenschalen und weiteren Fossilien besteht sowie untergeordnet aus dunklem Tonstein. Die Ammoniten, welche zu einem grossen Teil den Gattungen *Cotteswoldia* und *Pleydellia* angehören, repräsentieren die Aalensis-Subzone der Levesquei-Zone. ETTER (1990), REISDORF (2001) und REISDORF et al. (2011) vertreten die Ansicht, dass die Sedimentation des überlagernden Opalinus-Tons noch in derselben Zone begann. In der Bohrung Schafisheim fehlt die Eriwis-Bank. Die Ablagerungen des Opalinus-Tons des Mittleren Juras setzten nach einer Erosionsdiskordanz mit aufgearbeiteten Gesteinen und Fossilien des Gross-Wolf-Members ein (TRÖSTER 1987, MATTER et al. 1988 b).

Mittlerer Jura (Dogger)

(inkl. Frühes Oxfordien)

Im Bereich des Kartenblatts bilden die rund 250 m mächtigen Sedimente des Mittleren Juras, namentlich der Hauptrogenstein, das Rückgrat des Faltenjuras. Die Ablagerungen werden wie folgt gegliedert:

Oben:	Ifenthal-Formation	0,25–40 m	
	Hauptrogenstein	70–95 m	im NE: Klingnau-Formation bis 60 m
	Passwang-Formation	65–80 m	
Unten:	Opalinus-Ton	60–100 m	

Die drei älteren Abfolgen wurden in den letzten Jahren monographisch aufgrund aktueller stratigraphischer, sedimentologischer und sedimentpetrographischer Vorgaben überarbeitet (ALLIA 1996, WETZEL & ALLIA 2000, 2003, BURKHALTER 1993, 1996, GONZALEZ 1993, GONZALEZ & WETZEL 1996). Der oberste Abschnitt, zwischen dem Dach des Hauptrogensteins und der Basis der Wildegg-Formation, wurde von BITTERLI-DREHER (2012) im Auftrag der Landesgeologie und begleitet durch das Schweizerische Komitee für Stratigraphie SKS nomenklatorisch revidiert.

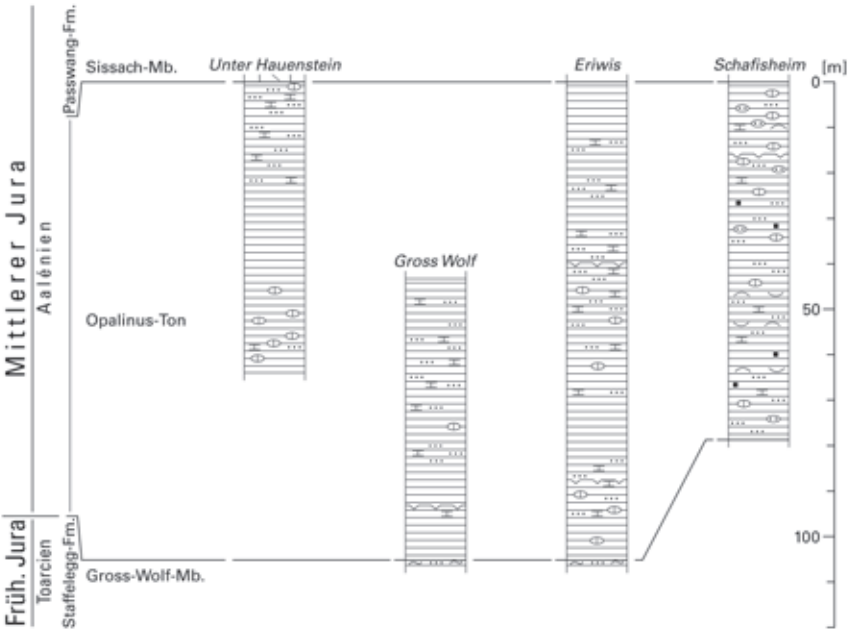


Fig. 5: Lithologie und Gliederung des Opalinus-Tons. Legende s. Fig. 1. Schafisheim nach MATTER et al. (1988b), übrige Profile nach ALLIA (1996).

a_1 Opalinus-Ton: 60–100 m

Natürliche Aufschlüsse von Opalinus-Ton, die einen grösseren Einblick in die Schichtabfolge gewähren, sind äusserst selten, da der Tonstein meist tiefgründig verwittert ist und zudem zu Rutschungen neigt. Die Anzahl der noch in Betrieb stehenden Tongruben hat sich während der letzten Jahrzehnte erheblich reduziert. Heute wird innerhalb des Kartengebiets nur noch in der Grube südlich des Gross Wolf Opalinus-Ton abgebaut. Entsprechend beziehen sich die folgenden Ausführungen auf ALLIA (1996) und WETZEL & ALLIA (2000, 2003), die sich wiederum auf ältere Aufnahmen der Tongruben sowie auf die Bohrung Schafisheim (Ref. 1; MATTER et al. 1988 b) und weitere Bohrungen in der näheren Umgebung des Gebiets von Blatt Aarau abstützen.

Der Opalinus-Ton wurde während des Frühen Aaléniens in einem seichten epikontinentalen Meer abgelagert, das eine klare Gliederung in Senken und Schwellen erkennen lässt. Die Entstehung dieses Reliefs wird von WETZEL & ALLIA (2003) auf eine differentielle Subsidenz zurückgeführt, welche wiederum

von reaktivierten paläozoischen Störungszonen kontrolliert wurde. Gegen Süden hin war das epikontinentale Flachmeer ähnlich wie im Frühen Jura durch eine Hochzone von der offenen Tethys getrennt. Das Gebiet des Kartenblattes wird von einer Schwellenregion dominiert, welche sich von Südosten vom Alemannischen Land her vorschiebt und die Becken im Nordosten (Brugg – Untersee) und Südwesten (Jurasüdfuss: Seeland – Oensingen) trennt. Im Faltenjura pendeln die Mächtigkeiten zwischen 85 und 95 m. So wurden in der Tongrube am Gross Wolf 90 m gemessen (ALLIA 1996) und im rund 2 km westlich des Gebiets von Blatt Aarau gelegenen Hauenstein-Basistunnel 95 m (BUXTORF 1916). Einzig in der Nordostecke des Kartengebiets können Mächtigkeiten von über 100 m festgestellt werden. Diese Information kann jedoch nur mit Blick auf zwei jeweils etwa 2 km nördlich des Kartengebiets gelegene künstliche Aufschlüsse bezogen werden (Tongrube Eriwis bei Schinznach-Station: 107 m, Bohrung Schinznach-Bad: 141 m). Gegen Süden hin nimmt die Mächtigkeit rasch ab und misst in der Bohrung Schafisheim noch 80 m (Fig. 5). Am südöstlichen Kartengebietsrand werden aufgrund regionaler Kompilationen nur noch Mächtigkeiten von rund 60 m angenommen (NAGRA 2008).

In der Bohrung Schafisheim kann der Opalinus-Ton in vier Abschnitte aufgeteilt werden:

Oben:	Opalinus-Ton mit Sandmergel	6 m
	Opalinus-Ton mit Sandstein- und gelblichen Karbonatlagen	17 m
	Opalinus-Ton mit gelblichen Karbonatlagen	22 m
Unten:	Sandarmer, fossilreicher Opalinus-Ton	34 m

Eine ähnliche Gliederung findet bzw. fand sich auch in den Tongruben des Faltenjuras (ALLIA 1996). Ausserhalb der Tongruben ist der Opalinus-Ton meist nur morphologisch und nur sehr selten durch kleinere Anrisse identifizierbar. Er wird darum auf der Karte auch nicht weiter unterteilt.

Die Grundlithologie des Opalinus-Tons ist ein grauer bis grauschwarzer, sowohl Quarz als auch Glimmer führender Tonmergelstein. Die bis zu 10 cm mächtigen siltig-feinsandigen Einlagerungen treten in Form von Flasern und Linsen, seltener auch als Bänke auf, die über einige Meter verfolgt werden können. Der Tonmergel ist typischerweise aus feingeschichteten gradierten Lagen aufgebaut. Innerhalb des Opalinus-Tons lassen sich 20 Coarsening-upward-Zyklen unterscheiden (WETZEL & ALLIA 2003), wobei bioturbierte Abschnitte nicht selten sind. In den durchwühlten Bereichen haben sich oft Lagen von Kalkkonkretionen gebildet. Lokal können Rippel, Fliessmarken und andere Strömungsindikatoren auftreten. In Schwellenbereichen ist örtlich Erosion und Aufarbeitung erkennbar (WETZEL & ALLIA 2000). Aufgrund dieser Indizien wird angenommen, dass der Opalinus-Ton im Bereich der Sturmwellenbasis abgelagert wurde, das heisst in den Becken etwas tiefer und auf den Schwellen etwas untiefer, also in ca. 20 – 50 m Wassertiefe. Die durch Stürme ausgelösten Tiefenströmungen waren dabei je-

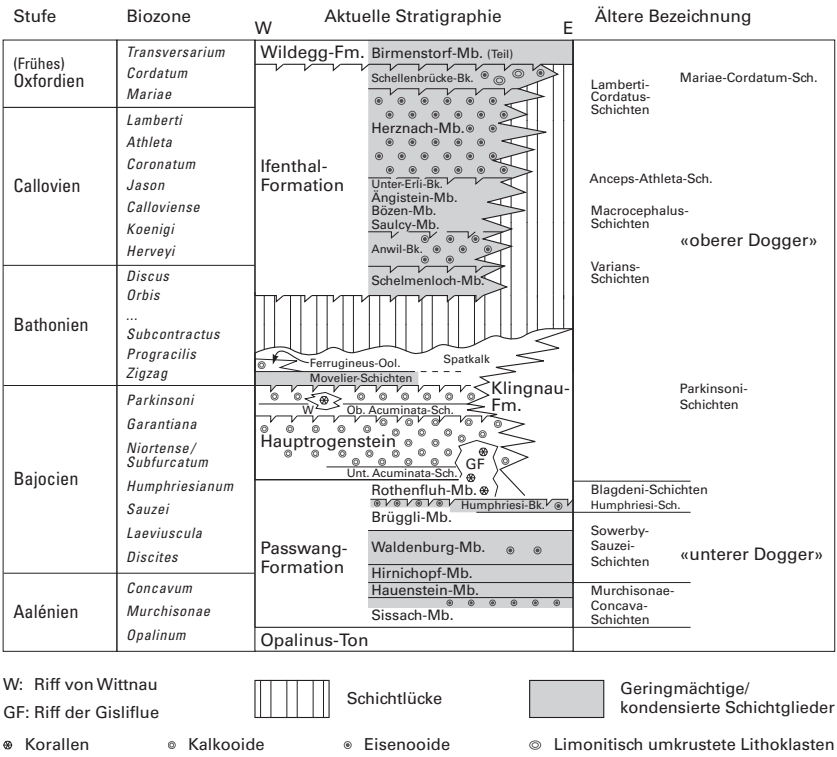


Fig. 6: Gliederung des Mittleren Juras (Dogger) und Gegenüberstellung mit entsprechenden älteren Schichtnamen nach BURKHALTER (1993, 1996), GONZALEZ & WETZEL (1996), GYGI (2000), WETZEL & ALLIA (2003), JORDAN et al. (2008) und BITTERLI-DREHER (2012).

weils auf die tieferen Bereiche, die Depotzentren, ausgerichtet (WETZEL & ALLIA 2000, 2003, WETZEL & MEYER 2006).

a_2-i_1 **Passwang-Formation:** 65–80 m

Die Passwang-Formation umfasst eine Serie von Coarsening-upward-Zyklen, die in einem gemischt siliziklastisch-karbonatischen Ablagerungsraum in einem untiefen Epikontinentalmeer entstanden sind. Dieses Epikontinentalmeer war zwar mit der offenen Tethys seitlich verbunden, aber durch das Alemannische Land weiterhin gegen Süden begrenzt (BURKHALTER 1996, GONZALEZ & WETZEL 1996). Die Sequenzen beginnen jeweils mit Tonstein und sandigem Mergel und

werden dann durch Sandkalk und anschliessend biodetritischen Kalk oder Echinodermenspatkalk (Enkrinit) fortgesetzt. Jede Sequenz wird von einer meist eisenoolithischen Dachbank mit einer Diskontinuität abgeschlossen, die eine Phase der Mangelsedimentation repräsentiert (Brutto-Omission, Starvation). Eisenoolithe können jedoch auch im Zusammenhang mit transgressiven oder regressiven Diskontinuitäten innerhalb einer Coarsening-upward-Sequenz auftreten (Netto-Omission, Bypassing, BURKHALTER 1994). BURKHALTER (1996) unterscheidet in der (inzwischen obsoleten) Passwang-Alloformation fünf Zyklen, welche im Kartengebiet in unterschiedlicher Ausbildung und Mächtigkeit auftreten. Der sechste und jüngste Zyklus, das Rothenfluh-Member, wurde ursprünglich von GONZALEZ & WETZEL (1996) der Hauptrogenstein-Formation zugeordnet, doch gemäss Beschluss des Schweizerischen Komitees für Stratigraphie SKS (SKS 2004) wurde es in die neu definierte Passwang-Formation gestellt, die der Kartiereinheit «unterer Dogger» vorangehender Autoren entspricht (Fig. 6). Im Feld lassen sich die einzelnen Member der Passwang-Formation in der Regel gut unterscheiden (Fig. 7); vor allem das Sissach- und das Rothenfluh-Member sind meist auch in kleineren Aufschlüssen klar identifizierbar. Aufgrund der schlechten Aufschlusslage und der eher geringen Mächtigkeit der Member wird die Passwang-Formation auf der Karte jedoch nicht weiter unterteilt.

Sissach-Member: 4–15 m

Das Sissach-Member beginnt in der Bohrung Schafisheim mit einer geringmächtigen, Eisenooide führenden Mikritbank, die einem ersten, kondensierten Zyklus entspricht, der von BURKHALTER (1996) noch der Comptum-Subzone der Opalinum-Zone zugeordnet wird. Der Grossteil des Sissach-Members wird im Kartengebiet von meist eisenschüssigem, teilweise mergeligem Sandkalk eines zweiten und dritten Zyklus gebildet. Die geringmächtige eisenoolithische Dachbank enthält Ammoniten der Murchisonae-Zone.

Hauenstein-Member: < 1 m

Das Hauptverbreitungsgebiet des Hauenstein-Members liegt westlich des Kartengebiets in einem Nord–Süd streichenden Becken (BURKHALTER 1996), das mit der synsedimentären Reaktivierung paläozoischer Gräben in Verbindung gebracht wird. Die untere bis mittlere Concavum-Zone ist im Kartengebiet nur durch einen wenige Zentimeter mächtigen Aufarbeitungshorizont repräsentiert.

Hirnichopf-Member: < 1–10 m

Das Hirnichopf-Member umfasst einen Sedimentationszyklus aus der oberen Concavum- und der unteren Discites-Zone. Im Kartengebiet ist es westlich der Staffelegg durch geringmächtigen Mergelkalk, östlich davon einzig durch eine kondensierte Dachbank repräsentiert.

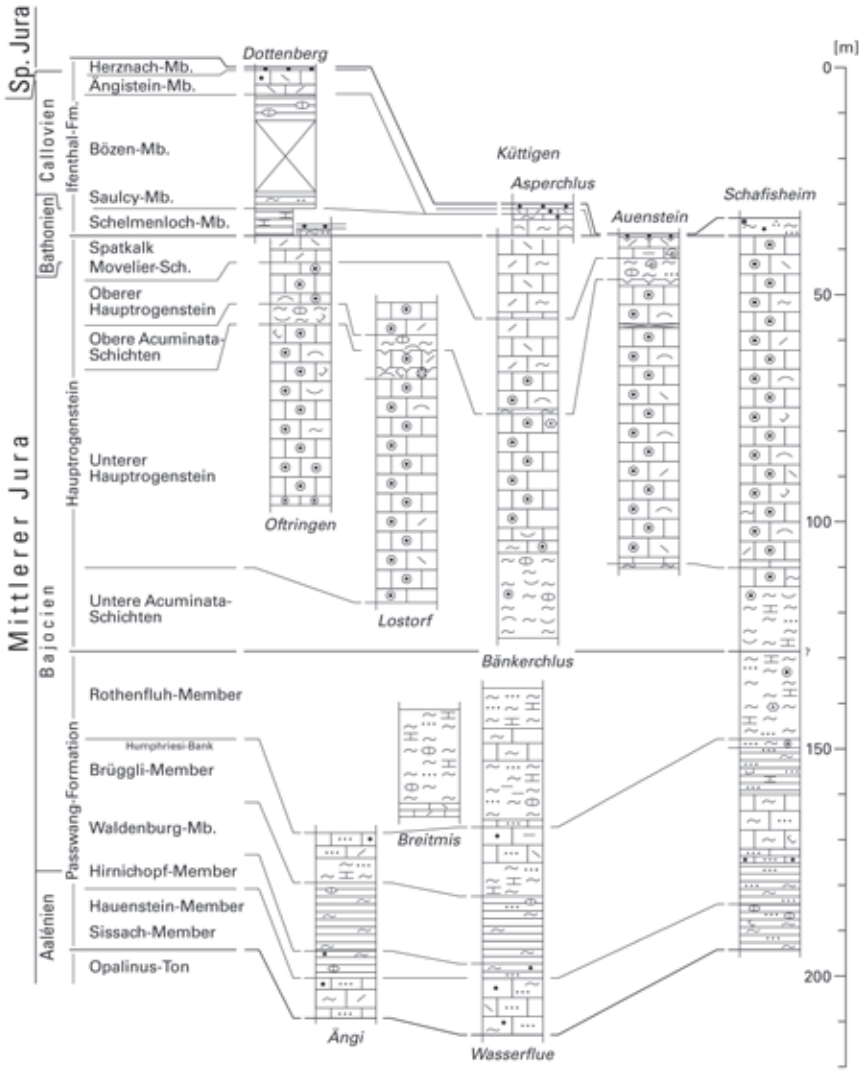


Fig. 7: Lithologie und Gliederung des Mittleren Juras (Dogger; ohne Opalinus-Ton: s. Fig. 5). Legende s. Fig. 1. Schafisheim nach MATTER et al. (1988b); übrige Profile Passwang-Formation nach BURKHALTER (1993, 1996), ergänzt; übrige Profile Hauptrogenstein nach GONZALEZ (1993), ergänzt; übrige Profile Ifenthal-Formation nach GSELL (1968), GYGI & PERSOZ (1986) und ALBERT et al. (2007).

Waldenburg-Member: 10–15 m

Das Waldenburg-Member (obere Discites- bis möglicherweise untere Sauzei-Zone) wurde in zwei Zyklen in einem Halbgraben mit Depotzentrum an der heutigen Typuslokalität abgelagert. Von dort nimmt die Mächtigkeit gegen Westen rasch, gegen Osten aber nur allmählich ab, so dass das Schichtglied im Kartengebiet durch etwa 10–15 m Glimmer führenden, pyrithaltigen kalkigen Ton- bis Siltstein mit Kalk- und Sideritkonkretionen repräsentiert ist. Die im Faltenjura inmitten des Members auftretende, etwa einen halben Meter dicke konkretionäre, teilweise spätige eisenoolithische Kalkbank stellt wahrscheinlich die auch in anderen Gegenden des Juras dokumentierte Regression dar (BURKHALTER 1996).

Brüggli-Member: 8–26 m

Das Brüggli-Member repräsentiert den Sedimentationszyklus der Sauzei-Zone und besteht überwiegend aus blaugrauem teils eisenschüssigem sandig-biodetritischem Mergel und Mergelkalk, welche zum Teil knauerig verwittern. Wedelspuren (*Cancellophycus* isp.) sind häufig. Die Mächtigkeit nimmt gegen Osten hin zu und erreicht in der Bohrung Schafisheim rund 27 m. Darin eingeschlossen ist die bis zu 2 m mächtige eisenoolithische Mergelkalkbank im Dach des Members, die Humphriesi-Bank. Diese zeigt an der Basis oft deutliche Spuren von Aufarbeitung inklusive angebohrter Knollen.

Rothenfluh-Member: 0–30 m

Das Rothenfluh-Member (Blagdeni-Subzone der Humphriesianum-Zone) tritt nur zusammen mit dem Hauptrogenstein auf (GONZALEZ & WETZEL 1996). Sein zeitliches Äquivalent im Osten sind die Blagdeni-Schichten, die zur Klingnau-Formation gehören. Es ist im gesamten Kartengebiet recht einheitlich ausgebildet und besteht im tieferen Teil überwiegend aus Glimmer führendem, sandigem, bioklastischem, oft kalkigem, zum Teil eisenschüssigem Mergel und Mergelkalk. Gegen oben nimmt der Sandgehalt ab, und es schaltet sich vermehrt feinkörniger biodetritischer Kalk ein, der typischerweise knollig anwittert. Der Übergang zum Hauptrogenstein ist fliessend. Die Grenze wird mit dem erstmaligen Auftreten von Kalkoolith gezogen. Im Bereich der Gisliflue wird das Rothenfluh-Member fast vollständig von einem Korallenriff und seinem Riffschutt verdrängt. Das Riff hatte bis in die Garantiana-Zone bestand. Es wird hier zusammen mit dem Hauptrogenstein behandelt (s.u.).

i_{1-2o} Hauptrogenstein: 70–95 m

Im Bajocien bildete sich erstmals eine klare Gliederung in einen Hinterriffbereich, einen Barriere- oder Riffbereich (Keltische Fazies; im überregionalen Rahmen im Westen) und einen Vorriffbereich (Schwäbische Fazies im Osten) aus.

Der grössere Teil des Kartengebiets gehört der Keltischen Fazies an. Der Riffbereich ist im Gebiet vom Homberg bis zur Gisliflue dokumentiert. Ablagerungen des offenen Meeres finden sich in den beiden grossen Steinbrüchen nordöstlich von Auenstein. Diese Ablagerungen werden von GONZALEZ & WETZEL (1996) der Klingnau-Formation zugeordnet (Fig. 6).

Der Hauptrogenstein (Fig. 7) ist im Faltenjura, wo die verwitterungsresistenten Kalke markante Kämme und Steilstufen bilden, bis zur Aare hin verbreitet. Diese wird allerdings nur von den älteren Schichtgliedern erreicht, die jüngeren werden mit Ausnahme des Spatkalks bereits westlich der Aare durch die Klingnau-Formation abgelöst. Die Bohrung Schafisheim durchteufte diesen Abschnitt nur im Meisselverfahren, was die stratigraphische Feingliederung erschwert. Die Proben zeigen jedoch, dass ausschliesslich Hauptrogenstein durchbohrt wurde. Die Faziesgrenze zur Klingnau-Formation muss hier also weiter östlich verlaufen.

GONZALEZ & WETZEL (1996) erkennen im Hauptrogenstein drei grosse Coarsenig-upward-Zyklen, die jeweils mit Mergel beginnen, in den zunehmend biodetritischer, in den ersten beiden Zyklen auch oolithischer Kalk mit tempestitischem Gefüge eingelagert ist. In den ersten beiden Zyklen folgt darüber im tidalen Hochenergiebereich gebildeter schräggeschichteter oolithischer Kalk mit typischen Bankdicken von 20 cm bis 2 m. Dazu kommen lokal auch koralligene Sedimente. Im oberen Bereich des zweiten Zyklus tritt gehäuft Echinodermenspatkalk, der als Sturmsediment der Plattform gedeutet wird, auf. Im dritten Zyklus ersetzt er den Oolith praktisch vollständig. Alle drei Zyklen werden von Hartgründen abgeschlossen.

Die folgende Gliederung des Hauptrogensteins verbindet die drei Zyklen von GONZALEZ & WETZEL (1996) mit den traditionellen Schichtnamen (z.B. SCHMASSMANN 1945, DIEBOLD et al. 2006) (s.a. Fig. 6, 7):

Oben:	Dritter Zyklus: Movelier-Schichten, Ferrugineus-Oolith und Spatkalk	5–20 m	
	Zweiter Zyklus: Obere Acuminata-Schichten und Oberer Hauptrogenstein	0–25 m	zeitgleich: Korallenriff von Wittnau
Unten:	Erster Zyklus: Untere Acuminata-Schichten und Unterer Hauptrogenstein	50–70 m	zeitgleich: Korallenriff der Gisliflue

Vom Homberg bis zur Gisliflue ist zwischen der Passwang-Formation und dem Hauptrogenstein Kalk koralligenen Ursprungs aufgeschlossen (WULLSCHLEGER 1966). Die Abfolge beginnt mit einer wenigen Meter mächtigen *Echinodermenbrekzie*. Es folgen 25–50 m Riffschutt und das eigentliche Bioherm (*Gisliflue-Korallenkalk*). Das Riff wird von Oolith, die noch dem ersten Zyklus angehört, überschüttet. Es entspricht somit dem Abschnitt obere Humphriesianum- bis basale Garantiana-Zone (GONZALEZ & WETZEL 1996). Bemerkenswert ist die Nähe des Riffs zur Klingnau-Formation, welche im 1 km entfernten Stein-

bruch von Veltheim aufgeschlossen ist (s.u.). Beim Riff der Gisliflue handelt es sich somit vermutlich um ein Aussenriff, das die Lagune vom offenen Meer trennte.

Der *erste Zyklus* (obere Humphriesianum- bis Garantiana-Zone) beginnt mit dunkelgrauem oft glimmerhaltigem, siltigem, zum Teil Kalkooide führendem Mergel, in welchen zum Teil mergelige biodetritische Kalkbänke eingeschaltet sind. Der Übergang vom Rothenfluh-Member der Passwang-Formation ist fliessend. Er wird beim ersten Auftreten von Oolithbänken gezogen. Darüber folgen Bänke mit meist schräggeschichtetem fein- bis mittelkörnigem Oolith mit variablem biodetritischem Anteil. Der Porenraum ist mit klarem Kalzit gefüllt. Während die Mächtigkeit des Zyklus mit 50–70 m über das gesamte Kartengebiet relativ konstant ist, variieren die relativen Anteile der liegenden, überwiegend mergeligen (Untere Acuminata-Schichten) und der hangenden, überwiegend oolithischen Schichten (Unterer Hauptrogenstein) erheblich. Örtlich, so in der Bänkerchlus, treten Mergelzwischenschichten über das gesamte Intervall auf. Bemerkenswert ist die grosse Mächtigkeit der oolithischen Schichten nahe der Faziesgrenze zur Klingnau-Formation (Auenstein: 65 m, GONZALEZ & WETZEL 1996). Mit diesem, seinem jüngsten Teil (Garantiana-Zone) erreicht der erste Zyklus die Aare.

Der *zweite Zyklus* (Parkinsoni-Zone) beginnt oberhalb einer deutlichen, stellenweise stark angebohrten Omissionsfläche mit einer bis zu 4 m mächtigen Abfolge aus Mergel und biodetritischem und oolithischem Kalk (Obere Acuminata-Schichten). Im Nordwesten des Gebiets von Blatt Aarau folgt 10–20 m mächtiger, meist schräggeschichteter Oolith, der sich kaum von demjenigen des ersten Zyklus unterscheidet. Am Schnäggenberg südlich von Rohr SO ist zwischen den Oolithbänken rund 2 m koralligener Kalk eingeschaltet, den GONZALEZ & WETZEL (1996) als Ausläufer des Riffs von Wittnau interpretieren. Im Nordosten folgen auf 5–10 m mächtigem Oolith bis zu 10 m überwiegend biosparitische Kalkbänke. Dickere Mergelfugen zwischen den Kalkbänken deuten den Überganz zur Klingnau-Formation an. Im Raum Auenstein – Schinznach-Dorf ist der zweite Zyklus nicht mehr nachweisbar (GONZALEZ & WETZEL 1996).

Oberhalb eines weiteren deutlichen Omissionshorizonts beginnt der *dritte Zyklus*, der das Frühe und Mittlere Bathonien repräsentiert. Er beginnt mit 1–2 m meist fossilreichem, stellenweise oolithischem, biodetritischem Mergelkalk, der den Movelier-Schichten der Nordwestschweiz gleichgesetzt wird (SCHMASSMANN 1945, GONZALEZ & WETZEL 1996). Gegen Osten geht er fliessend in die Klingnau-Formation über. Es folgt ein eisenschüssiger spätig-biodetrischer Kalkarenit (*Spatkalk*), dessen mehrere Dezimeter dicken Bänke von Mergelfugen getrennt werden. Von etwa 3 m im Nordosten nimmt die Mächtigkeit gegen Westen bis zur Bänkerchlus deutlich zu, wo der dritte Zyklus mit 15 m ein lokales Maximum erreicht (GONZALEZ & WETZEL 1996). Gegen Süden (4,5 m in der Bohrung Küttigen-1, Ref. 3) und Westen nimmt die Mächtigkeit dann wieder ab. Am Ostende des Dottenbergs bei Lostorf beträgt sie noch gut 6 m (GSELL 1968, Profil War-

tenfels, Koord. 637.380/248.930, bereits im Gebiet von Blatt Hauenstein). Darunter, das heisst zwischen dem Spatkalk und den Movelier-Schichten, tritt hier zudem ein knapp 3 m mächtiger grobkörniger Oolith auf, der Ferrugineus-Oolith. Seine Verbreitung ist auf den äusserten westlichen Rand des Kartengebiets beschränkt. Bereits am Ban (Koord. 637.510/250.560) fehlt er (GSELL 1968). Charakteristisch ist die typische Rotfärbung der aus dem dritten Zyklus hervorgegangenen Böden. Den Abschluss bildet ein durchgehender markanter, oft angebohrter Hartgrund.

i_{1-2m} Klingnau-Formation: bis 60 m

Das offenmarine zeitliche Äquivalent des Hauptrogensteins und des Rothenfluh-Members der Passwang-Formation (GONZALEZ & WETZEL 1996; s.a. Fig. 6) ist im Gebiet des Kartenblattes bislang nur im Nordosten in den beiden grossen Steinbrüchen nordöstlich von Auenstein sowie jenseits der Aare bei Holderbank nachgewiesen worden. In der stillgelegten Grube Chalch (auch Schümel, Koord. 655.725/253 550) bei Holderbank, die bereits im Gebiet von Atlasblatt Wohlen liegt, besteht die Formation aus 65 m grauem Mergel mit einzelnen knauerigen Mergelkalk- und Kalkarenitbänken (BITTERLI-DREHER et al. 2007). Die Klingnau-Formation verfingert sich im Nordosten des Kartengebiets über kurze Distanz mit dem Hauptrogenstein. Sie wird durchwegs vom *Spatkalk* des dritten Zyklus überlagert (s.o.).

i_{2-4} Ifenthal-Formation: 0,25 – 40 m

Die Ablagerungen des Späten Bathoniens bis frühen Mittleren Oxfordiens werden mit einer Formation erfasst. Diese früher informell als «oberer Dogger» bezeichnete Einheit wird neu als Ifenthal-Formation bezeichnet (BITTERLI-DREHER 2012) und in fünf Member unterteilt (Fig. 6, 7), die aber aufgrund der Mächtigkeiten im Kartengebiet nicht ausgeschieden werden. Figur 6 zeigt den Vergleich mit den älteren, auf Fossilien beruhenden Bezeichnungen. Die Ablagerungen der Ifenthal-Formation können zwei Shallowing-upward-Zyklen zugeordnet werden: dem «Varians-Zyklus» unten und dem «Dalle-nacrée-Zyklus» oben (BITTERLI 1977, 1979 b). Im Dach der Zyklen liegen regionale Hartgründe.

Schelmenloch-Member: bis 10 m

Das Schelmenloch-Member an der Basis des «Varians-Zyklus» besteht im Gebiet von Blatt Aarau aus Mergel und Mergelkalk, die in spätigen Kalk und eisenoolithischen Mergelkalk übergehen. Teilweise treten an die Stelle der Eisenooide limonitisierte Biogene und limonitisierte Grapestones (Aggregatkörner). An der Basis tritt lokal der von ERNI (1941) am Dottenberg beschriebene Bryozoenmergel auf (z.B. Profil Asperchlus). Die Mächtigkeit des Schelmenloch-Mem-

bers beträgt im Gebiet von Oltingen etwa 8–10 m. Der Fossilinhalt weist das Member ins Späte Bathonien. Der Mergel- und Spatkalk im Dach des Members endet mit einem Kondensationshorizont, der aufgearbeitete Komponenten des Liegenden enthält. Über der Knauerlage liegt fossilreicher eisenoolithischer Mergel. Die Fauna wird von Macrocephaliten dominiert, enthält aber auch *Kepplerites keppleri*, Cadoceraten und Bullatimorphiten. Speziell sind heteromorphe (entrollte) Ammoniten der Gattung *Parapatoceras* zu erwähnen. Der Fossilinhalt weist im Wesentlichen auf die Herveyi-Zone (frühes Callovien). Der Eisenoolith ist aus dem Gebiet von Schloss Wartenfels, knapp westlich der Kartengebietsgrenze, wo er am Strässchen zum Schloss Wartenfels an der Böschung rund 80 cm mächtig ansteht, von ERNI (1941) beschrieben worden. Er bildet das Dach des Schelmenloch-Members und wird als *Anwil-Bank* (BITTERLI-DREHER 2012) bezeichnet.

Saulcy- und Bözen-Member: bis 30 m

Das Saulcy- und das Bözen-Member sind nur im Nordwestteil von Blatt Aarau entwickelt. Eine Erdsondenbohrung in Oltingen (Koord. 637.500/253.680, PFIRTER-NYFELER AG 1999) ergab für die Ifenthal-Formation eine Mächtigkeit von 30 m; davon fallen rund 15 m auf das Bözen- und das Saulcy-Member, etwa 5 m gehören zum Ängistein-Member. ERNI (1941) beschreibt vom Dottenberg eine bis 30 m mächtige Abfolge aus sandigem Mergel mit Knauern, die grösstenteils zum Bözen-Member gehört; sie ist meist nur in kleinen Aufschlüssen zu sehen (BITTERLI 1977). Es handelt sich um sandig-siltigen Tonmergel (Saulcy-Member) und Tonmergel mit Kalkknauern (Bözen-Member). Diese Schichten keilen gegen Südosten aus, im Profil Asperchlus (Schellenbrücke) sind sie nicht mehr entwickelt. Das Profil liegt an der Strassenböschung der Staffeleggstrasse unmittelbar südlich des Steinbruchs in der Asperchlus (NNE Küttigen). Es wurde beim Ausbau der Staffeleggstrasse mit Stahlnetzen gesichert und ist deshalb nicht mehr zugänglich. BITTERLI (1977) konnte folgendes Profil aufnehmen:

5,55 m Schelmenloch-Member (Varians-Schichten), unten Mergel und Mergelkalk, oben zunehmend spätiger und eisenoolithischer Kalk. Über der Basis liegt ein Horizont, der Bryozoenskelette führt (Bryozoenmergel, ERNI 1941). Über einem Hartgrund im Dach des Schelmenloch-Members liegt eine knapp 60 cm mächtige Bank aus spätigem Kalk mit wenigen Eisenooiden, die dem obersten Ängistein-Member (Unter-Erli-Bank) entsprechen dürfte. Sie wird von bis 60 cm mächtigem eisenoolithischem Mergelkalk des Herznach-Members überlagert, das mit der Schellenbrücke-Bank ans Birmenstorf-Member stösst.

Ängistein-Member: bis 4 m

Das Ängistein-Member, das im Gebiet von Olten 15 m mächtig auftritt, ist im Gebiet von Blatt Aarau meist auf eine wenige Dezimeter mächtige spätige, leicht eisenoolithische Bank reduziert (*Unter-Erli-Bank*). Die Bankoberfläche trägt oft eine limonitische Kruste, auf der das Herznach-Member liegt. Weiter nördlich, bei der Lokalität Rebenhof östlich von Oltingen (ca. 500 m nördlich der Kartengebiets-

grenze), tritt das Ängistein-Member in Form sehr feinspätigen Kalks auf, der einige Meter mächtig am Strassenbord oberhalb des Hofs ansteht.

Herznach-Member: bis 2,65 m

Das Herznach-Member ist im grössten Teil des Gebiets von Blatt Aarau entwickelt. Es handelt sich um rotbraunen Eisenoolith, der stellenweise fossilreich ist. Im Dach des Members liegt die *Schellenbrücke-Bank* (Fig. 8). Das Profil Asperchlus (s. o.) ist die Typuslokalität der Schellenbrücke-Bank (GYGI 1977, 1981). Das Herznach-Member keilt gegen Südosten aus.

Die Mächtigkeit der Ifenthal-Formation nimmt gegen Südosten allmählich auf sehr geringe Werte ab, weshalb die Einheit auf dem Atlasblatt Aarau östlich der Bänkerchlus nicht mehr darstellbar ist (Ausnahme: Vorkommen bei Koord. 648.275/252.525). Im Steinbruch Jakobsberg bei Auenstein entspricht der Formation ein 25 cm mächtiger, komplex aufgebauter Kondensationshorizont, der lokal von geringmächtigem Eisenoolith überlagert wird. Der Kondensationshorizont enthält dicke Serpulidenkrusten und Mikrobenmatten (Mikrobialite), die an der Decke von ausgekolkten Hohlformen im teilweise verfestigten Meeresboden entstanden sind. Diese wurden im Verlauf der Sedimentation mit eisenoolithischem Mergel gefüllt. Die Schicht enthält Ammoniten des Bathoniens (*Tulites* sp., *Procerites* sp. u. a.). Für die dünne eisenoolithische Lage gibt GYGI (1969) ein Früh- bis Mittel-Oxfordien-Alter an. EGGER (1991) bearbeitete den Horizont in der Grube Chalch bzw. Schümel auf der gegenüberliegenden Seite des Aaretals paläontologisch und wies die gesamte Bank zu den Varians-Schichten. Die Lage entspricht demnach dem Dach des Schelmenloch-Members. Auch in der unweit der südlichen Kartengebietsgrenze liegenden NOK-EWS-Bohrung Oftringen (Ref. 5) tritt die Ifenthal-Formation nur 2,53 m mächtig auf, wobei möglicherweise lediglich das teilweise eisenoolithische Schelmenloch-Member mit einem limonitischen Kondensationshorizont im Dach entwickelt ist (ALBERT & BLÄSI 2008).

Besondere Verhältnisse sind für das Gebiet Erlinsbach–Gugen anzunehmen. Gemäss FEHLMANN & RICKENBACH (1962) treten hier zwei unterschiedliche Eisenoolithe auf, die, von einem Hartgrund getrennt, aufeinander liegen. Die untere Erzschicht dürfte der Anwil-Bank entsprechen, deren Dach von einem Hartgrund mit limonitischer Kruste gebildet wird. FEHLMANN & RICKENBACH (1962) bezeichnen sie als «Macrocephalus-Schichten»; sie führt kleine Rhynchonellen, was für die Anwil-Bank typisch ist. Eine Ammonitenfauna wurde wohl beobachtet, jedoch nicht beschrieben. Über der Anwil-Bank liegt der «Anceps-Athleta-Eisenoolith» (FEHLMANN & RICKENBACH 1962), der mit der Schellenbrücke-Bank abschliesst. Mangels Aufschlüssen kann dies heute nicht nachvollzogen werden. Auf der Karte wird die gesamte eisenoolithische Abfolge im Gebiet des Faltenjuras als Herznach-Member ausgeschieden.

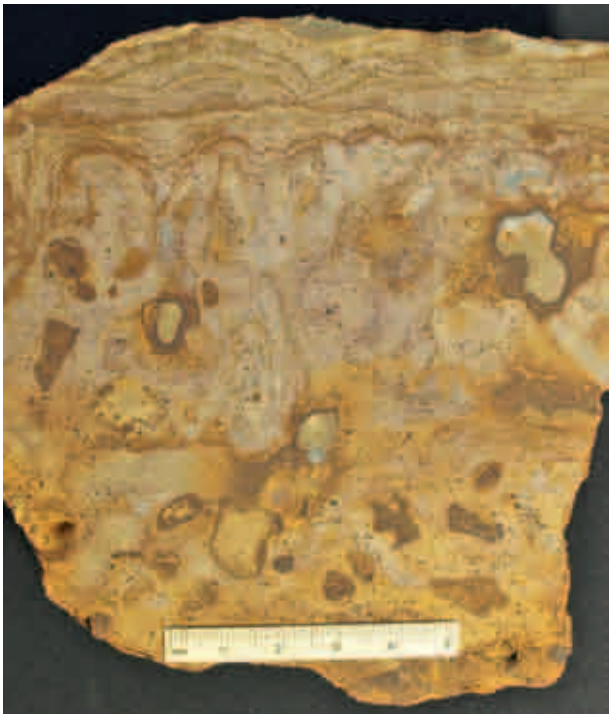


Fig. 8: Eisenoolithischer Mergelkalk der Schellenbrücke-Bank. Das Gestein enthält zahlreiche limonitisch umrindete Lithoklasten, die aus aufgearbeiteten Schichten des Liegenden stammen. Oben am rechten Bildrand ist ein teilweise gefüllter Hohlraum mit einem Geopetalgefüge zu erkennen. Die Dachfläche wird von limonitischen Krusten gebildet, die sich vermutlich aus Mikrobenmatten, die Sediment anlagerten, bildeten. Probe aus dem Typusprofil Asperchlus, Küttigen (die Ortsbezeichnung Schellenbrücke wird auf der Landeskarte nicht angegeben). Foto P. H. Bitterli-Dreher, 2011.

Im Gebiet von Blatt Aarau ergeben sich im Abschnitt zwischen Callovien und Mittlerem Oxfordien starke lithologische Wechsel. Saulcy-, Bözen- und Ängistein-Member keilen gegen eine ENE–WSW streichende Zone vollständig aus. Wie bereits ERNI (1941) bemerkte, wurden diese Schichten offenbar im Zuge von synsedimentären Hebungen längs dieser Zone vollständig erodiert. Für diese Interpretation spricht, dass die kondensierten Sedimente der Hochzone immer auch aufgearbeitete Fragmente der liegenden Schichten enthalten. Paläogeographisch handelt es sich um eine NNE–SSE streichende Schwellenzone mit durch Meeresströmungen reduzierter Sedimentation (RAIS et al. 2007).

Später Jura (Malm)

Die Sedimente des Späten Juras sind vor allem südlich des eigentlichen Faltenjuras weit verbreitet. Die älteren, weicheren Schichten formen die landwirtschaftlich genutzten und zunehmend dichter besiedelten Terrassen zwischen Lostorf und Auenstein. Die jüngeren, erosionsresistenteren, oft als Malmkalk zusammengefassten Formationen bilden die bewaldeten Hochflächen beiderseits der Aare zwischen Obergösgen und Schönenwerd sowie den Hügelzug des Engelbergs.

Nach einer Zwischenphase der Umgestaltung (ALLENBACH 2001, WETZEL et al. 2003) bildete sich im Mittleren Oxfordien die für den Späten Jura typische Konfiguration in Hinterriff im Südwesten – Riffgürtel – Vorriff – epikontinentales Meer im Süden und Osten aus. Aufgrund aktuogeologischer Überlegungen muss davon ausgegangen werden, dass damals tropische Verhältnisse geherrscht haben. Das Keltische Barriereriff progradierte sukzessive (mit einigen Stillständen und Rückschritten) nach Süden und Westen. Zur der Zeit, als im Bereich des Kartenblattes das Birmenstorf-Member abgelagert wurde, befand sich das Riff im Laufental. Im späten Mittleren Oxfordien, während der Ablagerung des Effingen-Members, lag es im Bereich Weissenstein – Passwang und im Späten Oxfordien erreichte es die Umgebung von Olten (GYGI 2000).

Die jüngsten im Bereich des Kartenblattes vorhandenen mesozoischen Sedimente entstanden im Kimméridgien (Fig. 9). Jüngere Sedimente wurden entweder gar nie abgelagert oder später erodiert (s.u.). Die erhaltenen Schichten werden wie folgt gegliedert:

	Schwäbische Fazies		Keltische Fazies	
Oben:	Burghorn-Formation	bis 10 m		
	Villigen-Formation	bis 57 m	Balsthal-Formation	bis 27 m
Unten:	Wildegg-Formation	215–260 m		

i_{5-6} **Wildegg-Formation:** 215–260 m

Typuslokalität der Wildegg-Formation (GYGI 1969) ist der Steinbruch Jakobsberg (Koord. 653.900/252.400) östlich von Auenstein. Die Formation wird in das Birmenstorf- (unten) und das Effingen-Member (oben) gegliedert (Fig. 9, 10).

Birmenstorf-Member: 4–16 m

GYGI (1969, 2000) unterteilt das Birmenstorf-Member in einen unteren, wenige Dezimeter mächtigen kondensierten und einen oberen, nicht kondensierten kalkig-mergeligen Abschnitt. Die gesamte Mächtigkeit beträgt im Profil Jakobsberg bzw. in einer Bohrung am Gerstenhübel (Koord. 653.980/252.600) rund 4 m (GYGI 1969). Im Staffelegggebiet erreicht die Mächtigkeit des Birmenstorf-

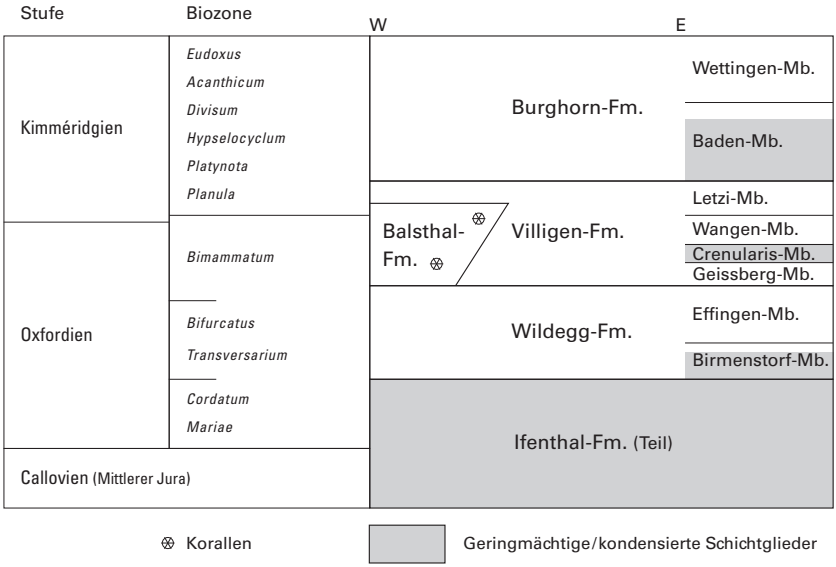
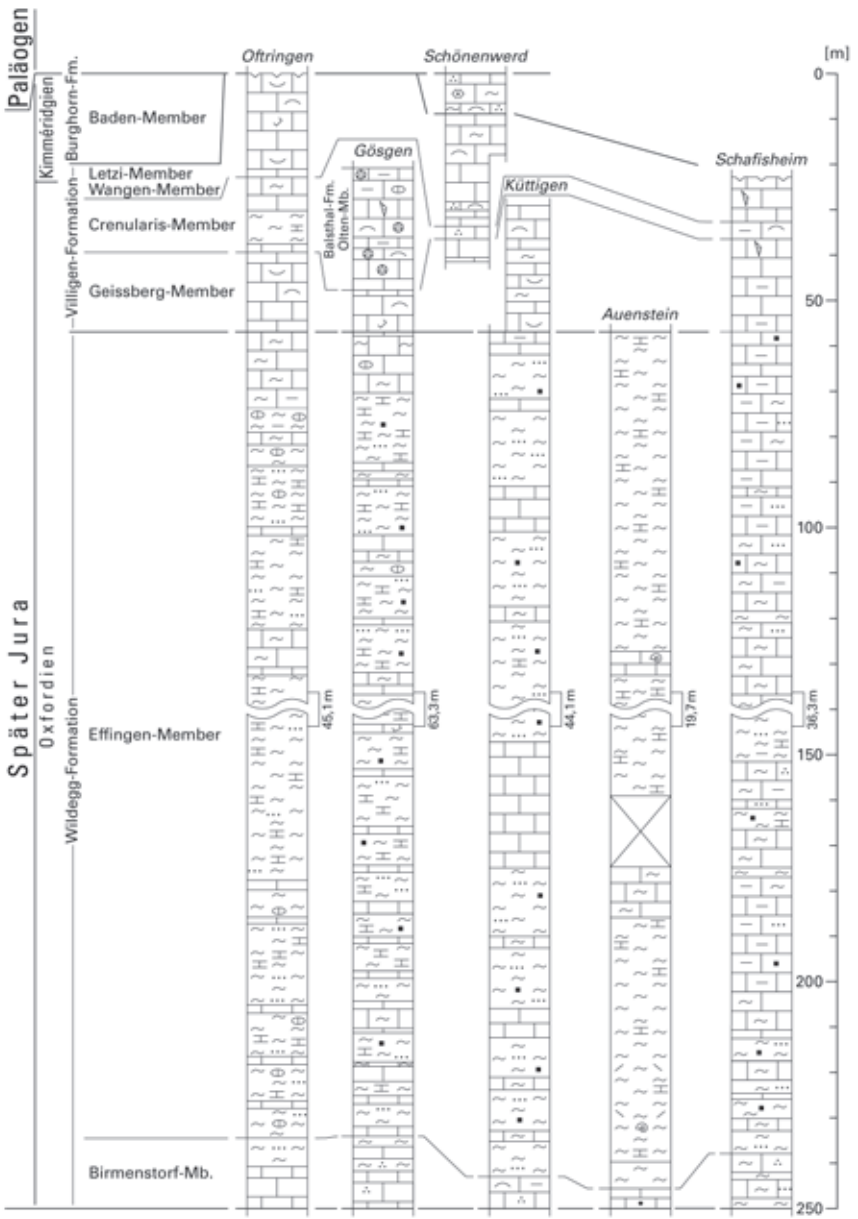


Fig. 9: Gliederung der Formationen des Späten Juras (Malm) nach GYGI (2000), ergänzt.

Members nach MERKI (1958) ein lokales Maximum. So misst sie an der Schellenbrücke (heute Asperchlus, Koord. 646.450/252.880) und in der Bohrung Küttigen-1 (Ref. 3) jeweils 7 m (GYGI 1969, ALBERT et al. 2007). In der Gegend von Lostorf ist das Member wiederum nur 3,5 m mächtig (GSELL 1968). Gegen Südwesten nimmt die Mächtigkeit wieder zu. So erreicht sie in der Bohrung Gösgen SB-2 (Ref. 4) und in der NOK-EWS-Bohrung Oftringen (Ref. 5) südlich des Engelbergs (im Gebiet von Blatt Schöftland) bereits 16 bzw. 15 m (Fig. 10). Allerdings zählen ALBERT & BLÄSI (2008) und ALBERT et al. (2009) aufgrund des Auftretens von Schwämmen auch einen überwiegend mergeligen Abschnitt zum Birmenstorf-Member, der über der jeweils rund 6 m mächtigen typischen Kalk-Mergel-Wechsellagerung folgt.

Das Birmenstorf-Member beginnt meist mit einer dünnen glaukonitreichen Lage, die vor allem in Bohrungen dank des deutlichen Signals im geophysikalischen Log eine vorzügliche Marke darstellt (z. B. ALBERT et al. 2007). Darüber folgt grauer meist sehr fossilreicher, glaukonit- und pyrithaltiger mikritischer Mergelkalk. Die einzelnen dezimeterdicken Kalkbänke werden durch dünne Mergelfugen getrennt. Typisch ist das Auftreten von schwarten-, teller- und kelchförmigen Kalkschwämmen, die zum Teil schwarz umkrustet sind. Häufig sind zudem


Paläogen
Später Jura
Oxfordien
Kimmeridgien
Wildegg-Formation
Birmenstorf-Mb.
Effingen-Member
Villigen-Formation
Geissberg-Member
Crenularis-Member
Wangen-Member
Letzi-Member
Burghorn-Fm.
Baden-Member
Oftringen
Gösgen
Balsthal-Fm.
Olten-Mb.
Schönenwerd
Küttigen
Auenstein
Schafisheim
45,1 m
63,3m
44,1 m
19,7 m
36,3m
[m]
0
50
100
150
200
250

auch Ammoniten, deren leitende Formen eine Einordnung in die Transversarium-Zone erlauben, sowie Muscheln, Gastropoden, Brachiopoden und Seeigel.

Effingen-Member: 215–245 m

Die ursprüngliche Mächtigkeit des Effingen-Members ist im Kartengebiet mit durchschnittlich 230 m recht einheitlich. Es lassen sich keine eindeutigen Trends erkennen. In einem überregionalen Zusammenhang ist das betrachtete Gebiet Teil der so genannten «Aargauer Bucht», wo – zwischen Olten im Westen und dem Glatttal im Osten – das Effingen-Member in deutlich erhöhter Mächtigkeit nach Norden vorstösst. Die Sedimente des Effingen-Members wurden wahrscheinlich in einer Meerestiefe von etwa 100 m abgelagert (GYGI 2000).

Grosse Teile dieser «Aargauer Bucht» fielen verschiedenen Erosionsphasen im Eozän und Oligozän zum Opfer (z. B. DIEBOLD et al. 2006). Die regionale Verteilung der damals der Erosion anheim gefallenen Schichtanteile lässt ein grosses Flusstal mit Tributären erkennen. Entsprechend können im Randbereich des erodierten Gebiets grosse Schwankungen der erhaltenen Gesteinsmächtigkeit auf kleinstem Raum auftreten. Im Gebiet Sissach – Hauenstein – Thalheim – Zeihen, im Kartengebiet somit nördlich einer Linie Lostorf – Thalheim, reicht die Erosion bis ins Effingen-Member und stellenweise, so bei Oltingen, sogar bis in die Ifenthal-Formation. Entsprechend fehlen in diesem Gebiet jüngere mesozoische Einheiten. Ob und wie tief das Effingen-Member am Jurasüdfuss erodiert wurde, ist noch nicht schlüssig belegt, doch dürfte der Anteil gering sein. Bei den einzelnen Vorkommen im Faltenjura lassen sich diesbezüglich keine Aussagen machen, im Tafeljura bei Oltingen ist die Erosion aber praktisch schon bis an die Basis des Members vorgedrungen. 30–40 m über der Basis der Wildegg-Formation folgen hier bereits Sedimente der Oberen Süsswassermolasse (s. Kap. OSM). Noch tiefer ist die eo- bis oligozäne Erosion nur in den Schuppen des Chlapfens südlich von Oltingen und im Gebiet des Nachbarblattes Hauenstein südlich von Zeglingen vorgedrungen, wo sie die Ifenthal-Formation bzw. den obersten Hauptrogenstein erreicht.

Das Effingen-Member besteht aus einer Abfolge von meist stark geklüftetem und daher bröckeligem blau- bis hellgrauem zum Teil feinsandigem, vereinzelt Pyrit, Glimmer und Glaukonit führendem Mergel. Dieser wird von mehreren meist wenige Dezimeter, vereinzelt aber auch wenige Meter dicken, ebenfalls hell- bis graublauen mikritischen Mergelkalk- und Kalkbänken unterbrochen. Im Steinbruch Jakobsberg bei Auenstein, aber auch in weiteren Aufschlüssen ausserhalb des Kartengebiets, lassen sich Winkeldiskordanzen und Spuren submarinen Ab-

---

Fig. 10: Lithologie und Gliederung des Späten Juras (Malm). Legende s. Fig. 1. Oftringen nach ALBERT & BLÄSI (2008), Gösgen nach ALBERT et al. (2009), Schönenwerd nach R. A. Gygi in GSELL (1968), Küttigen nach ALBERT et al. (2007), Auenstein nach GYGI (1969), Schafisheim nach MATTER et al. (1988b).

gleitens beobachten (GYGI & PERSOZ 1986), was auf synsedimentäre tektonische Prozesse schliessen lässt (ALLENBACH 2001, WETZEL et al. 2003). Eine rund 10 m mächtige feingeschichtete Mergelkalkbankabfolge wird im Steinbruch Jakobsberg von GYGI (1969) als *Gerstenhübel-Bank*[1)] bezeichnet und mit dem Riffgürtel der Günsberg-Formation weiter im Westen korreliert (GYGI 2000). Innerhalb des insgesamt 230 m mächtigen Effingen-Members der Bohrung Küttigen-1 (Ref. 3) identifizieren ALBERT et al. (2007) eine 28 m mächtige Kalkbankabfolge, welche rund 88 m über der Basis einsetzt, als Gerstenhübel-Bank. Daneben konnten zwei weitere, 4 bzw. 10 m dicke *Kalkbankabfolgen* und verschiedene Mergelkalkbankabfolgen identifiziert werden. In der Bohrung Gösgen SB-2 (Ref. 4), wo das Effingen-Member 241 m mächtig ist, konnten sechs Kalk- und Mergelkalkbankabfolgen ausgemacht werden (ALBERT et al. 2009). Die Dicke der mächtigsten dieser Abfolgen beträgt zweimal 7 m und einmal 9 m. Keine dieser in mehr oder weniger regelmässigen Abständen über den Schichtstapel verteilten Kalkbankabfolgen konnte jedoch eindeutig als Gerstenhübel-Bank identifiziert werden. In der NOK-EWS-Bohrung Oftringen (Ref. 5) konnten innerhalb des 222 m mächtigen Effingen-Members mehrere jeweils einige Meter mächtige Kalkbankabfolgen von den übrigen Kalkmergeln abgetrennt werden. Rund 70 m über der Basis tritt eine 2,2 m dicke hellgraue spätige Kalkbank mit reichlich groben Echinodermentrümmern auf, die mit einem Hartgrund abschliesst. Die Bank erzeugt im Gammaraylog ein deutliches Signal, welches mit dem Signal an der Basis der in der Bohrung Küttigen-1 als Gerstenhübel-Bank identifizierten Schichtabfolge verglichen werden kann (ALBERT & BLÄSI 2008). Über der Echinodermenspatkalklage von Küttigen, die mit einem Hartgrund abschliesst, folgt aber nicht wie in Auenstein und Küttigen feingeschichteter Kalk, sondern eine 40 m mächtige, Silt bis Feinsand führende Kalkmergelabfolge.

Das Effingen-Member ist deutlich fossilärmer als das Birmenstorf-Member, doch finden sich auch hier gelegentlich Ammoniten, Muscheln, Gastropoden, Seesterne und weitere Fossilien. Das Referenzprofil des Effingen-Members ist identisch mit dem Typusprofil der Formation im Steinbruch Jakobsberg (GYGI 1969). Das Effingen-Member wurde früher verbreitet zur Zementgewinnung abgebaut (s. Kap. Rohstoffe). Heute beschränkten sich der Abbau und somit die Aufschlüsse im Gebiet des Kartenblattes auf den Steinbruch Jakobsberg.

i_6 **Villigen-Formation:** bis 57 m

Ebenso wie die Wildegg-Formation gehört die Villigen-Formation zum offenmarinen Schwäbischen Ablagerungsraum. Im Unterschied zum Liegenden tritt der siliziklastische Einfluss aber deutlich zurück. Die Sedimente wurden in geringerer Tiefe abgelagert (rund 50 m gemäss GYGI 2000). Während der Zeit der mitt-

[1)] In der Legende von Atlasblatt Aarau im Sinne einer formellen lithostratigraphischen Einheit als Gerstenhübel-Bed bezeichnet.

leren Bimammatum-Zone erreichte der Riffgürtel das nordöstliche Kartengebiet (s. Balsthal-Formation).

Wie bereits erwähnt, fehlen aufgrund der eo- und oligozänen Erosionsphasen die Sedimente des Späten Oxfordiens im nördlichen Kartengebiet; diejenigen des Kimméridgiens fehlen auch im mittleren Kartengebiet. Die jüngsten nachgewiesenen mesozoischen Sedimente stammen aus dem Kimméridgien. Danach folgt eine grosse Schichtlücke, die bis ins Eozän, lokal auch bis ins Oligozän oder gar bis ins Miozän (im Nordwesten des Kartengebiets) reicht.

Die Villigen-Formation ist im Profil Friedhof Schönenwerd (R. A. Gygi Nr. 27 in GSELL 1968, dort Profil 43, Koord. 643.200/247.100) vollständig und in der Bohrung Schafisheim sowie in der knapp ausserhalb des Kartengebiets liegenden NOK-EWS-Bohrung Oftringen praktisch vollständig erhalten.

Die Villigen-Formation (Fig. 9, 10) wird nach GYGI & PERSOZ (1986) in die unten aufgeführten Member gegliedert. Auf der Karte wird das Geissberg-Member gebietsweise separat ausgewiesen. Die restlichen Member der Formation werden aufgrund der geringen Mächtigkeit und der schwierigen Unterscheidbarkeit von Wangen- und Letzi-Member zusammengefasst. Die Abgrenzung zum Liegendem und Hangendem wie auch die Unterteilung der Formation erfolgte an den meisten Stellen anhand morphologischer Kriterien. Dabei wurde davon ausgegangen, dass der meist deutlich erkennbare Geländeknick mit der Grenze zwischen Wildegg- und Villigen-Formation zusammenfällt sowie das Crenularis-Member und der basale mergelige Teil der Burghorn-Formation etwas weniger erosionsbeständig sind als die benachbarten Member und somit morphologisch gut erkennbare Geländestufen bilden.

i_{6G} *Geissberg-Member: bis 21 m*

Das Geissberg-Member (obere Hypselum- bis Bimammatum-Subzone, Bimammatum-Zone) stellt die Fortsetzung des in der Wildegg-Formation begonnenen Coarsening-upward-Prozesses dar. Der Übergang vom Effingen-Member ist dementsprechend fliessend. Der zunehmend höhere Anteil an Kalkbänken auf Kosten der Mergelzwischenlagen führt zu einer Verminderung der Erosionsanfälligkeit. Der Übergang ist im Feld meist gut zu erkennen, doch ist eine exakte Grenzziehung schwierig. Sie wird in der Regel mit dem Beginn einer deutlichen, mehrere Dezimeter dicken Schichtung oder Bankung gezogen. Dieses Kriterium lässt sich allerdings nicht immer einheitlich anwenden, da die Anwitterung eine erhebliche Rolle bei der Ausbildung der erkennbaren Schichtung spielt.

Der graugelb anwitternde dichte mikritische bis feinbioklastische Kalk mit rauem Bruch wird von dünnen Lagen aus grauem, im frischen Bruch auch grünlichem Mergel getrennt. Hauptgemengteil ist zu Peloiden zerriebener Schalengrus. Daneben sind aber auch vereinzelt ganze Muscheln, insbesondere auch Austern, sowie Ammoniten zu finden.

Das Geissberg-Member bildet, zum Teil mit den hangenden Schichten, die Steilstufen im Raum Niedergösgen und vor allem südlich der Aare zwischen Schönenwerd und Aarau. Es bildet auch den Untergrund des historischen Stadtkerns von Aarau. Seine Mächtigkeit beträgt im Südwesten etwa 18 m, im Südosten, in der Bohrung Schafisheim, 21 m. In der Bohrung Gösgen SB-2 sind zwischen Wildegg- und Balsthal-Formation 9 m Geissberg-Member ausgebildet.

Crenularis-Member: bis 16 m

Das Crenularis-Member (Bimammatum-Subzone, Bimammatum-Zone) umfasst eine Abfolge von gelbgrau bis ockerfarben anwitterndem dichtem bis körnigem, meist Glaukonit führendem biodetritischem Kalkarenit und grünlichem Mergelkalk, welche knollig bis splittrig anwittern. Das Gestein besteht zu einem grossen Teil aus zerriebenem Schalengrus und Echinodermentrümmern, enthält aber auch grössere Komponenten, wie zum Beispiel Bruchstücke von Kalkschwämmen und von Seelilien sowie ganze Schalen von Muscheln. Es sind hier mehrere Hartgründe erkennbar.

In der Bohrung Schafisheim erreicht das Crenularis-Member eine Mächtigkeit von 3,7 m. Im Profil Friedhof Schönenwerd (R. A. Gygi Nr. 27 in GSELL 1968, dort Profil 43) ist es rund 3 m mächtig. Im Gebiet von Gösgen ist an seiner Stelle das Olten-Member (Balsthal-Fm.) ausgebildet. In der NOK-EWS-Bohrung Oftringen südlich des Engelbergs ist die Mächtigkeit mit rund 16 m deutlich grösser. Da es sich um riffschuttähnliche Ablagerungen handelt, kann diese Abweichung mit der Nähe zum Oltener Riff erklärt werden.

Wangen-Member: bis 10 m

Das Wangen-Member (Hauffianum-Subzone, Bimammatum-Zone) umfasst eine rund 5–10 m mächtige (Profil Friedhof Schönenwerd nach R. A. Gygi in GSELL 1968; Bohrung Schafisheim) Abfolge von graubeigem bis hellockerfarbenem dichtem bis feinkörnigem Kalk und dünnen Mergelkalklagen. Einige der Lagen enthalten Muschelgrus oder auch makroskopisch erkennbare Fossilien, wie zum Beispiel Brachiopoden. Die Unterscheidung vom hangenden Letzi-Member ist meist schwierig, vor allem wenn die trennende *Knollenbank*, ein fossilreicher, einige Dezimeter mächtiger glaukonithaltiger Horizont aus korrodiertem mikritischem Kalk, nicht lokalisiert werden kann. Die von GYGI & PERSOZ (1969) als Leithorizont eingestufte Knollenbank enthält Kieselschwämme, Brachiopoden und Muscheln und wird als Omissionshorizont betrachtet.

Letzi-Member: bis 21 m

Das Letzi-Member (Planula-Zone) ist nur im Gebiet zwischen Dulliken und Aarau vollständig erhalten. Im Profil Friedhof Schönenwerd besteht es aus 20,5 m grauweissem bis braunbeigem dichtem bis sehr feinkörnigem Kalk mit einzelnen

Mergellagen, zum Teil hellocker gewolkt, zum Teil lagenweise mit organischem Detritus (R. A. Gygi in GSELL 1968).

Balsthal-Formation

i_{6K} *Olten-Member: 0–30 m*

Die Balsthal-Formation (GYGI 2000) beschreibt den Riff- und Barrierebereich des Späten Oxfordiens und des beginnenden Kimméridgiens (mittlere Bimammatum- bis Planula-Zone). Im Gebiet von Atlasblatt Aarau ist einzig das Olten-Member (GYGI 2000) vertreten, das den eigentlichen Riffkörper repräsentiert (Fig. 9). Das Bioherm progradierte während der Zeit der Bimammatum-Zone bis zu einer Linie Winznau – Obergösgen – Niedergösgen – Stüsslingen. Der weitere Verlauf Richtung Norden ist unbekannt, da die betreffenden Schichten erodiert wurden. An der Brücke Winznau – Olten (Koord. 636.480/246.500), das heisst bereits im Gebiet von Blatt Hauenstein, ist die Abfolge rund 40 m mächtig und besteht aus gelblichweissem massigem mittelkörnigem koralligem Kalk mit Korallenfladen und -schwarten. Dazwischen ist, rund 13 m über der Basis, ein 50 cm mächtiges oolithisches Biokalkarenitband eingeschaltet (R. A. Gygi in GSELL 1968). Im Kartengebiet selber bietet das Profil im Stegbachtobel (Koord. 639.325/246.450) einen Einblick. Auf den oberen Teil des Crenularis-Members, der hier riffschuttähnlich ausgebildet ist und bereits Korallenbruchstücke führt, folgt rund 75 cm dicker beiger spätiger Kalk mit Einzelkorallen. Nach einer dünnen Mergelfuge sind 3,6 m eines relativ massigen meist grobkörnigen, mit Korallenschwarten durchzogenen Kalks ausgebildet. Dieser wird von einem Meter eines hellbeigen zuerst grob-, dann feinkörnigen Kalks überlagert, bei dem es sich möglicherweise um das Letzi-Member handelt. Das würde bedeuten, dass sich das Bioherm während der Zeit der Planula-Zone wieder etwas zurückgezogen hatte. In der Bohrung Gösgen SB-2 steht das Korallenriff direkt unter der quartären Lockergesteinsbedeckung an. Erhalten geblieben ist hier eine Mächtigkeit von rund 27,5 m. Es handelt sich um kreidig-weissen und beigen mikritischen Kalk und um biodetritischen Kalk mit rötlichen, grösstenteils rekristallisierten, bis 10 cm breiten flachen Korallen, Schwämmen, Echinodermen und Muschelbruchstücken. Hohlräume sind zum Teil mit blaugrauem Tonstein gefüllt.

i_7 **Burghorn-Formation:** bis 28 m

Das Verbreitungsgebiet der Burghorn-Formation beschränkt sich auf isolierte Relikte an der Nordflanke des Engelbergs und im Kalkzug des Eppenbergs zwischen Schönenwerd und Aarau (Hasenberg).

Baden-Member: 10–15 m

Das Baden-Member (Playnota- und Hypselocyclum-Zone) ist im Profil Friedhof Schönenwerd aufgeschlossen (R. A. Gygi in GSELL 1968). Es besteht hier aus

einer ca. 1 m mächtigen Glaukonit und Fossilien führenden Kalkbank an der Basis, gefolgt von etwa 4 m glaukonitischem Mergelkalk und 5 m glaukonithaltigem und daher grünlichem Algenkalk. In der EWS-Bohrung Burch südlich der Kirche von Schönenwerd (Koord. 642.640/246.885) wurden oberhalb des Algenkalks weitere Glaukonit führende Mergel- und Kalkbänke angetroffen. Die Mächtigkeit des Baden-Members beträgt hier wohl 15 m. In ähnlicher Mächtigkeit tritt es auch an der Nordflanke und am Ostende des Engelbergs auf.

Wettingen-Member: bis 13 m

Das Wettingen-Member ist nur am Ostende des Engelbergs, zwischen Löchli und Hennebüel, erhalten geblieben. Es umfasst weissen bis ockerfarbenen oft dickbankigen, knolligen dichten oder feinkörnigen Kalk mit Kieselschwämmen. Die Mächtigkeit beträgt dort bis zu 13 m (MÜHLBERG 1908).

PALÄOGEN – NEOGEN

Eozän

e Siderolithikum

Die siderolithischen Gesteine wurden durch Verwitterung der jüngsten jurazeitlichen, eventuell auch kreidezeitlichen Schichten, in einem subtropisch-semiariden Klima gebildet (WULLSCHLEGER 2005). Ihr Vorkommen beschränkt sich auf Taschen- und Kluftfüllungen sowie Linsen von meist geringer Ausdehnung in und über der verkarsteten Malmkalkoberfläche.

Das Siderolithikum tritt in folgenden Lithologien auf: Boluston, Bohnerz (schalig aufgebaute Limonitkonkretionen oder krustenartige Bildungen) und bunt gefärbter Quarzsand sowie untergeordnet weisser kaolinhaltiger Sand (Huppererde). An der Basis des Siderolithikums können Lagen von in situ verwitterten Malmkalkblöcken auftreten. Ausführliche Beschreibungen des Siderolithikums im Kartengebiet finden sich in BAUMBERGER (1923) und WULLSCHLEGER (2005).

In der Bohrung Schafisheim (Ref. 1) wurden 10 m mächtige siderolithische Bildungen angetroffen, in der knapp südlich des Kartengebiets gelegenen NOK-EWS-Bohrung Oftringen (Ref. 5) betrug die Mächtigkeit ca. 1 m und in der EWS-Bohrung an der Wallenmattstrasse 26 in Kölliken 22 m. In den dort realisierten vier Bohrungen konnte jedoch nur in einer Siderolithikum nachgewiesen werden. Die in einer Karsttasche innerhalb des Malmkalks abgelagerten Sedimente setzten sich aus braunem bis grünem, teilweise braunrotem Tonmergelstein mit Chert- und Tonsteinknollen zusammen. Im Bereich des Eppenbergs wurden in Kernboh-

rungen (BT-5, -6, -6*) eozäne Ablagerungen mit einer Mächtigkeit von durchschnittlich 15 m erschlossen (HOLINGER AG 1994).

An vier Lokalitäten lieferte das Siderolithikum Säugetierreste, welche eine biostratigraphische Datierung erlauben (s. Anhang A). Alle Fundstellen belegen spätes Eozän. Von besonderer Bedeutung ist die Fundstelle Gösgen-Kanal, da sie eine der reichsten späteozänen Säugetierfaunen Europas darstellt. Die Fossilien von Gösgen-Kanal stammen aus Bohnerztaschen, die beim Bau des Kanals für das Elektrizitätswerk Gösgen angeschnitten, aber nicht beachtet wurden. Erst nachträglich wurden sie im deponierten Aushubmaterial aufgesammelt (STEHLIN 1922).

Ein Aufschluss von Bohnerz befindet sich beim Fussballplatz in Rombach (Region Stock, Koord. 646.520/251.000). Krusteneisenerz ist beim Löchli am nordöstlichen Ausläufer des Dulliker Engelbergs aufgeschlossen (Koord. 641.025/243.600). In diesem Krusteneisenerz liegen zahlreiche eiförmige, an der Oberfläche weisslich verwitternde Silexknollen vor. WULLSCHLEGER (2005) bildet einen schönen Aufschluss von Boluston mit Bohnerz von der Lokalität Gheld in Biberstein ab.

Oligozän – Miozän

Untere Süsswassermolasse (USM)

Die USM im Gebiet von Atlasblatt Aarau wird in die «untere bunte Molasse» und «obere bunte Molasse» gegliedert. Die Terminologie richtet sich nach der von ERNI & KELTERBORN (1948) verwendeten Unterteilung im Gebiet des südwestlich anschliessenden Atlasblattes Murgenthal. Zwischen den beiden Einheiten unterschieden ERNI & KELTERBORN (1948) dort noch die Kalksandsteinserie, die aber im Gebiet von Atlasblatt Aarau nicht eindeutig nachzuweisen ist. Die schlechten Aufschlussverhältnisse im Verbreitungsgebiet erlauben es nicht, die Grenze zwischen der «unteren bunten Molasse» und der «oberen bunten Molasse» durchgehend zu kartieren, weshalb südlich der Aare, namentlich am Engelberg und im Gebiet Schönenwerd–Eppenberg, die beiden Einheiten zusammengefasst werden ($\mathbf{o_3}$-$\mathbf{m_1}$).

Ihre grösste Mächtigkeit im Kartengebiet weist die USM mit ca. 650 m im Gebiet von Schafisheim – Staufen auf.

o_3 «Untere bunte Molasse»

Die «untere bunte Molasse» besteht aus einer Serie von grauem bis grünlichem Sand- und Siltstein sowie gelegentlich Mergel und Süsswasserkalk, welche organische Reste wie Charaoogonien, inkohlte Pflanzenreste, Pyritkonkretionen und gelegentlich Ölimprägnierungen aufweisen.

Der basale Anteil der «unteren bunten Molasse» («Knauermolasse», «Blättermolasse») liegt in einer lithologisch eigenständigen Ausprägung vor. Nördlich

der Aare ist die basale «untere bunten Molasse» an den Flanken des Hungerbergs und im Lindgraben aufgeschlossen. Weicher Glimmer führender Sandstein herrscht vor. Daneben treten bunter Tonstein und Mergel sowie untergeordnet Süsswasserkalk auf. An der Basis finden sich charakteristische, aufgearbeitete Bohnerzkügelchen führende Mergellagen, die stellenweise auch Fossilien enthalten. Die aufgearbeitete Bohnerzkügelchen führende Mergelfazies hat eine weite Verbreitung; sie wurde in Aarau beim Bau des Gasthofs Ochsen, beim Bau des Kanals für das Elektrizitätswerk Gösgen und an der Basis der Molasse in der Bohrung Schafisheim angetroffen. MÜHLBERG (1896) erwähnt ferner, dass Funde fossiler Pflanzen nicht selten seien («Blättermolasse»); als Rarität werden Bernsteinfunde genannt (RENGGER 1829). Insgesamt weist die meist bis 15 m mächtige basale «untere bunte Molasse» (nördlicher Distelberg bis 28 m) faziell grosse Ähnlichkeit mit der weiter westlich auftretenden Aarwanger Molasse auf; sie ist aber deutlich jünger und geringmächtiger und wurde distaler, in unmittelbarer Nähe zu den mesozoisch-paläogenen Hochlagen, abgelagert. Die wenigen datierten Säugerfundstellen der basalen «unteren bunten Molasse» weisen alle ein spätchattisches Alter auf (s. Anhang B). Aufgrund der beobachteten Auflagerungsverhältnisse der USM im Gebiet des südwestlich angrenzenden Atlasblattes Murgenthal (BITTERLI et al. 2011) kann davon ausgegangen werden, dass im gesamten Gebiet des Atlasblattes Aarau die basalen Teile der USM dem Chattien zuzuordnen sind.

Im Gebiet des Atlasblattes Murgenthal umfasst die chattische Schichtabfolge im Westen den Wynauer Süsswasserkalk, die Aarwanger Molasse, die «untere bunte Molasse» und die Kalksandsteinserie (ERNI & KELTERBORN 1948). Diese insgesamt ca. 450–640 m mächtige Abfolge weist an der Basis (Wynauer und Oensinger Süsswasserkalk) ein MP-26-Alter auf. Im Südosten des Gebiets von Atlasblatt Murgenthal fehlt in der Bohrung Pfaffnau-1 (BÜCHI et al. 1965 a, b, VONDERSCHMITT & TSCHOPP 1953) jedoch bereits der Wynauer Süsswasserkalk, die Aarwanger Molasse und möglicherweise ein Teil der «unteren bunten Molasse». Diese älteren Molasseablagerungen fehlen am Jurafuss östlich von Oberbuchsiten und an der Nordflanke der Born-Antiklinale sowie vermutlich in weiten Gebieten des östlichen Kartengebiets (vgl. Bohrung Pfaffnau-1), wo jüngere (jedoch immer noch chattische) Schichten der USM diskordant an synsedimentäre Hochlagen (Sockelstrukturen) anlagern. Für das Gebiet von Atlasblatt Aarau bedeutet dies, dass die Auflagerung der USM auf das Mesozoikum (inkl. Siderolithikum) von Westen nach Osten und, in geringerem Masse, von Süden nach Norden zunehmend jünger wird; eine Beobachtung, die zumindest teilweise bereits von M. Mühlberg (in KELTERBORN 1948, S. 42) geäussert wurde.

Die geringmächtige basale «untere bunte Molasse» wird von eine Serie von graugrünem bis olivgrünem Sandstein, Siltstein und untergeordnet Tonstein überlagert, welche gelegentlich bituminöse Kohlestücke Pflanzendetritus und Charaoogonien enthält. Darüber folgt olivgrüner bis roter Mittel- bis Feinsandstein und Siltstein sowie untergeordnet Tonstein, welcher mit Pyritkonkretionen durchsetzt

ist. Aufschlüsse dieser Molasseabfolge, welche hauptsächlich südlich der Aare vorkommt, sind selten. Diese Abfolge erreicht in der Bohrung Schafisheim eine Mächtigkeit von 216 m.

Für Teile der «unteren bunten Molasse» in der Umgebung von Aarau verwendete MÜHLBERG (1896, S. 71f.) den Begriff «Sandstein des Gönhard». HEIM & HARTMANN (1919) führten die 70–100 m mächtige Abfolge, deren Typlokalität ca. 2 km südlich von Aarau beim heute Gönert genannten Hügel liegt, unter dem Namen «Gönhardsandstein». Der schlecht definierte Begriff wird heute nicht mehr verwendet. Nach HABICHT (1987) könnte der Abschnitt des Göhnhardsandsteins eventuell der Kalksandsteinserie weiter im Westen entsprechen.

Im Gebiet zwischen Thalheim und Veltheim (Thalheim-Veltheim-Scholle) liegt die chattische USM als > 50 m mächtige monotone Abfolge von gelblichgrauem Glimmer führendem feinkörnigem Sandstein vor. Dieser ist kaum geschichtet und führt lagenweise grosse Knauer (Knauersandstein). Der Kontakt zum liegenden Malmkalk ist nicht aufgeschlossen (Beobachtungslücke ca. 2 m), das Hangende liegt unter Tillbedeckung (DIEBOLD et al. 2006).

m_1 «Obere bunte Molasse»

Die «obere bunte Molasse» besteht aus buntem Mergel sowie gelblichem bis bräunlichem Silt- und Sandstein, der vereinzelt Knauer- und Aufarbeitungslagen mit Mergelgeröllen sowie Caliche führt. Sie ist vorwiegend fossilarm und weist gelegentlich Ölimprägnierungen auf. In der Bohrung Schafisheim wurde die «obere bunte Molasse» in der unvollständigen Mächtigkeit von 106 m durchbohrt.

Fossilien sind selten in der «oberen bunten Molasse» des Kartengebiets. In Aufarbeitungslagen finden sich gelegentlich Schneckenschalen sowie Süsswasserfisch- und Reptilien-, selten auch Kleinsäugerzähne. Nur der helle, wenig Schneckenschalen führende Schlammstein von Oberentfelden-Eistel 1 (Koord. 647.150/244.250) liefert zum Teil ganze Kieferhälften von Kleinsäugern sowie Reptilienzähne. Ätzspuren an den Kleinsäugerzähnen lassen den Schluss zu, dass die Fossilien aus Raubvogelgewöllen stammen. Diese Fundstelle ist die einzige im Gebiet von Blatt Aarau, die eine biostratigraphische Einstufung der «oberen bunten Molasse» erlaubt. Der Hamsterartige *Eucricetodon aquitanicus* sowie der seltene Hasenartige *Marquinomys* sp. erlauben die Zuordnung zu einem jüngeren MN 2a oder älteren MN 2b (spätes Aquitanien; KÄLIN 1997).

Obere Meeresmolasse (OMM)

Die OMM des zentralen und östlichen schweizerischen Mittellandes wird in die Luzern-Formation (KAUFMANN 1872) und die St.-Gallen-Formation (MILLER 1877) gegliedert (KELLER 1989). Die weitere Unterteilung der OMM beruht im Gebiet von Atlasblatt Aarau im Wesentlichen auf BÜCHI (1957) (Fig. 11). Umfang-

reiche, auf grossen Mengen geschlämmten Materials beruhende Untersuchungen von J. Jost führten zur Entdeckung neuer Horizonte und zur Modifizierung der Grenzziehungen (Fig. 11). So liegt die Grenzziehung USM/OMM heute tiefer und wird mit dem Auftreten des ersten marinen Sandsteins und nicht mit dem Auftreten der ersten Molluskenbänke definiert. Die Grenze zwischen der Luzern- und der St.-Gallen-Formation (bzw. zwischen dem «Burdigalien» und dem «Helvétien») legte BÜCHI (1957) für das vorliegende Gebiet an die Basis der «Basisnagelfluh». KELLER (1989) konnte aufzeigen, dass am Südrand der mittelländischen Molasse die Luzern-Formation durch einen Regressionshorizont von der transgressiv darüber liegenden St.-Gallen-Formation getrennt wird. Gestützt auf die aus den Fischfaunen ableitbaren Wassertiefen drängt sich eine neue Grenzziehung zwischen Luzern- und St.-Gallen-Formation auf. Diese wird neu an die Basis des Staffelbach-Grobsandsteins gelegt. Ausserdem wurde der Grenzbereich zwischen Luzern- und St.-Gallen-Formation mittels Kleinsäugerfunden als MN 3b (mittleres Burdigalien) datiert. Die aus dem Gebiet der Atlasblätter Aarau und Schöftland vorliegenden biostratigraphischen Daten zeigen, dass Faunen von MN-4-Alter bereits unterhalb der «Basisnagelfluh» auftreten.

Aufschlüsse der OMM treten ausschliesslich im südöstlichen Bereich des Kartengebiets auf (s. Anhang C).

m_2 **Luzern-Formation:** 70–80 m

Die im Norden des Verbreitungsgebiets rund 70 m, im Süden rund 80 m mächtige Luzern-Formation lässt sich in eine meist monotone Sandsteinabfolge mit Aufarbeitungslagen in deren unterem Bereich sowie den Safenwil-Muschelsandstein im Dach der Formation gliedern.

Aufarbeitungslagen («Burdigale Basiszone» BÜCHI 1957)

Die Aufarbeitungslagen treten als lokale, meist nur über kurze Distanz verfolgbare Einschübe in den untersten 30 bis selten 40 m der Luzern-Formation auf. Einzelne Lagen können wenige Zentimeter bis wenige Meter mächtig sein. Es handelt sich um grauen oder gelblichen bis braunen Sandstein, zum Teil gebankt, mit millimeter- bis zentimeterdünnen bräunlich-gelblichen Schlammsteinbändern. Eingelagert sind Aufarbeitungslagen mit bis faustgrossen alpinen Geröllen sowie bunten Mergelgeröllen und Caliche, vereinzelt auch Muschelbänke. Oft sind Wellenrippeln und Rinnenstrukturen zu beobachten. Eine scharfe Abgrenzung zur USM ist aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse schwierig. In den Aufarbeitungslagen können regelmässig Selachierzähne gefunden werden, aber meist nur durch Schlämmen des Sediments. Häufig sind Zähne von Stechrochen (*Dasyatis*), Katzenhaien (*Scyliorhinus*) sowie Sandhaien (*Carcharias*). Eine seltene, aber regelmässig auftretende Leitform bei Haien ist *Physogaleus singularis* PROBST, 1878. Knochenfischzähne sind am häufigsten durch *Dentex* sp. vertreten.

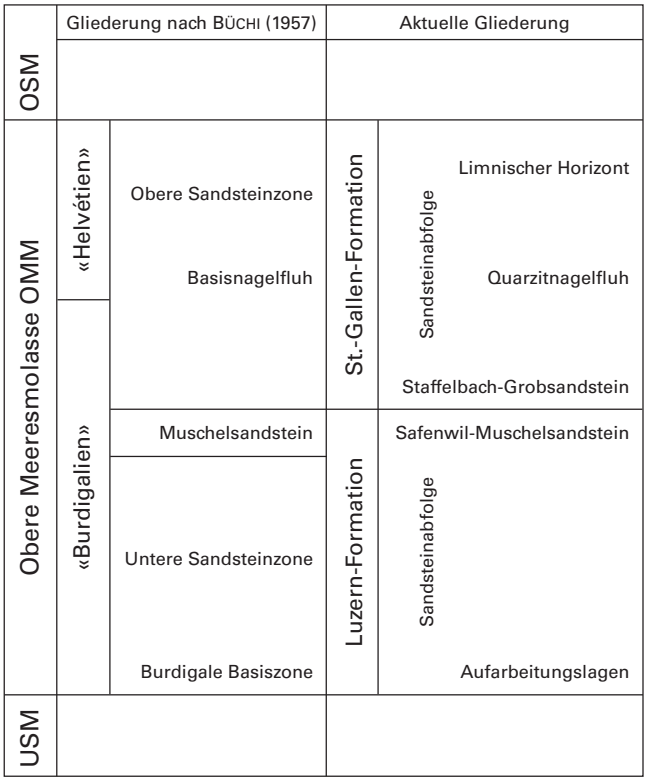
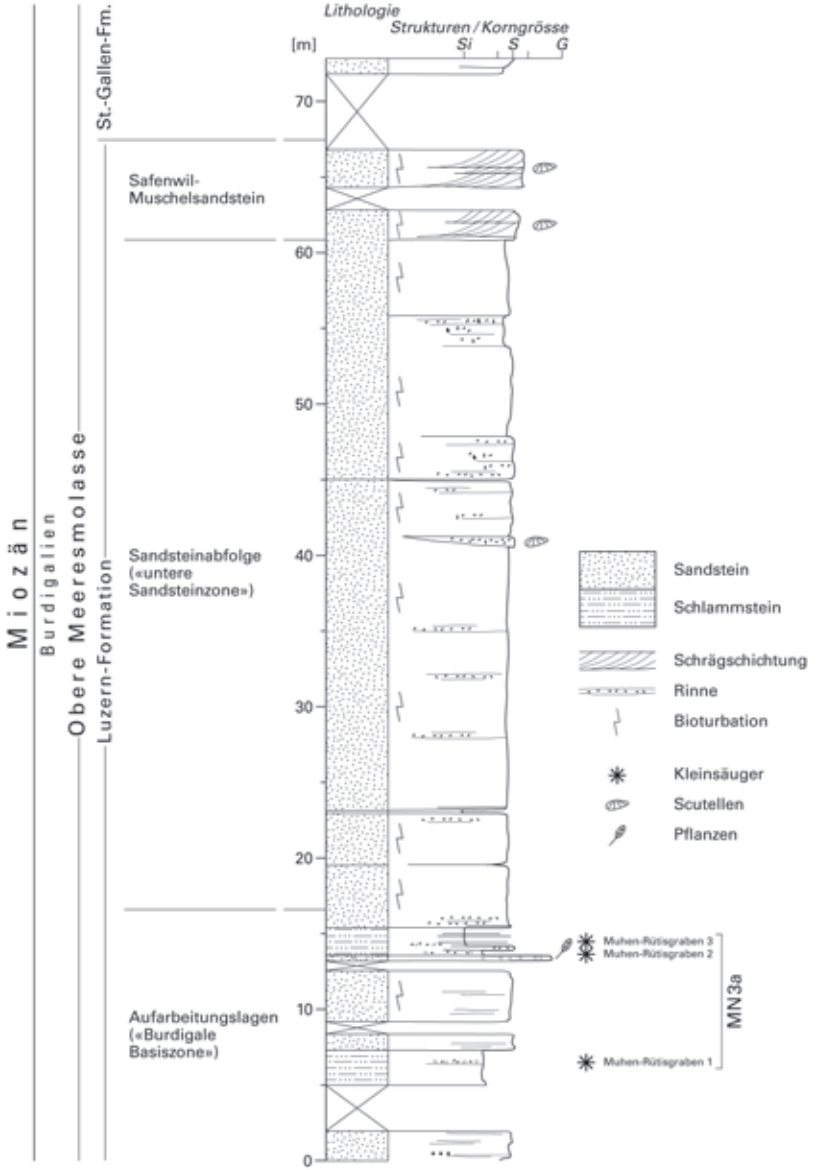


Fig. 11: Gegenüberstellung der aktuellen und der alten Gliederung der OMM.

In Muschelbänken sind *Cardium*, *Tapes* sowie *Pecten* dominant. Regelmässig sind eingeschwemmte Zähne von Süsswasserfischen (v. a. Cypriniden), aber auch von Reptilien (Krokodilen) sowie Kleinsäugern zu finden.

In den Aufarbeitungslagen treten ausschliesslich Reste von Selachierarten, die sehr flaches Wasser bevorzugen, auf. Die Artenzahl ist mit meist zehn Hai- und sechs Rochenarten sehr bescheiden. Die Ablagerung dürfte im Uferbereich eines Flachmeeres mit wandernden Gezeitenrinnen, in denen sich die Fossilien konzentrierten, erfolgt sein. Bei starken Niederschlägen wurden tierische Reste durch Flüsse aus dem terrestrisch-limnischen Umland in den marinen Raum verfrachtet. Die zumeist sehr gute Erhaltung von Kleinsäugerzähnen lässt einen kurzen Transportweg vermuten. Zudem kann von ruhigen Sedimentationsverhält-


Miozän
Burdigalien
Obere Meeresmolasse
St.-Gallen-Fm.
Luzern-Formation
Lithologie
Strukturen / Korngrösse
Si
S
G
[m]
70
60
50
40
30
20
10
0
Safenwil-
Muschelsandstein
Sandsteinabfolge
(«untere
Sandsteinzone»)
Aufarbeitungslagen
(«Burdigale
Basiszone»)
Sandstein
Schlammstein
Schrägschichtung
Rinne
Bioturbation
Kleinsäuger
Scutellen
Pflanzen
Muhen-Rütisgraben 3
Muhen-Rütisgraben 2
Muhen-Rütisgraben 1
MN3a

nissen ausgegangen werden, da die oft fragilen Selachierzähne sehr gut erhalten sind.

Kleinsäugerzähne vieler Fundstellen erlauben eine Einstufung der Aufarbeitungslagen an der Basis der OMM in jüngeres MN 3a (frühes Burdigalien). Wichtigstes Leitfossil ist *Eucricetodon* nov. sp. (KÄLIN 1997). Es lässt sich ausserdem eine Schichtlücke zwischen Oberentfelden-Eistel 1, MN 2b (Koord. 647.150/244.250) und Oberentfelden-Eistel 2, jüngeres MN 3a (Koord. 647.360/244.075) vermuten. Kleinsäugerfunde von älterem MN-3-Alter, wie sie in Brüttelen-Schaltenrain, Atlasblatt Bieler See (Koord. 578.000/208.730), vorkommen, fehlen im Raum Aarau. Zwischen den Fundstellen von MN 2b (spätes Aquitanien) und jüngerem MN 3a liegt in Oberentfelden nur knapp 30 m Sediment, was möglicherweise auf einen grösseren Hiatus hinweist.

Sandsteinabfolge («untere Sandsteinzone» BÜCHI 1957)

Der Hauptteil der Luzern-Formation besteht aus olivgrünem und grauem bis beigem Sandstein, der teils als schwach verfestigte Lagen, teils als harte Bänke vorliegt. Gelegentlich finden sich dünne Schlammsteinlagen mit Wellenrippeln, die eine grobe Bankung des Sandsteins andeuten. Es handelt sich um oft massige, monotone Schichtabfolgen über mehrere Meter ohne Fossilien oder Gerölle. Gelegentlich liegen erosiv eingetiefte Rinnen vor, die alpine Gerölle sowie Schlammsteingerölle und Fossilien führen. Einen nahezu lückenlosen Aufschluss dieser Abfolge bietet das Profil Muhen-Rütisgraben (Fig. 12).

Im Vergleich zum Abschnitt mit Aufarbeitungslagen treten häufig Selachier- und Knochenfischzähne auf, die aber auch hier meist nur durch Schlämmen zu finden sind; auch wird die Selachierfauna deutlich reicher. Vor allem die Familie der Requiemhaie (Carcharhinidae) tritt mit zahlreichen neuen Gattungen auf. Aber auch Riesenhaie (*Cetorhinus*), Kammzähnerhaie (*Notorynchus*), Fuchshaie (*Alopias*), Makohaie (*Cosmopolitodus*), Engelhaie (*Squatina*) sowie weitere Gattungen kommen dazu. Bei den Rochen sind immer noch die Stechrochenarten (*Dasyatis*) dominant, häufiger werden die Kuhnasenrochen (*Rhinoptera*) sowie die Adlerrochen (*Myliobatis* und *Aetobatus*). Neu kommen auch Geigenrochen (*Rhynchobatus*) sowie Echte Rochen (*Raja*) dazu. Auch bei den Knochenfischen wird das Spektrum der Gattungen breiter. Schliesslich treten einzelne Trümmer von irregulären Seeigeln auf (*Scutella* sp.), vereinzelt auch vollständige Exemplare, sowie weiterhin auch Molluskenreste wie in den Aufarbeitungslagen im basalen Abschnitt der Formation.

In der Sandsteinabfolge der Luzern-Formation sind Selachiergattungen häufig, die flaches Wasser bewohnen. Die Artenzahl ist mit bis zu zwanzig Hai- und

---

Fig. 12: Profil der Luzern-Formation an der Lokalität Muhen-Rütisgraben (Koord. 648.300/242.880). Profilaufnahme D. Kälin und J. Jost, 1995.

zehn Rochenarten deutlich höher als in den basalen Aufarbeitungslagen. Die Ablagerungen dürften weiterhin aus einem Flachmeer stammen, in dem sich in Prielen u. a. tierische Reste angereichert haben. Der Erhaltungszustand der Fossilien ist nicht mehr durchwegs so gut wie im basalen Abschnitt mit Aufarbeitungslagen, es finden sich viele gerollte Haifischzähne. Es scheint also gegenüber dem basalen Abschnitt der Formation eine Energiezunahme in Form von Wellen und Strömungen stattgefunden zu haben.

Es liegen bisher keine Kleinsäugerfunde aus diesem Abschnitt vor, die eine eindeutige biostratigraphische Einstufung erlauben.

Safenwil-Muschelsandstein

Beim Safenwil-Muschelsandstein handelt es sich um einen meist harten bis sehr harten Sandstein, der alpine Gerölle und Schlammsteingerölle führt. Auffallend sind neben den Mollusken die meist massenhaft vorkommenden Trümmer von irregulären Seeigeln (*Scutella* sp.). Lokal ist der Safenwil-Muschelsandstein auch als Seeigeltrümmer führender Sandstein vorhanden. Unterlagert wird er in der Regel von gelben Siltsteinbändern und von Sandstein, der sehr viele gelbe Schlammsteingerölle führt. Er ist meist deutlich schräggeschichtet und zeigt Rinnenstrukturen und Rippeln.

In seiner typischen Ausbildung ist der Safenwil-Muschelsandstein bis maximal 10 m mächtig. Vor allem im Südosten des Gebiets von Blatt Aarau kann er lokal auch fehlen oder ist nur als Scutellentrümmer führender Sandstein, der sich nicht scharf vom Liegenden abtrennen lässt, vorhanden.

Häufig sind Selachier- und Knochenfischzähne, die nur durch Schlämmen von Material aus Taschen mit schwächer verfestigtem Sandstein die ganze Artpalette offenbaren. Man findet aber auch im harten Sandstein oft Haifischzähne. Meist handelt es sich um Zähne von Sandhaien (*Carcharias*), Tigerhaien (*Galeocerdo*) oder Makohaien (*Cosmopolitodus*). Selten sind auch einzelne Zähne von *Megaselachus*, einer Makrelenhaiart (*Megaselachus megalodon*, früher *Carcharodon megalodon*) zu finden, die bis 15 cm lang sein können. Die meisten grösseren Zähne von Haien, die in den Sammlungen der Schweizer Museen vorhanden sind, stammen aus dem Muschelsandstein. Solch grosse Zähne sind aber weitaus seltener, als es die Sammlungen suggerieren, denn sie wurden über Jahrzehnte beim manuellen Abbau durch die Steinbrucharbeiter gefunden. Die Artenvielfalt im Safenwil-Muschelsandstein nimmt gegenüber dem Liegenden nicht wesentlich zu. Regelmässig sind auch Zähne von Delphinen zu finden. Neben dem erwähnten massenhaften Auftreten von Trümmern irregulärer Seeigel (*Scutella* sp.) sind auch Molluskenreste (Herzmuscheln, Venusmuscheln, Jakobsmuscheln, Austern usw.) reich vertreten, sowohl als Steinkerne als auch in Schalenerhaltung. Häufig finden sich auch Schwemmholzreste.

Die Paläoökologie des Safenwil-Muschelsandsteins ist ähnlich wie diejenige der liegenden Sandsteinabfolge der Luzern-Formation. Eine nochmalige Zunah-

me der Energie in Form von Strömung und Wellen ist angesichts der ausgeprägten Schrägschichtung wahrscheinlich.

Die wenigen Funde von Kleinsäugerzähnen lassen keine eindeutige biostratigraphische Einstufung zu. Untersuchungen im Gebiet der Atlasblätter Wohlen, Langenthal und Sursee lassen vermuten, dass die Muschelsandsteine mindestens vom Raum Lenzburg über Entfelden, Safenwil, Brittnau, Roggliswil und Madiswil («Bisig-Muschelsandstein») gleichen Alters und Ursprungs sind.

m_3 **St.-Gallen-Formation:** bis 70 m

Die im Südosten des Gebiets von Blatt Aarau gut 70 m mächtige, weiter nördlich nicht mehr in voller Mächtigkeit erhaltene St.-Gallen-Formation beginnt mit dem Staffelbach-Grobsandstein, der von einer Sandsteinabfolge überlagert wird. Etwa in der Mitte dieser Abfolge ist die Quarzitnagelfluh eingelagert, gegen das Dach zu tritt der limnische Horizont auf. Bei beiden handelt es sich um nicht flächenhaft verbreitete Einschübe.

Staffelbach-Grobsandstein

Der Staffelbach-Grobsandstein ist ein schwach verfestigter bis harter grobkörniger Sandstein mit sehr vielen alpinen Geröllen und Schlammsteingeröllen, welcher lokal nagelfluhartig ausgebildet ist. Er liegt entweder direkt auf dem Safenwil-Muschelsandstein oder ist unterlagert von Sandstein, der meist graue Ton-/Siltsteingallen führt. Häufigste Gerölle sind grüne Quarzite – eigentlich Arkosen mit chloritisch-serizitischer Matrix –, die aus dem Verrucano stammen dürften. Sie stellen das distale Äquivalent der Schüpferegg-Nagelfluh dar und sind somit Teil der Napf-Schüttung (MATTER 1964). In seiner typischen Ausbildung ist der Staffelbach-Grobsandstein zwischen wenige Zentimeter und rund 3 m mächtig. Lokal kann er aber auch fehlen bzw. atypisch ausgebildet sein.

Der Staffelbach-Grobsandstein weist eine sehr reiche Selachierfauna auf (rund 50 Hai- und 15 Rochenarten); auch die Knochenfischarten nehmen markant zu. Es kommen, neben den bereits im Safenwil-Muschelsandstein vertretenen Gattungen, neue dazu, welche tieferes Wasser bevorzugen: unter anderem Kobold- oder Nasenhaie (*Mitsukurina*), Krokodilshaie (*Pseudocarcharias*), Schildzahnhaie (*Odontaspis*), Kammzähnerhaie (*Paraheptranchias*) sowie Dornhaiarten (*Centrophorus*, *Deania*, *Isistius*). Regelmässig sind auch Zähne mehrerer Delphinarten zu finden sowie an einigen Fundstellen immer noch massenhaft Trümmer von irregulären Seeigeln (*Scutella* sp.).

Die Paläoökologie des Staffelbach-Grobsandsteins zeigt widersprüchliche Fakten. Einerseits sind immer noch Flachwasser bevorzugende Selachierarten des Safenwil-Muschelsandsteins vertreten, anderseits kommen zahlreiche neue Formen vor, die in tieferem Wasser lebten. Eine Rekonstruktion der Verhältnisse ist dadurch schwierig. Neben gut erhaltenen Zähnen sind auch zahlreiche stark

gerollte Exemplare zu finden, die auf Umlagerungsprozesse und Transport hindeuten. Möglicherweise haben zur Zeit des Übergangs von der Luzern- zur St.-Gallen-Formation grössere Aufarbeitungsprozesse stattgefunden.

Die wenigen Kleinsäugerfunde aus dem Staffelbach-Grobsandstein des Gebiets südlich von Atlasblatt Aarau deuten auf ein Alter von MN 3b oder MN 4a (mittleres bis spätes Burdigalien) hin. Ein wichtiger Beleg ist der Fund eines Elefantenartigen (Proboscidea) von Staffelbach aus dieser Einheit. Es sind aus Europa keine Proboscideenfunde bekannt, die älter als MN 3b sind.

Sandsteinabfolge («obere Sandsteinzone» BÜCHI 1957)

Im unteren, rund 30–40 m messenden Teil der Sandsteinabfolge der St.-Gallen-Formation findet sich grauer bis beiger schwach verfestigter bis harter, oft parallel laminierter Sandstein mit wenigen alpinen Geröllschnüren und oft massenhaft auftretenden grauen Schlammsteingallen, der mit grauen, zum Teil auch gelblichen Schlammsteinlagen wechsellagert. An der Basis der Abfolge liegt die feinste mittlere Korngrösse innerhalb der OMM vor. Nach oben, gegen die Quarzitnagelfluh zu, treten vermehrt alpine Gerölle und gelbliche Schlamm- und Feinsandsteingerölle auf. Im oberen Teil der Abfolge liegt gelblicher Sandstein («Bryozoensandstein») mit einzelnen Geröllschnüren aus alpinem Material sowie Schlammsteingeröllen vor. Charakteristisch ist auch der gegen oben vermehrt auftretende Knauersandstein.

Im Gebiet von Atlasblatt Aarau gibt es bisher keine bedeutende Fossilfundstelle im unteren Teil der Sandsteinabfolge der St.-Gallen-Formation. Lokalitäten auf dem Gebiet des Nachbarblattes Schöftland belegen jedoch eine vielfältige Selachierfauna. Es dominieren Formen, die im Staffelbach-Grobsandstein erstmals auftreten und tieferes Wasser bevorzugen. Seltene Gattungen, die neu dazu kommen, sind zum Beispiel Teufelsrochen (*Mobula*), und sogar Walhaie (*Rhincodon*) sind aus dem basalen Teil der Abfolge belegt. Die Fossilien sind in diesem Abschnitt meist exzellent erhalten und selten gerollt. Gegen die Quarzitnagelfluh zu werden die hochmarinen Formen wieder seltener. Viele Zähne sind auch wieder deutlich gerollt. Vereinzelt findet man Mollusken, v.a. grosse Austern, hingegen keine Trümmer von irregulären Seeigeln (*Scutella* sp.) mehr. Im oberen Teil der Sandsteinabfolge sind Selachier selten. Charakteristisch ist die sehr grosse Menge von Bryozoentrümmern. Da Süsswasserbryozoen keine Kalkskelette bilden, muss es sich um marine oder brackische Formen handeln. Häufig sind auch kleine Austernarten. Ansonsten sind Einschwemmungen von Süsswasserfischzähnen, selten Kleinsäugerzähnen sowie Charaoogonien zu finden.

Die Selachierfauna im unteren Teil der Sandsteinabfolge der St.-Gallen-Formation zeigt die höchstmarinen Verhältnisse und grössten Wassertiefen während der Ablagerung der OMM an, was mit der geringen mittleren Korngrösse des Sediments korrespondiert. Aufgrund der Fauna kann von Wassertiefen um 100 m

ausgegangen werden. Im Verlauf der Ablagerung der St.-Gallen-Formation fand eine allmähliche Verflachung des Meeres und parallel dazu eine Zunahme der Wellen- und Strömungsenergie statt. Grosse Teile des «Bryozoensandsteins» im oberen Teil der Abfolge dürften nicht mehr in rein marinem Milieu abgelagert worden sein; die Fossilien sprechen eher für brackische Verhältnisse. Der limnische Horizont (s.u.) scheint eine stark regressive Phase zu repräsentieren. Danach schuf eine letzte, leichte Transgression des Meeres vorübergehend wieder die vorherigen Verhältnisse.

Zur Datierung des unteren Teils der Sandsteinabfolge der St.-Gallen-Formation musste auf Funde von Kleinsäugern aus dem Gebiet der Atlasblätter Schöftland und Langenthal zurückgegriffen werden. Sie weisen auf MN 4a oder MN 4b (spätes Burdigalien) hin. Der obere Teil datiert aufgrund weniger Kleinsäugerfunde aus dem Kartengebiet in das MN 4b.

Quarzitnagelfluh

Die Quarzitnagelfluh ist ein wenig sortiertes, grobes, sandig gebundenes Konglomerat, das zum Teil gelbliche Sandsteinzwischenlagen mit vereinzelten Geröllen aufweist. Im Sandstein sind oft Knauerbildungen zu beobachten. Die Durchmesser der Gerölle variieren zwischen wenigen Zentimetern und über 30 cm. Die Quarzitnagelfluh ist bis 15 m mächtig, kann aber auch gänzlich fehlen.

In sandigen Partien können selten Selachierzähne gefunden werden, die auf Flachwasser hindeuten. An einzelnen Lokalitäten treten gehäuft Austernreste, eingeschwemmte Süsswasserfisch- und selten Kleinsäugerzähne auf. Häufig sind auch Schwemmholzreste.

Kleinsäuger aus dieser Einheit ergeben eine Datierung von MN 4b.

Limnischer Horizont

Der limnische Horizont weist eine sehr variable lithologische Ausprägung auf. An der Typuslokalität Mauensee (Atlasblatt Sursee, REICHENBACHER et al. 2005, JOST et al. 2006) und an zwei Orten im Gebiet von Atlasblatt Schöftland ist dieser Einschub als rein limnischer Mergelhorizont mit reicher Otolithenfauna ausgebildet. Die meisten Lokalitäten stellen jedoch Aufarbeitungslagen mit Verlandungsbildungen (Caliche) dar, zum Teil auch mit alpinen Geröllen und vielen Schlammgeröllen. Meist sind die Vorkommen leicht marin beeinflusst. Die Mächtigkeit des limnischen Horizonts beträgt wenige Meter.

Marine Fossilien findet man meist in Form von Austern oder selten Selachierzähnen. Von Bedeutung sind Kleinsäugerfunde: bei den Nagetieren v.a. Hamster-, Schläfer- und Hörnchenarten, daneben Hasenartige sowie diverse Insektenfresser. Es sind auch Grosssäugerzähne (Hirschartige, Nashörner [Fig. 13] sowie Elefantenvorläufer) nachgewiesen, daneben Reptilien- und Süsswasserfischzähne.

Fig. 13: Unterkieferbruchstück eines Nashorns aus dem limnischen Horizont der St.-Gallen-Formation (MN 4b). Länge (von links nach rechts) 22 cm. Seon-Bampf 1, Koord. 653.525/242.850/580. Foto J. Jost, 2011.

Wahrscheinlich herrschten bei der Bildung des limnischen Horizonts lokal sehr unterschiedliche Ablagerungsverhältnisse. Während einerseits ein Teil des flachen Molassebeckens bereits verlandete und sich dort lokal Süsswasserseen bildeten, herrschten anderseits regional noch marin-brackische Verhältnisse vor. Es ist anzunehmen, dass Fundorte mit gemischter mariner, fluviatiler, limnischer und terrestrischer Fauna durch Extremereignisse, wie sie heute beispielsweise bei Sturmfluten an der Nordseeküste auftreten, entstanden sind.

Kleinsäuger aus dieser Einheit ergeben eine Datierung von MN 4b.

Obere Süsswassermolasse (OSM)

m_4 OSM, undifferenziert

Mittelland

Bei der nicht weiter gliederbaren mittelländischen OSM im Gebiet von Blatt Aarau handelt es sich um Sandstein mit Knauern sowie hellen bis schwarzen, selten auch bunten Mergel und Schlammstein. Eingelagert sind gelegentlich Bänke von biodetritusreichem *Süsswasserkalk*. Der Übergang OMM/OSM ist nicht auf-

geschlossen und kann nicht exakt festgelegt werden. Die maximale noch vorhandene Mächtigkeit der OSM beträgt rund 40 m (Gebiet Bampf).

Im Kartengebiet ist bisher nur die Fundstelle Seon-Bampf 2 bekannt (Koord. 653.450/242.675), wo neben Mollusken auch Otolithen von Süsswasserfischen, Charaoogonien, Kleinsäugerzähne sowie Reptilienreste gefunden wurden. Der zitierte Süsswasserkalk ist reich an Molluskenschalen.

Mit der Ablagerung der OSM zog sich das Meer endgültig aus dem Molassebecken zurück. Das Alpenvorland wurde von Flüssen durchzogen, und es kam zur Bildung von Sümpfen und Teichen, in denen Mergel zur Ablagerung gelangte. Süsswasserkalkbänke belegen, dass sich auch grössere, über längere Zeit bestehende Seen bildeten.

Der beprobte Mergel von Seon-Bampf liegt im Grenzbereich zwischen hohem MN 4b und tiefem MN 5 (spätes Burdigalien). Kleinsäuger, die eine genauere Einstufung erlauben würden, konnten bisher nicht gefunden werden.

Tafeljura

Helicidenmergel

Im Gebiet von Oltingen bildet der Helicidenmergel die älteste känozoische Ablagerung; er tritt nur lokal auf und wird von Brekzienkalk und Jüngerer Juranagelfluh überlagert (vgl. abgewickeltes Profil in GSELL 1968, S. 82).

Beim Helicidenmergel (Helicitenmergel, MOESCH 1857, S. 70) handelt es sich um ziegelroten Mergel bis dunkelroten kalkarmen Tonstein, der meist Steinkerne von Landschnecken (Heliciden) enthält. Vielfach treten im Helicidenmergel auch Einwehungen von vulkanischem Staub auf (HOFMANN 1961). Der geringmächtige Helicidenmergel entstand wahrscheinlich über eine sehr lange Zeit terrestrischer Exposition.

Aufgrund seines stratigraphischen Verbands im Randen- und Hegaugebiet, wo er das Liegende des Albsteins (Randen-Grobkalk) bildet, wird er von den meisten Autoren in die OMM gestellt (s.a. HABICHT 1987, S. 152). HOFMANN (1961) beschrieb erstmals Vorkommen vulkanischen Materials im Helicidenmergel des Baselbieter und Aargauer Juras. Die vulkanische Apatite wurden von RAHN & STUMM (2011) mit Hilfe der Spaltspurmethode datiert. Sollten sich die erhaltenen Alter von 15,1 ± 0,7 Ma (Lokalitäten Tennikerflue und Gisiberg) bestätigen, so wäre dies ein Hinweis darauf, dass die Bildung des Helicidenmergels entweder wesentlich länger angedauert hat als bisher angenommen oder die Fazies des Helicidenmergels auch in jüngeren stratigraphischen Niveaus der OSM auftreten kann. C. Moesch verwendete den Begriff Helicidenmergel für den roten Mergel, welcher die Juranagelfluh unterlagert, in ihr eingeschaltet liegt oder sie überlagert. BAUMBERGER (1927) zählt den Helicidenmergel zu seinen Silvana-Schichten der OSM. Im Sinne von STUMM (1964) sollte jedoch prinzipiell nur derjenige rote Mergel zum Helicidenmergel gestellt werden, welcher die Juranagelfluh unter-

lagert. Bei der Kartierung von Atlasblatt Aarau wurde der Helicidenmergel als terrestrisches zeitliches Äquivalent der OMM zur OSM gestellt und nicht separat ausgeschieden.

Mergel der Jüngeren Juranagelfluh

Im äussersten Nordwesten des Kartengebiets bei Oltingen sind im Tafeljura Ablagerungen der eigentlichen OSM aufgeschlossen. Die Ablagerungen, die lokal dem Helicidenmergel auflagern, bestehen an der Basis aus beigem bis rötlichem *Brekzienkalk*, dessen Komponenten sich aus mit Algenkrusten umwachsenen Malmkalktrümmern zusammensetzen, oder aus einer ca. 5 m mächtigen, durch roten und rotbraunen tonigen Mergel verkitteten *Nagelfluh* (BARTHOLET 1964, GSELL 1968). Als Nagelfluhkomponenten treten fast ausschliesslich Malmkalkgerölle auf. Über diesen Basisbildungen folgt roter bis weisslicher toniger Mergel, der auch eine Bank aus *Süsswasserkalk* enthält. Die überwiegend feindetritischen Sedimente entsprechen der lateralen Fazies der aus dem Norden geschütteten Basler Juranagelfluh. Die gesamte Schichtmächtigkeit der neogenen Sedimentgesteine im Tafeljura beläuft sich im Gebiet Oltingen – Anwil auf maximal 100 m. Im Gebiet des Atlasblattes liegen keine vollständigen Profile vor, da die neogenen Ablagerungen durch die Chlapfen-Heidegg-Struktur (s. Kap. Tektonik) verschuppt wurden (vgl. abgewickeltes Profil in GSELL 1968, S. 82).

Im Kartengebiet selbst liegen bisher keine Fossilfunde vor, die eine Altersseinstufung des Mergels der Jüngeren Juranagelfluh erlauben würden. Wenig weiter westlich, bei Zeglingen (HÜRZELER 1939), und weiter nordöstlich, bei Anwil (ENGESSER 1972), liegen unmittelbar über der mesozoischen Unterlage Kleinsäugerfundstellen vor, die eine präzise Datierung ermöglichen. Die Kleinsäugerfundstelle Zeglingen, in Süsswasserkalk auf der Südseite des Sprüssel-Gewölbes gelegen, datiert in ein höheres MN 6 (spätes Langhien); die Süsswasserbildungen bei Anwil belegen tiefes MN 8 (jüngstes Langhien; KÄLIN 1993, KÄLIN & KEMPF 2009). Die Sedimentation der OSM setzte demnach im Gebiet Oltingen – Anwil später ein als in der mittelländischen Molasse, wo die OSM ohne erkennbare Schichtlücke der OMM auflagert. Das Gebiet Oltingen – Anwil war zu Beginn der Schüttungen der Jüngeren Juranagelfluh eine Hochzone, welche die beiden regionalen Senken trennte, die später von der Basler bzw. Aargauer Juranagelfluh verfüllt wurden. Erst in einer späteren Phase griff die Sedimentation der überwiegend feindetritischen lateralen Fazies der Basler Juranagelfluh auf die Westseite dieses Hochgebiets über.

QUARTÄR

Mit der Ratifikation durch das Executive Committee of the International Union of Geological Sciences (IUGS) im Juni 2009 wurde der Beginn des Quartärs (und damit des Pleistozäns) im GSSP (Global Stratotype Section and Point) am Monte San Nicola auf Sizilien mit dem Beginn des Gelasien und somit bei 2,58 Ma BP festgelegt (GIBBARD et al. 2010). Die Grenze zwischen Frühem und Mittlerem Pleistozän wurde anhand der Grenze zwischen den magnetostratigraphischen Chrons Matuyama und Brunhes festgelegt (RICHMOND 1996), welche bei 0,78 Ma BP liegt (GIBBARD & COHEN 2008). Die Ablagerungen des Frühen Pleistozäns entstammen demnach dem dominant invers magnetisierten Matuyama-Chron, diejenigen des Mittleren und Späten Pleistozäns dem generell normal magnetisierten Brunhes-Chron. Die Grenze zwischen Mittlerem und Spätem Pleistozän wird mit der Basis des Eem-Interglazials definiert (GIBBARD 2003, GIBBARD & COHEN 2008), welche mit der Basis von MIS 5e (MIS = Marine Isotope Stage) der Sauerstoffisotopenkurve der marinen Mikrofossilien ungefähr übereinstimmt (ca. 128 ka BP, MUHS 2004). Für die Schweiz kann dies mit dem Beginn des Gondiswil-Interglazials gleichgesetzt werden, welches gemäss WEGMÜLLER (1992) dem Eem des nordischen Vergletscherungsgebiets entspricht. Die Grenze zwischen Pleistozän und Holozän wird heute mit dem Ende der Jüngeren Dryas festgelegt, was ein Alter von 10 ka ^{14}C (unkalibriert) bzw. 11,5 ka BP (Kalenderjahre) bedeutet.

Die früher praktisch rein morphostratigraphische Gliederung der eiszeitlichen Ablagerungen der Nordschweiz (in Anlehnung an PENCK & BRÜCKNER 1901–1909) konnte in den letzten Jahrzehnten durch eine lithostratigraphische Ansichtsweise wesentlich erweitert werden (GRAF 1993, 2009 a, b, SCHLÜCHTER 2010). Zwar haben die der Morphostratigraphie zugrunde liegenden Überlegungen zu Erosions-Akkumulations-Vorgängen weiterhin eine Bedeutung, indem die markanten Erosionsphasen gewissermassen als regionale Korrelationshorizonte (Diskontinuitäten) betrachtet werden können. Die Grobgliederung der eiszeitlichen Ablagerungen basiert denn auch beim vorliegenden Atlasblatt auf der geomorphologischen Gliederung. Die Feingliederung erfolgt dann aber anhand von lokalen lithostratigraphischen Befunden und Interpretationen. Die Methodik ist in GRAF (2009) und GRAF et al. (in Vorb.) beschrieben.

Um die relativ reliktisch erhaltenen eiszeitlichen Ablagerungen im Gebiet von Blatt Aarau stratigraphisch und landschaftsgeschichtlich einordnen zu können, wird für die früh-, mittel- und spätpleistozänen Ablagerungen jeweils mit einem einleitenden Kapitel der Kontext der bisherigen Kenntnisse der Eiszeitgliederung in der Nordschweiz dargelegt.

Pleistozän

Frühes Pleistozän

Die ältesten frühpleistozänen, der Terrasse der Höheren Deckenschotter angehörenden glazifluviatilen Ablagerungen sind im Gebiet von Blatt Aarau nicht mehr vorhanden. Es kann aber davon ausgegangen werden, dass solche einst existierten, sind sie doch sowohl im Zuströmbereich (z. B. Stierenberg westlich von Menziken) als auch im Abströmbereich (verschiedene Vorkommen im Gebiet von Blatt Baden, GRAF et al. 2006, BITTERLI-DREHER et al. 2007) noch erhalten.

Nach der Ablagerung der verschiedenen Einheiten der Höheren Deckenschotter (GRAF 1993) erfolgte eine regionale Tieferlegung und markante Umgestaltung des Entwässerungsnetzes. Dies kann in der zentralen Nordschweiz sehr gut nachvollzogen werden (z. B. BITTERLI-DREHER et al. 2007). In die neuen Täler hinein erfolgte eine mehrphasige Ablagerung von eiszeitlichen Schottern, wobei auch glazigene Ablagerungen vorhanden sind.

q_{TDF} Fornech-Schotter (Tiefere Deckenschotter)

Im Gebiet von Blatt Aarau sind aus dem Frühen Pleistozän lediglich kleine Reste von Schotter erhalten geblieben. Sie befinden sich in Form von randlich verkittetem sandigem Kies auf den Kuppen der Molassehügel der linken Seite des Wynetals bei Teufenthal. Weiter südlich, im Gebiet von Blatt Schöftland, kommen weitere Reste des gleichen Schotterkörpers vor. Die Basisfläche weist eine leichte Neigung gegen Osten auf. Demnach lag die damalige Talachse vermutlich etwas östlich der erhaltenen Vorkommen. Die Höhenlage der Rinnenbasis kann grob auf etwa 540 m ü. M. abgeschätzt werden. Eine interne lithostratigraphische Gliederung dieser Relikte ist anhand der vorliegenden Informationen nicht möglich. Es kann somit nicht ermittelt werden, aus welcher der bekannten Ablagerungsphasen der Tieferen Deckenschotter sie stammen. Auch über das damalige lokale Gewässernetz können keine weiteren Angaben gemacht werden. Anhand der Geröllspektren (s. Abschnitt «Geröllpetrographie der pleistozänen Schotter und Tille») ist zu erkennen, dass es sich beim Fornech-Schotter um eine Ablagerung im Vorfeld des Reussgletschers handelt.

Frühes – Mittleres Pleistozän

q_m Tiefgründig verwitterter Till und Schotter, Geröllstreu

In den Felsgebieten ausserhalb der heutigen Täler sind tiefgründig verwitterte kiesige Lockergesteine weit verbreitet. Diese in der Regel nur geringmächtigen Ablagerungen wurden früher pauschal als «Moränen der grössten Vergletscherung» bezeichnet (vgl. MÜHLBERG 1908). Seitdem jedoch bekannt ist, dass die Nordschweiz mehrfach fast vollständig von Eis bedeckt war – vielleicht sogar

schon zur Zeit der Höheren und Tieferen Deckenschotter (GRAF 1993) – ist eine so einfache Zuteilung nicht mehr gerechtfertigt. Ausserdem handelt es sich bei weitem nicht bei allen diesen 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.

Die Abgrenzung dieser Einheit von jüngeren glazigenen Ablagerungen erfolgte dort, wo das betreffende Vorkommen keinen lithostratigraphischen Zusammenhang mit besser datierbaren Lockergesteinen (z.B. Schotter der Hochterrasse) aufweist und nicht tiefer liegt als die angenommene Basisfläche der Tieferen Deckenschotter (also unterhalb von ca. 540 m ü.M., s.o.). Tiefer liegende Vorkommen können erst abgelagert worden sein, nachdem das Entwässerungssystem sich an der Wende vom Frühen zum Mittleren Pleistozän unter dieses Niveau abgesenkt hatte. Höher gelegene hingegen können auch wesentlich älter sein. Solche sind zum Beispiel auf den Höhen des Faltenjuras vorhanden.

Mittleres Pleistozän

Das Mittlere Pleistozän ist – nach bisherigen Erkenntnissen – der Zeitabschnitt mit den grössten Eisausdehnungen. Nach GRAF (2009a), SCHLÜCHTER (2010) und PREUSSER et al. (2011) ist für diesen Zeitraum von mindestens drei Eiszeiten und zwei Interglazialen auszugehen. Die Interpretation der im Gebiet von Blatt Aarau vorkommenden mittelpleistozänen Ablagerungen basiert einerseits auf dem nachfolgend beschriebenen Modell, welches sich auf Erkenntnisse aus der Nordschweiz (gemäss GRAF 2009a, PREUSSER et al. 2011) stützt, und anderseits auf geröllpetrographischen Untersuchungen (s.u.).

Im Anschluss an die Entstehung der frühpleistozänen Tieferen Deckenschotter wurde das regionale Entwässerungsnetz des nördlichen schweizerischen Alpenvorlandes markant abgesenkt. Dabei entstand in der Nordschweiz 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) und anderseits um die Habsburg-Rinikerfeld-Rinne mit ihrer Fortsetzung im Ruckfeld und unteren Aaretal (ehemaliges Aaretal). Die beiden Rinnen vereinigten sich im Bereich zwischen Klingnau und Leuggern im heutigen unteren Aaretal (GRAF 2009a).

Ein erster mittelpleistozäner Eisvorstoss fand während der Möhlin-Eiszeit statt. Er ist anhand eines Tills (DICK et al. 1996) an der Basis der Schotter des Möhlinerfelds belegt. Die anschliessende Habsburg-Eiszeit (nach PREUSSER et al. 2011) war verantwortlich für die Schüttung des bis zu 100 m mächtigen Habsburg-Schotters, welcher vom Gebiet der Habsburg bis mindestens ins Möhlinerfeld verfolgt werden kann. Im südöstlich an das Habsburggebiet anschliessenden Birrfeld entstand ein erstes glaziales Becken.

Der nächste Eisvorstoss kann im Glatttal am klarsten erkannt werden, wo er bis etwa nach Bassersdorf ins Gebiet des Hagenholzes reichte (Hagenholz-Eiszeit, GRAF 2009a). Er ist für die Schüttung von glazifluviatilem Schotter verantwortlich (u.a. der Aathal-Schotter), der bis mindestens ins Möhlinerfeld verbreitet ist. Dort überlagert er einen interglazialen Paläoboden, der sich auf Schottern des Habsburg-Vorstosses entwickelte.

Nach einem weiteren Interglazial (dreigliedriges Interglazial von Meikirch, «Meikirch-Komplex», PREUSSER & SCHLÜCHTER 2004a) setzte eine neue Eiszeit ein (Beringen-Eiszeit), die im distalen Bereich in zwei Vorstösse aufgegliedert werden kann (Löhningen- und Engiwald-Vorstoss). Das Eis reichte im Rheintal damals bis mindestens nach Laufenburg. Damit verbunden war erneut die Entstehung von glazialen Becken. Der Rückzug der Gletscher gegen Ende dieser Vorletzten Eiszeit (GRAF 2009a) war geprägt durch eine massive Erosionsphase, welche in der Nordschweiz die Rinnen der Niederterrassen schuf. Ein spätglazialer Wiedervorstoss der Gletscher bewirkte eine beträchtliche Aufschotterung dieser Rinnen (z.B. Schaffhausen-Schotter, Langwiesen-Vorstoss). Beim weiteren Eisrückzug wurden diese Ablagerungen wieder weitgehend erodiert.

Verhältnisse im Gebiet von Blatt Aarau

Das nach der Ablagerung der Tieferen Deckenschotter entstandene erste mittelpleistozäne Rinnensystem kann im Gebiet von Blatt Aarau bisher nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden. Die Rinnen von Gränichen-, Buerfeld- und Roggehuse-Schotter (s.u.) könnten in dieses System gehören; bei Annahme eines Gefälles der Rinnenbasis von ca. 2‰ würden sie höhenmässig in die Habsburg-Rinne im Gebiet von Blatt Baden auslaufen. Davon abgesehen liegen zurzeit aber keine weiteren Indizien für eine entsprechende Zuordnung vor, insbesondere keine Hinweise auf einen frühen mittelpleistozänen Eisvorstoss (im Sinn von Möhlin-Eiszeit) in dieses Rinnensystem hinein.

Im Kartengebiet kommen verschiedene Schotterkörper vor, welche aus morphostratigraphischen Gründen zur Hochterrasse und somit ins Mittlere Pleistozän zu stellen sind. Das Problem der Zuordnung dieser Ablagerungen zu einer der oben beschriebenen Eiszeiten besteht in folgendem Umstand. Während der beiden grossen mittelpleistozänen Eiszeiten (Möhlin- und Beringen-Eiszeit) war das Gebiet von Blatt Aarau während der Phasen mit maximaler Eisausdehnung weitgehend von Eis bedeckt. Die Entstehung von glazifluviatilen Schottern war während dieser Zeitabschnitte südlich der Juraketten nicht möglich. Dies gilt auch für die talabwärts anschliessenden Gebiete der Atlasblätter Baden und Zurzach. Die dort existierenden, zum Teil sehr mächtigen Schottervorkommen sind demnach Gletscherständen zuzuordnen, welche weiter intern zu suchen sind. Im Gebiet des Habsburghügels kann eine Verzahnung der Schotter mit Gletscherablagerungen festgestellt werden (Typusregion der Habsburg-Eiszeit). Damit ist eine

Präsenz des Reussgletschers im Gebiet des Birrfelds belegt (GRAF 2009a). Im Gebiet des heutigen Aaretals (inkl. Gebiet von Blatt Aarau), von wo wahrscheinlich ein beträchtlicher Anteil des Habsburg-Schotters geliefert wurde, fehlen solche Hinweise. Es muss daher vorläufig davon ausgegangen werden, dass alle im Gebiet von Blatt Aarau vorkommenden mittelpleistozänen Schotter aus relativ internen Gletscherpositionen geschüttet wurden. Solche können sowohl der Vorstoss- als auch der Rückzugsphase eines Eisvorstosses (Wiedervorstoss) angehören. Aber es kommen auch die Maximalpositionen von westlichen Lappen des Reussgletschers während der Habsburg-Eiszeit infrage.

Bisher konnten in den Schotterabfolgen im Gebiet von Blatt Aarau kaum Belege für eine Superposition von Ablagerungen verschiedener mittelpleistozäner Eiszeiten gefunden werden. Einzig die Verhältnisse in einer ehemaligen Kiesgrube bei Oberentfelden (Koord. ca. 644.700/245.900, heute vollständig aufgefüllt), wo glazigene Ablagerungen verkitteten Schotter überlagern, wurden von MÜHLBERG (1902) und später BUGMANN (1961) so gedeutet, dass der liegende Schotter (Roggehuse-Schotter) die Verkittung erfuhr, bevor er von einem Gletscher überfahren wurde (Gletscherschliffe vorhanden). Dies bedeutete für die beiden Autoren eine längere Zeitlücke (eine Warmphase) zwischen den beiden Ablagerungen. Ein tatsächlicher Beleg für eine Warmzeit, zum Beispiel ein Paläoboden, liegt jedoch nicht vor.

Im Gebiet von Blatt Aarau werden drei Aufschotterungsphasen unterschieden, wobei die Gliederung auf paläogeographischen Überlegungen, auf der vorhandenen bzw. fehlenden Gletscherüberfahrung der Schotter sowie auf geröllpetrographischen Befunden basiert (s.u.). Während der Buerfeld-, Roggehuse- und Gränichen-Schotter (Profil 2, Taf. IV) von Till überlagert werden bzw. anhand von zerdrückten Geröllen als vom Eis überfahren gedeutet werden können, scheint dies beim Entfelden- (Profil 1, Taf. IV), Aarau-, Suhr- und Veltheim-Schotter nicht der Fall zu sein. Diese Gruppe von Schottervorkommen weisen ausserdem eine Verbreitung auf, welche von den anderen Vorkommen abweicht bzw. die alte Rinnenfüllung – zumindest im Bereich von Unterentfelden – durchschneidet. Während die ältere Roggehuse-Rinne dort nach Nordwesten verläuft, biegt die jüngere Rinne nach Osten in Richtung Suhr ab (Begründung s. Abschnitt Geröllpetrographie). Der Stüsslingen-Schotter hingegen wird wegen seiner engen Vergesellschaftung mit Till der Beringen-Eiszeit als randglazialer bzw. Vorstossschotter dieser Eiszeit gedeutet. Es ist anhand der vorhandenen Aufschlüsse nicht zu entscheiden, ob es sich dabei um Ablagerungen eines Gletschervorfelds oder eines Eisrandes handelt.

Mit dem Beginn des Mittleren Pleistozäns erlangte das für die Eiszeitgeologie allgemein wichtige Element der glazialen Becken grosse Bedeutung. Ältere, frühpleistozäne glaziale Becken sind nur sehr wenige erhalten geblieben (z.B. am Uetliberg, GRAF & MÜLLER 1999 oder am Schiener Berg, ZAUGG et al. 2008, GRAF 2009b). Mehrere der mittel- und spätpleistozänen Eisvorstösse hinterlies-

sen solche Becken, die – je nach Gletscherposition – 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 (oder älteren Lockergesteinen) konnten sich die subglazialen Schmelzwässer (bzw. das Gletschereis selbst) offenbar relativ leicht in die Tiefe arbeiten. Die mesozoischen Gesteine hingegen, insbesondere der Malmkalk, waren für sie nicht flächenhaft zu erodieren (GRAF 2009 a). Im Gebiet von Blatt Aarau findet sich ebenfalls ein solches glaziales Becken. Es erstreckt sich aus dem Seetal bis ins Aaretal östlich von Aarau und endet bei Wildegg. (s. Taf. III; Profil 3, Taf. IV; Nebenkärtchen «Quartärgeologische Übersicht 1: 200 000»). Die Sedimentabfolge in diesem Becken beginnt unten mit einem Paket von subglazialen Ablagerungen, welches aus subglazialem Schotter (Oser-Sedimente) und Till besteht, die zur Beringen-Eiszeit gestellt werden. Der Eisrückzug liess ein Seebecken zurück, in welches bei Schafisheim von Westen her ein grosses Paket aus Unterer Süsswassermolasse hineinrutschte (MATTER et al. 1988 b; Profil 3, Taf. IV [Ausdehnung der Rutschmasse hypothetisch]). Anschliessend füllte sich das Becken mit Seeablagerungen der ausgehenden Beringen-Eiszeit. Die darüber folgenden Sedimente gehören zur Birrfeld-Eiszeit (s. u.: Emmet- und Seon-Vorstoss). Sie belegen eine zweimalige Gletscherpräsenz, die von einem markanten Eisrückzug (mit Bildung von Seeablagerungen) getrennt waren. Im Vorfeld des Gletschers entstanden die mächtigen Schotter des Seetals, welche im Norden mit Schüttungen aus Westen (Aare-Rhonegletschersystem) interferierten.

HABSBURG-EISZEIT

q_{sBu} Buerfeld-Schotter
q_{sRo} Roggehuse-Schotter
q_{sGr} Gränichen-Schotter

Diese Schotter bestehen aus sandigem, zum Teil siltig-sandigem Kies, der Steine und Blöcke enthalten kann. Sie sind oft randlich verkittet und treten als Felswände in der Landschaft in Erscheinung (z. B. nördlich von Mülidorf im Aaretal oder Roggehuse). Den verschiedenen Vorkommen ist eine Eisüberfahrung bzw. Tillbedeckung gemeinsam, weshalb sie als älter als der Maximalvorstoss der Beringen-Eiszeit eingestuft werden können. Sie sind als glazifluviatile Schotter zu deuten, wobei die lagenweise reichlich vorkommenden Blöcke und feinmaterialreiche Lagen auf eine (zeitweise) nahe Position der damaligen Gletscherstirn hindeuten. Im Gränichen-Schotter im Gebiet von Blatt Schöftland sind glazialtektonisch deformierte Schichtungen vorhanden, welche die damalige Eispräsenz im Wynetal belegen. In der Grube im Buerfeld ist eine Lage von aus dem Faltenjura stammendem Geröllmaterial in den Buerfeld-Schotter eingeschaltet

(KÄLIN 1988, s.u.), die zeigt, dass zu dieser Zeit auch im Jura bedeutende Fliessgewässer existierten, die in der Lage waren, Schotter zu produzieren.

Die Tillüberlagerung des Roggehuse-Schotters wurde – wie oben erwähnt – bereits von MÜHLBERG (1902) und BUGMANN (1961) beschrieben. Der Gränichen-Schotter und seine Tillbedeckung ($\mathbf{q_{mB}}$) sind in mehreren Kiesgruben bei Gränichen aufgeschlossen.

Bemerkenswert ist, dass der Roggehuse-Schotter geröllpetrographisch zum Reussgletschersystem gehört. Dies ist ein wichtiges Argument zur Bestätigung der grösstenteils unter jüngerem Lockergestein verborgenen Roggehuse-Rinne. Das Kiesmaterial muss demnach von Südosten her zu den heute vorhandenen Aufschlüssen transportiert worden sein, was nur mit einer durchgehenden Talverbindung denkbar ist.

BERINGEN-EISZEIT

(Vorletzte Eiszeit)

$\mathbf{q_{mB}}$ Till, glazigene Sedimente i. Allg.

Die ausgedehnten Flächen mit tiefgründig verwittertem Lockergestein werden summarisch als Till bzw. glazigene Sedimente im Allgemeinen der Beringen-Eiszeit bezeichnet, sofern sie einen lithostratigraphischen Bezug zu überfahrenen Schottern der Hochterrasse aufweisen. Dies gilt zum Beispiel im Gebiet westlich von Niedergösgen, wo der Till gebietsweise den Buerfeld-Schotter überlagert.

MÜHLBERG (1908) unterscheidet im Jurasüdfussgebiet zwischen Lostorf und Küttigen sowie auf dem Hügelzug zwischen Kölliken und Aarau Flächen mit Till von solchen mit «Schottern der Grössten Vergletscherung». Seine Kriterien für diese Unterscheidung sind allerdings unklar und können anhand der heutige Feldverhältnisse nicht nachvollzogen werden. Es bestehen unter anderem keine merklichen Unterschiede in punkto Kieshäufigkeit oder Korngrösse. Aus diesem Grund wurde auf eine Abgrenzung von Schottern (die ansonsten als $\mathbf{q_{rB}}$ einzustufen wären) in diesen Gebieten verzichtet.

Eindeutig glazigene Ablagerungen sind nur ganz selten aufgeschlossen (z.B. Kiesgruben bei Gränichen). Es muss davon ausgegangen werden, dass es sich bei den Ablagerungen auch um umgelagertes Material handelt, das lokal offenbar sogar Löss enthält (z.B. ehemalige Kiesgrube Am Holz in Oberentfelden, GOUDA 1962).

Till der Beringen-Eiszeit findet sich lokal auch im Liegenden von jüngerem Schotter ($\mathbf{q_{NT}}$), so zum Beispiel im Osten von Aarau, wo LÄUPPI (1983) glazigene Sedimente auf Fels beschreibt (Koord. 647.450/249.420). Damit ist auch angedeutet, dass die Formung der Felsoberfläche zumindest im Gebiet von Aarau auch durch Gletschererosion erfolgt ist (s. Kap. Felsoberfläche).

2010 wurden bei der Erweiterung des Steinbruchs Jakobsberg bei Auenstein Mammutknochen in glazigenen Sedimenten der Beringen-Eiszeit gefunden (Mitt. H. Burger, Ennetbaden).

q_{rB} Randglazialer Schotter

Es handelt es sich dabei um generell schlecht sortierten Schotter mit vielen Blöcken und diamiktischen Lagen. Zerdrückte Gerölle sind häufig, wie zum Beispiel in der offen gelassenen Kiesgrube beim Wilhof (Koord. 651.125/252.100). Er steht meist in einem engen räumlichen Zusammenhang mit glazigenen Ablagerungen (Till der Beringen-Eiszeit). Im Gebiet Engelberg – Rotacker unterscheidet er sich im Gelände durch einen deutlich höheren Kiesgehalt von jenen.

q_{sSt} Stüsslingen-Schotter

Im Stüsslingen-Schotter existierten zur Zeit der Feldaufnahmen keine grösseren Aufschlüsse, die eine klare Charakterisierung erlaubt hätten. Wo erkennbar, handelt es sich bei dieser Einheit um sandigen Kies mit teilweise hohem Siltgehalt. Die Abgrenzung gegenüber dem Till der Beringen Eiszeit ist im Gelände sehr schwierig.

q_{sVe} Veltheim-Schotter
q_{sAa} Aarau-Schotter
q_{sSu} Suhr-Schotter
q_{sEn} Entfelden-Schotter

Wie oben erwähnt, wurden mehrere Vorkommen von Schottern der Hochterrasse als jüngere Einheiten ausgeschieden (s. a. Nebenkärtchen «Quartärgeologische Übersicht 1: 200 000»). Diese Vorkommen erstrecken sich auf der westlichen Seite des Suhretals (Kölliken–Unterentfelden), im Süden von Aarau, zwischen Gränichen und Rupperswil sowie südlich von Veltheim. Ihre Oberkante scheint ein kohärentes Terrassensystem zu beschreiben, welches im Süden auf einer Höhe von ca. 440 m ü. M., im Gebiet Aarau–Buchs auf etwa 410 m ü. M. und bei Veltheim auf etwa 370 m ü. M. liegt. Über die Höhenlage der Schotterbasis liegen kaum Informationen vor. Diesen Vorkommen ist ausserdem gemeinsam, dass sie keine Anzeichen für eine Eisüberfahrung (Tillbedeckung, zerdrückte Gerölle) aufweisen. Die besten Aufschlüsse in diesen glazifluviatilen Schottern finden sich nördlich von Gränichen, wo verkittete Schotterwände die Hangkante bilden. Dieser Schotter gehört im Gegensatz zu den übrigen eiszeitlichen Schottern im Suhretal in punkto Geröllfazies zum Aare-Rhonegletschersystem. Das Material wurde möglicherweise durch das entlang dem Südfuss der Engelberg-Struktur verlaufende Tal zwischen Oftringen und Kölliken geschüttet (s. Nebenkärtchen «Quartärgeologische Übersicht 1: 200 000»).

Bohrungen im Gebiet Kölliken – Muhen (JÄCKLI AG 1986) haben den Nachweis einer älteren Schottereinheit innerhalb der Niederterrasse ergeben, welche einen mächtigen Paläoboden trägt und so vom überlagernden Kies abgetrennt werden kann (Profil 1, Taf. IV). Möglicherweise ist dieser Schotter ebenfalls zum

Entfelden-Schotter zu zählen. In diesem Fall wäre mit einer Schotterbasishöhe von ca. 390 m ü. M. zu rechnen. Weitere Hinweise auf verwitterten Schotter im Liegenden von letzteiszeitlichem Schotter liegen aus einer ehemaligen Kiesgrube in Aarau vor (MÜHLBERG 1902, Koord. ca. 647.050/249.025, Oberkante des verwitterten Schotters ca. 387 m ü. M.) sowie aus einer Bohrung in Rupperswil (LÄUPPI 1983, Koord. 651.520/250.070, Oberkante des verwitterten Schotters ca. 351 m ü. M.). In dieser Bohrung kann die Basis des betreffenden Schotters auf ca. 340 m ü. M. angenommen werden, was etwa mit der Felsoberfläche im Bereich des heutigen Aaretals zwischen Küttigen und Aarau übereinstimmt. Auch im Osten des Kartengebiets lag offenbar ein Tal längere Zeit offen, nämlich die Verbindung Seon–Lenzburg. Das kann aus einem Vorkommen von Seeablagerungen und Hangschutt mit einem Paläoboden im Süden von Lenzburg geschlossen werden (DICK et al. 1996). Mit diesen Angaben lässt sich das Bild einer Terrassenlandschaft gewinnen, die – ganz ähnlich wie heute – im letzten Interglazial das Gebiet des Suhretals und die angrenzenden Bereiche des Aaretals sowie das Seetal einnahm.

q_{HT} Hochterrassenschotter, undifferenziert

Einige der höher als die Schotter der Niederterrasse gelegenen Schottervorkommen können anhand der heutigen Aufschlussverhältnisse nicht genauer charakterisiert werden. Auch MÜHLBERG (1908) konnte keine lithologischen Eigenschaften nennen, welche einer genaueren Einstufung der Schotter dienen könnten. Die Schotter im Süden des Aaretals zwischen Dulliken und Schönenwerd können auch wegen ihrer uneinheitlichen morphologischen Positionen nicht genauer eingeordnet werden.

Mittleres oder Spätes Pleistozän

q_h Alter Hangschutt

Auf der westlichen Seite des Wynetals können Vorkommen von etliche Meter mächtigem altem Hangschutt von jüngeren Hangbildungen abgegrenzt werden. Sie überlagern den auf der linken Seite des Tals vorkommenden Schotter der Hochterrasse (Gränichen-Schotter) und den ihn bedeckenden Till (Profil 2, Taf. IV). Es handelt sich dabei im Wesentlichen um umgelagertes sandiges Molasseverwitterungsmaterial sowie um aufgearbeiteten Till.

Es ist anzunehmen, dass im Bereich ausserhalb des Einflusses der letzten Eiszeit (Molassehügelland, Faltenjura) ebenfalls Hangsedimente vorkommen, die in das Mittlere bis Späte Pleistozän zu stellen sind. Die Aufschlussverhältnisse lassen jedoch keine weitere Ausscheidung von entsprechenden Vorkommen zu.

L Löss, Lösslehm

An verschiedenen Stellen im Gebiet von Blatt Aarau sind Lössvorkommen aus dem Mittleren oder Späten Pleistozän verbreitet, namentlich im Buerwald zwischen Ober- und Niedergösgen, im Gebiet Buech – Hungerberg östlich von Erlinsbach AG, im südöstlichen Teil der Stadt Aarau sowie im Gebiet Brästenegg östlich von Buchs (letzteres Vorkommen ist auf der Karte als verlehmter Hangschutt wiedergegeben). Bei der Brästenegg befindet sich auch die einzige offene Abbaustelle von Löss. Es handelt sich dabei um ein mehrheitlich verlehmtes Vorkommen. Es ist davon auszugehen, dass (umgelagerter) Löss auch in den ausgedehnten Flächen mit Schwemm- und Verwitterungslehmen vorkommt.

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 Aarau liegen erratische Blöcke verschiedener Vereisungen vor.

Erratische Blöcke des Mittleren Pleistozäns sind im Allgemeinen selten. Sie wurden als Naturbausteine abgebaut (s. Kap. mineralische Rohstoffe) oder sind wahrscheinlich infolge der schon lange andauernden Verwitterung der entsprechenden Gletscherablagerungen selbst zur Gänze verwittert oder in die mächtigen, lehmigen Böden eingesunken. Nur an Hängen und in Geländeeinschnitten treten sie gelegentlich zutage. Erwähnenswert sind der aufgerichtete und mit einer Metallplakette versehene, wohl aus der direkten Umgebung stammende Block aus Walliser Quarzit am Gönert (Koord. 646.570/247.415) und der 2010 bei der Erweiterung des Steinbruchs Jakobsberg bei Auenstein ausgegrabene, auf 60 t Gewicht geschätzte Block aus Walliser Kristallin (Fig. 14; Mitt. H. Burger, Ennetbaden und C. Schlüchter, Bern). Beide Erratiker belegen die Präsenz des Aare-Rhonegletschers. Aussergewöhnlich ist der Block südwestlich des Bläuehofs bei Koord. 644.425/250.250. Es handelt sich um eine Brekzie aus bis 40 cm grossen eckigen Malmkalktrümmern und bis 10 cm grossen gut gerundeten Geröllen, die sich als Mischung von grobem Hangschutt und Schotter interpretieren lässt. Sie stammt wohl vom Jurasüdfuss, ihr genauer Herkunftsort ist jedoch nicht bekannt; auch ist nicht gesichert, ob es sich überhaupt um einen erratischen Block handelt.

Besonders reich an Erratikern sind die Moränenwälle im Seetal rund um Seon. Sie sind auf die Hauptvorstösse der Birrfeld-Eiszeit zurückzuführen (s. u.).

Stauablagerungen, Torf
(auf der Karte nicht angegeben)

Im Gebiet Oberholz östlich von Suhr wurde im Rahmen von Abklärungen für eine Deponie unter jungem Verwitterungs- und Schwemmlehm eine komplexe Abfolge von älterem Verwitterungslehm, Till und Stillwasserablagerungen erbohrt

Fig. 14: Erratischer Block aus Walliser Kristallin. Bei der Erweiterung des Steinbruchs Jakobsberg ausgegraben und anschliessend anderswo im Steinbruchareal deponiert. Foto H. Burger, 2010.

(JÄCKLI AG 1990, EBERHARD AG 1995). In den Stillwasserablagerungen waren auch Torfschichten sowie Holzreste vorhanden. Unter den Holzresten fand sich Rottanne und Föhre. Zwei aus einer Bohrung stammende Holzproben (Bohrung 94-6, Koord. 649.835/247.205) sowie eine Torfprobe aus der gleichen Bohrung wurden mit der ^{14}C-Methode datiert. Es ergaben sich Alter für die aus dem unteren Abschnitt stammenden Holzreste von > 41 ka BP und für die Torfprobe vom Top der Ablagerungen von 40,8 ± 0,95 ka BP (unkalibriert; EBERHARD AG 1995).

Spätes Pleistozän

BIRRFELD-EISZEIT

(Letzte Eiszeit, «Würm-Eiszeit»)

Nach heutigen Kenntnissen stiessen die alpinen Gletscher seit dem letzten Interglazial mehrmals über den Alpenrand hinaus vor. Ein erster Vorstoss der Birrfeld-Eiszeit (Bezeichnung nach GRAF 2009 a) erreichte vor ca. 100 ka das Zür-

cher Oberland und hinterliess unter anderem den Gossau-Deltaschotter (PREUSSER 1999, Hombrechtikon-Vorstoss nach GRAF 2009 a). Vor ca. 70 ka erreichte ein weiterer Vorstoss das Gebiet von Finsterhennen im Berner Seeland (PREUSSER & SCHLÜCHTER, 2004 b), während im unteren Reusstal der glazifluviatile Mülligen-Schotter entstand (PREUSSER & GRAF 2002). Der Hauptvorstoss der letzten Eiszeit erreichte seinen Maximalstand vor ca. 24–22 ka (PREUSSER et al. 2011, REBER et al., einger.) und war zweiphasig. Ein Eisrückzug um einen unbekannten Betrag, der mit intensiver Schmelzwassererosion verbunden war, gliederte die Maximalphase. Dies ist insbesondere für den Bodensee-Rheingletscher klar belegt (KELLER & KRAYSS 2005, GRAF 2009 a). Anschliessend erfolgte der sukzessive Eisrückzug, welcher mehrere Halte bzw. Wiedervorstösse aufwies, bevor das Eis sehr schnell zerfiel und die Gletscher sich spätestens vor 17 ka BP in die Alpen zurückzogen (PREUSSER et al. 2011, REBER et al., einger.).

Verhältnisse im Gebiet von Blatt Aarau

Von den erwähnten frühen Eisvorstössen der Birrfeld-Eiszeit sind im Kartengebiet bisher keine Zeugen bekannt geworden. Vom zweiphasigen Hauptvorstoss hingegen zeugen die Moränenwälle im unteren Seetal bei Seon und die weiten Schotterebenen in den heutigen Flusstälern. Die Schotterebenen sind morphologisch in diverse Terrassen gegliedert, was durch die sukzessive Tieferlegung des Flussnetzes im Verlauf des Gletscherrückzuges zu begründen ist. Die tieferen Terrassen entstanden jeweils als Aufschotterungen bei verschiedenen Gletscherhalten (bzw. Wiedervorstössen). Die relativ grosse Distanz zu den betreffenden Gletscherpositionen lassen aber eine Zuweisung bestimmter Terrassen zu einer entsprechenden Gletscherposition im Allgemeinen nicht zu. Einzig im Seetal können zwischen Seon und Schafisheim zwei *randglaziale Abflussrinnen* erkannt werden, welche auf eine wahrscheinlich relativ kurzfristige Entwässerung durch die Moränenwälle des Emmet-Vorstosses während der Zeit des Seon-Vorstosses hinweisen. Später floss das Schmelzwasser des Seetallappens des Reussgletschers im Bereich des heutigen Aabachs, wenig östlich der Kartengebietsgrenze.

Direkte Gletscherablagerungen der Birrfeld-Eiszeit liegen lediglich im unteren Seetal vor. Im Wyne-, Suhre- und Aaretal erreichte das Eis das Blattgebiet nicht (s. Nebenkarte «Quartärgeologische Übersicht 1: 200 000»). In diesen Tälern kommen ausschliesslich die Schotter des jeweiligen Gletschervorfeldes vor.

Emmet-Vorstoss

Die externsten Moränenwälle und randglazialen Bildungen im unteren Seetal werden zum Emmet-Vorstoss zusammengefasst. Die genaue Aussengrenze des Vorstosses ist nicht zu fassen, weil die Moränenwälle im Gebiet Niderholz nur reliktisch erhalten sind. Dieser Vorstoss entspricht nach LUSSER (2004) dem letzt-

eiszeitlichen Maximalstand (W/M 1). ANNAHEIM et al. (1958) haben diese externsten Wälle noch nicht von den inneren abgetrennt. STALDER (1985) deutete die externen Moränen als Hinterlassenschaft eines frühletzteiszeitlichen Eisvorstosses, was jedoch im regionalen Zusammenhang eher unwahrscheinlich ist. Im Gebiet von Seon werden glazigene Ablagerungen, welche zum Emmet-Vorstoss gerechnet werden, von umgelagertem verwittertem Lockergesteinsmaterial überlagert (SCHNEIDER + MATOUSEK AG 1990), was auf einen Eisrückzug zwischen Emmet- und Seon-Vorstoss um mindestens 2 km hindeutet.

q_{mNi} Niderholz-Till

Der Niderholz-Till ist in Form eines Kranzes von flachen Wällen verbreitet, welche sich wenige Meter über die Ebene der Niederterrasse erheben. Gekennzeichnet sind die Vorkommen durch eine bedeutende Anzahl von auf der Oberfläche liegenden Erratikern sowie durch zahlreiche aus dem liegenden Schotter verschleppte grosse Gerölle. Im lateralen Bereich zwischen Bettetal und Berg sind die Seitenmoränen morphologisch wenig ausgeprägt. Einige ausserhalb der angegebenen Tillverbreitung liegende Erratiker könnten auf eine noch etwas grössere Eisausdehnung nach Westen hindeuten.

q_{sIg} Igliste-Schotter

In den an die Moränenwälle des Emmet-Vorstosses angrenzenden Molassetälchen entstanden während der Eispräsenz randglaziale Staubecken, in welche phasenweise fluviatile Sedimente abgelagert wurden. Dies scheint kurz vor der Entstehung des Gündelmoos-Lehms stattgefunden zu haben, denn letzterer ist in leichten Depressionen im randglazialen Schotter vorhanden. Es handelt sich um relativ feinkörnigen, lockeren Schotter.

$q_{LGü}$ Gündelmoos-Lehm

In den gleichen randglazialen Staubecken wurde kurz nach der Ablagerung des Igliste-Schotters Feinmaterial abgelagert. Der genaue Aufbau dieser randglazialen Seesedimente ist nicht bekannt. Nur ganz lokal können geschichtete tonigsiltige Sedimente beobachtet werden.

Seon-Vorstoss

Zum Seon-Vorstoss gehören der Fornholz-Till und der Berg-Schotter. Wahrscheinlich ist auch der oberste glazifluviatile Schotter im Gebiet Emmet dazu zu stellen (Profil 3, Taf. IV). Weil jedoch keine klare Abgrenzung zu älteren Anteilen des Schotters der Niederterrasse vorliegt, wurde dieser nicht separat ausgeschieden.

q_{mFo} Fornholz-Till

Der markante Moränenkranz von Seon besteht im Wesentlichen aus einem inneren und einem äusseren Kranz, wobei keine Indizien vorliegen, dass die beiden Kränze durch einen bedeutenden Gletscherrückzug gegliedert sind. Die Moränenwälle werden deshalb zum Seon-Vorstoss zusammengefasst (WM 2 nach LUSSER 2004). Dazu wird auch die Tilldecke gezählt, welche sich im Gebiet Zelgli in Seon ausdehnt.

q_{sBe} Berg-Schotter

Der Berg-Schotter kommt zwischen den beiden Moränenkränzen vor, ist also zeitlich dem inneren davon zuzurechnen. Dieser schlecht sortierte randglaziale Schotter erstreckt sich von westlich Ellenberg bis unterhalb des Weilers Berg. Möglicherweise ist er auch in der kleinen Ebene zwischen Berg und Seon vorhanden, wird dort aber von jüngeren Schwemmablagerungen überdeckt.

q_{NT} Niederterrassenschotter, undifferenziert

Der Schotter der Niederterrasse, der grosse Flächen des Gebiets von Blatt Aarau einnimmt, kann weder anhand von lithologischen noch von morphologischen Kriterien stratigraphisch weiter gegliedert werden. Zwar kommen in verschiedenen Kiesgruben im Gebiet Abfolgen mit zahlreichen Sandlagen innerhalb des Kieses vor, die vielleicht auf eine zeitweise reduzierte Akkumulation (evtl. infolge eines temporären Eisrückzugs) hindeuten. Solche sandreichen Abfolgen sind jedoch nicht systematisch vorhanden, weshalb sie nicht für eine Gliederung des Schotters verwendet werden können.

Bemerkenswert ist die Tatsache, dass die höchsten Niederterrassenflächen im Aaretal deutlich tiefer liegen als diejenigen im Suhre-, Wyne- und Seetal. Eine konsequente morphologische oder lithostratigraphische Abgrenzung der aus dem Aaretal verlaufenden Terrassen gegenüber den aus den südlichen Seitentälern stammenden ist dennoch nicht möglich, weil zum Beispiel im Suhretal ein gradueller Übergang zu den Terrassen des Aaretals vorliegt. Das gilt für den Übergang des Seetals ins Aaretal zwar nicht – dort ist eine Abgrenzung entlang der obersten Terrassenkante zwischen Rupperswil und Wildegg angedeutet. Auch scheint sich eine Stufe in der Schotterunterkante in diesem Bereich anzudeuten (Profil 3, Taf. IV). Diese ist jedoch auf eine ehemalige, später überschüttete Geländeschulter zurückzuführen, welche sich auch in das Seetal hinein zieht. Östlich der Profillinie liegt die Schotterunterkante im Seetal auf gleicher Höhe wie im Aaretal. Somit liegen auch keine Indizien für eine Abgrenzung verschieden alter Schüttungen vor.

Von den beiden nach NNW gerichteten *alten Flussläufen* zwischen Rupperswil und Wildegg, die in Zusammenhang mit den randglazialen Abflussrinnen

beim Moränenkranz von Seon stehen dürften, durchschneidet der westliche die oberste, der östliche noch eine bis zwei weitere, tiefer gelegene Terrassenkanten des Aaretals. Diese Situation zeigt, dass während oder kurz nach dem Seon-Vorstoss des Seetallappens des Reussgletschers der Talboden des Aaretals tiefer lag. GRAUL (1962) führte die im Aaretal tiefer liegenden Niederterrassenflächen darauf zurück, dass die Gletscher der letzten Eiszeit ihre Maximalstände im Aaretal (Gebiet Wangen – Berken) später erreichten als in den weiter östlich gelegenen Eissystemen. Datierungen mittels kosmogener Nuklide an Erratikern auf letzteiszeitlichen Endmoränen des Walliser Gletschers (SCHLÜCHTER 2009) bei Steinhof SO (IVY-OCHS et al. 2008) und des Reussgletschers bei Lenzburg (REBER et al., einger.) haben allerdings Alter von ca. 24 bzw. 22 ka BP ergeben.

Auf geschummerten Reliefansichten des hochauflösenden digitalen Geländemodells DTM-AV lassen sich die verschiedenen Erosionsterrassen in der Niederterrasse des Aaretals wie auch weitere Abschnitte alter Flussläufe auf diesen Terrassen sehr gut erkennen. Unter Verwendung von GIS-Technologien hat FRAEFEL (2008) diese Terrassen in Anlehnung und Erweiterung der Arbeit von HALDIMANN et al. (1984) dreidimensional analysiert. Das durch die Terrassenabfolge dokumentierte sukzessive Abdrängen der Aare an den Jurarand führt FRAEFEL (2008) auf die differentielle Hebung des Alpenkörpers zurück, wobei zu berücksichtigen ist, dass die Hebungsrate im Vergleich zu den eiszeitlichen Akkumulations- und Erosionsraten sehr gering ist. Die Terrassen südlich der heutigen Aare sind generell nach NNW bis NNE geneigt, diejenigen am Jurasüdfuss nach S bis SE. Terrassen in Fliessrichtung der Aare treten nur vereinzelt auf. Die Neigung der Terrassen beträgt im Haupttal < 0,1 ‰, im Süden des Kartengebiets bis zu 3 ‰ und in den Juratälchen bis zu 9 ‰. Hinweise auf neotektonische Versätze der Terrassen an diskreten Bruchzonen kann FRAEFEL (2008) – in Übereinstimmung mit HALDIMANN et al. (1984) – keine feststellen.

Pleistozän oder Holozän

Grosse Teile des Kartengebiets 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 wiederholt erfasst haben, weshalb es oft schwierig oder gar unmöglich ist, eine genauere Abgrenzung der einzelnen Elemente anzugeben.

Im ehemaligen Verbreitungsgebiet der Gletscher und in den Schmelzwasserrinnen entstanden die Hangbildungen weitgehend nach dem Eisrückzug. Sie dürf-

ten also jünger als rund 20 ka BP sein. Ausserhalb dieser Bereiche ist aber davon auszugehen, dass die Hangsedimentkomplexe auch wesentlich ältere Elemente enthalten – zumindest lokal.

Sackungsmassen, zerrüttete Sackungsmassen

Nördlich von Bad Lostorf ist eine ca. 1,5 km² grosse Platte aus hauptsächlich Hauptrogenstein und höheren Schichten der Passwang-Formation hangparallel ca. 200 m nach Süden versackt (MÜHLBERG 1908, AMSLER 1915, HARTMANN 1917, SCHMASSMANN 1977). Dadurch entstand am Nordrand der Sackungsmasse das abflusslose, beinahe 1 km lange Fellitälchen, ein klassisches Nackentälchen. Durch die trapezförmige Gestalt der Sackungsmasse riss zudem an ihrem westlichen Rand der markante Burggraben auf. Die Mächtigkeit des Gleitpaketes beträgt über 100 m. Der südliche, etwas weiter versackte Anteil (Gross Chastel) kollidierte bei Pkt. 660 (Gebiet von Blatt Hauenstein) mit der Anhydritgruppe und dem Hauptmuschelkalk. Weiter im Osten, bei Bad Lostorf, ist durch Bohrungen (SB-3 und SB-4, SC+P AG 1985) belegt, dass der frontale Teil der Sackungsmasse ältere quartäre Ablagerungen überfuhr, die ihrerseits auf Tonstein des Keupers liegen.

In der Kiesgrube im Buerfeld tritt im Buerfeld-Schotter eine auffällige, 2–3 m mächtige Bank aus überwiegend Doggergeröllen auf (Fig. 15). Der Anteil an Hauptrogensteingeröllen liegt bei über 60 % (KÄLIN 1988). JORDAN (1982) stellt diese Bank in Zusammenhang mit dem erfolgten Niedergang der Sackungsmasse. Somit wäre die Sackung zur Zeit der Ablagerung des Buerfeld-Schotters (Habsburg-Eiszeit) erfolgt.

Eine weitere, ebenfalls rund 1,5 km³ grosse Sackungsmasse aus Hauptrogenstein befindet sich im Gebiet des Rotholzes zwischen der Geissflue und der Salhöhe. Ein Versatz von etwa 80 m ist im Nesselgrabe, dem deutlich ausgebildeten, 1,5 km langen Nackentälchen, abzuschätzen. Die auf der Passwang-Formation abgerutschte Platte ist von zahlreichen Zerrstrukturen durchsetzt und geht an ihrem Fuss, bei der Lokalität Zwiselbach, in eine zerrüttete Sackungsmasse über.

Die an der Strasse Hard – Salhöhe gelegene Hauptrogenstein-Sackungsmasse Gräben ist in mehrere grosse, durch nackentalähnliche Strukturen voneinander getrennte Kompartimente zerlegt. Auch sie dürfte auf der Passwang-Formation abgeglitten sein. Weder ist der Fuss der Sackungsmasse klar auszumachen noch lässt sich ein Versatzbetrag genau bestimmen.

An der Chläbhalde südwestlich der Gisliflue ist ein knapp 0,5 km³ grosses Paket aus Wildegg-Formation mit einer kleinen Scholle aus Ifenthal-Formation talwärts geglitten und teilweise auch verrutscht. Auch hier ist der Versatzbetrag nicht genau bestimmbar.

Im Gebiet Höllste südwestlich von Thalheim liegt eine stark zerfallene Sackungsmasse aus Gisliflue-Korallenkalk vor. Nimmt man das nächstgelegene Vorkommen dieser Lithologie am Nordhang der Gisliflue als Ausgangsstelle der

Fig. 15: Markante, an Hauptrogensteingeröllen reiche lehmige Schicht innerhalb des Buerfeld-Schotters (Kiesgrube Buerfeld, Koord. ca. 639.140/247.300). Die bräunliche Schicht am Fuss der Wand dokumentiert möglicherweise den Niedergang der Sackung von Bad Lostorf. Blickrichtung nach Westen. Foto D. Kälin, 1987.

Sackung, so wurde das Gesteinspaket um einen Betrag von rund 700 m disloziert. Die Sackungsmasse ist teilweise von Till der Beringen-Eiszeit bedeckt, muss also vor der Vorletzten Eiszeit abgeglitten sein.

Eine zerrüttete Sackungsmasse wurde am Hang des Heimetsädels südlich von Kienberg ausgeschieden. Sie setzt sich aus Gesteinen des Mittleren und Oberen Muschelkalks zusammen.

Rutschmassen

Verschiedene Einheiten, wie der Keuper, der Opalinus-Ton oder zum Teil die USM, weisen wegen ihres tonigen Ausbildung bzw. ihres teilweise hohen Tonanteils praktisch überall, wo sie anstehen, flachgründige Rutschmassen auf. Im Kartengebiet wurden flachgründige und diffus begrenzte grössere Vorkommen mittels Rutschsignaturen auf den entsprechenden Formationsfarben ausgeschieden. Tiegründigere, aktive oder erst seit kürzerer Zeit inaktive Rutschmassen, das heisst solche mit ausgeprägter Rutschungsmorphologie, wurden mittels weisser, mit Rutschsignaturen versehener Flächen dargestellt.

Bekannte Rutschungsereignisse sind unter anderem die Rutschung westlich von Rohr SO (Rutschung auf Opalinus-Ton, aktiv v.a. in den 1970er-Jahren) sowie die Rutschung (z.T. Murgang) von Hinter Königstein nordwestlich von Küttigen (auf Opalinus-Ton, EBERHARD 1999, 2000).

Blockschutt

Das ausgedehnteste Vorkommen von Blockschutt liegt am Hang zwischen der Rohrerplatte unterhalb der Geissflue und Rohr SO. Weitere, kleinere Blockschuttvorkommen liegen im Bereich der Sackungsmasse Gräben östlich der Salhöhe und am Nordhang der Geissflue. Inwiefern Sturz- bzw. Gleitprozesse an der Bildung dieser Blockschuttmassen beteiligt waren, wurde nicht untersucht. Eindeutig auf ein Sturzereignis geht das Vorkommen an der Zwilflue nordwestlich von Obererlinsbach zurück (Ereignis von 1957, s. Kap. Rohstoffe).

Hangschutt, verlehmter Hangschutt, Solifluktionsschutt

Trockener Hangschutt kommt vor allem unterhalb von Felswänden vor (v.a. Muschelkalk, Hauptrogenstein, Malmkalk) und besteht aus abgewitterten Gesteinsbruchstücken. Verlehmter Hangschutt findet sich an Hängen aus Material mit bedeutendem Tonanteil bzw. aus Material, das bei der Verwitterung teilweise zu Tonmineralien abgebaut wird, aber auch Gesteinskomponenten liefert (Effingen-Member, Molasse, Lockergesteine). Die Verlehmung kann einerseits auf pedogenetische Veränderungen der feineren Komponenten des Hangschutts zurückgehen oder anderseits darauf beruhen, dass unterhalb der zu Hangschutt zerfallenden Fels- oder Lockergesteine feinkörnige, zu Lehm verwitternde Ge-

steine vorkommen, die sich durch Solifluktion oder lokales Verrutschen mit dem trockenen Hangschutt vermischen. Eine Umgrenzung von eigentlichem Solifluktionsschutt ist aber nicht möglich, was einerseits durch die Waldvegetation und anderseits durch die landwirtschaftliche Überprägung des Geländes bedingt ist, welche die typischen Oberflächenformen von Solifluktionsgebieten verwischt.

Hanglehm, Schwemmlehm, Verwitterungslehm, Fliesserde

In den tieferen Hangbereichen, im Übergang zu den Talebenen und in Geländemulden kommen oft lehmige Ablagerungen vor. Der Entstehungs- und Ablagerungsmechanismus kann dabei höchstens in Ausnahmefällen genauer definiert werden. In der Regel handelt es um nicht abgrenzbaren verzahnten oder multigenetischen Lehm. Er ist vor allem dort verbreitet, wo ton- oder siltreiche Ausgangsgesteine vorliegen, die zu Lehm verwittern, der schliesslich – schon an relativ flachen Hängen – mobilisiert werden kann. Von Verwitterungslehm wird gesprochen, wenn davon ausgegangen werden kann, dass keine wesentliche Verlagerung 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.

Bachschutt, Bachschuttkegel, Schwemmfächer

Das durch Hangbewegungsprozesse in die offenen Gerinne verfrachtete verwitterte Gesteinsmaterial wird durch Bäche weiter transportiert und erfährt dadurch eine Sortierung nach Korngrössen. So ist im eigentlichen Gerinnebereich eines Baches vor allem Schotter (meist lehmig) 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 Vorgänge auftreten, die dann zur Bildung von Schichten mit diamiktischer, meist matrixgestützter Zusammensetzung führen.

Holozän

q_a Rezente Alluvionen

In den heutigen Tälern von Aare, Suhre, Wyna und Aabach finden sich lokal Bereiche, die früher bei Hochwasser überschwemmt wurden. Diese Gebiete stellen die Schwemmebenen der Flüsse dar, worin diese vor ihrer Begradigung ihren Lauf verlagerten. Zeugen solcher Flussverlagerungen sind die alten *Fluss- und Bachläufe* sowie *Giessen*, die sich zum Teil anhand des Vorkommens von Hoch-

flutlehm, im Wesentlichen aber auf geschummerten Reliefansichten des hochauflösenden digitalen Geländemodells DTM-AV und speziell in historischen Karten des 19. und frühen 20. Jh. erkennen lassen (SCHÜRCH 2003). Aus Platzgründen wurden nicht alle festgestellten Gerinne auf der Karte dargestellt, sondern bloss eine Auswahl, die das Ausmass des Pendelns der Fliessgewässer in jüngerer historischer Zeit illustriert.

Künstliche Aufschüttungen, verfüllte Gruben

Die menschliche Aktivität im geologischen Rahmen äussert 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. Bemerkenswert sind die umfangreichen Dammbauten entlang der Aare, welche den Fluss in sein heutiges Bett drängen.

GERÖLLPETROGRAPHIE DER PLEISTOZÄNEN SCHOTTER UND TILLE

Vorbemerkungen, Methodik

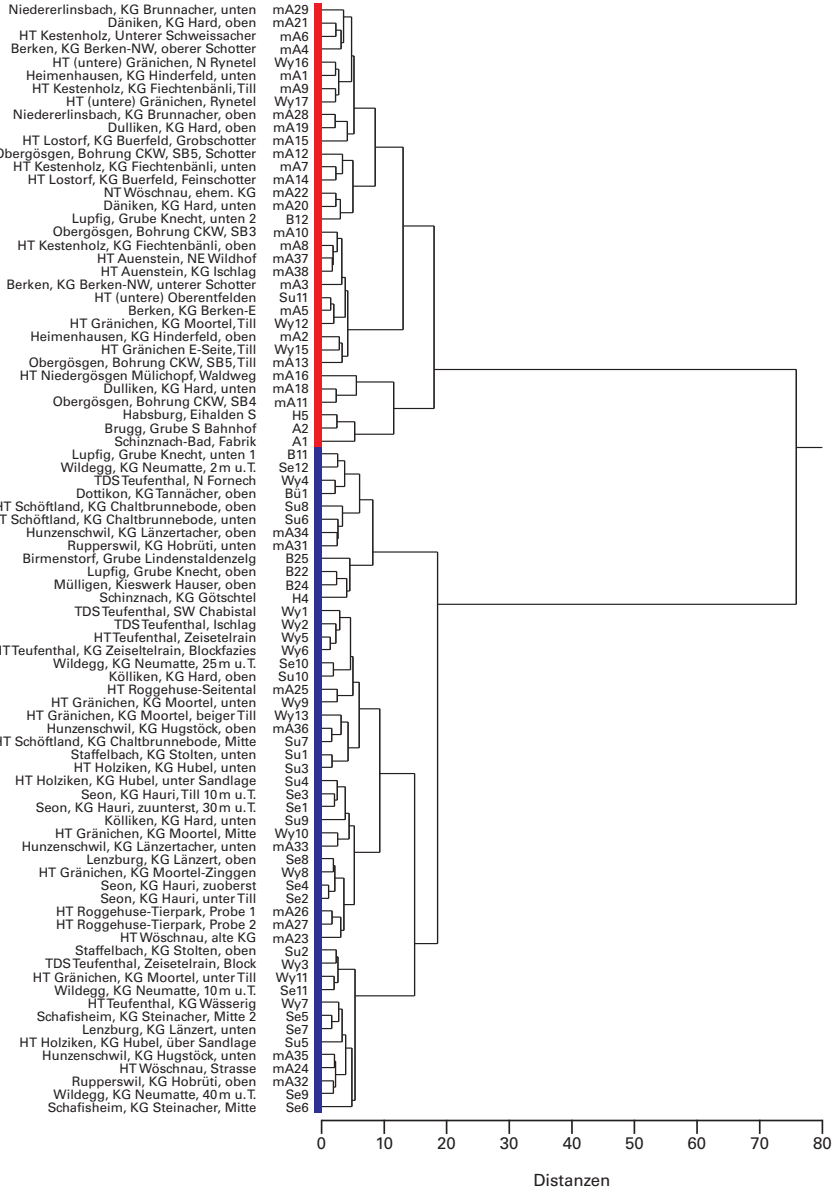
Im Rahmen der geologischen Aufnahme der pleistozänen Ablagerungen im Gebiet von Blatt Aarau und dessen Umgebung wurden geröllpetrographische Untersuchungen an Proben aus glazifluviatilen Schottern und Tillen ausgeführt. Beprobt wurden Aufschlüsse und Bohrungen aus dem Blattgebiet selbst und aus benachbarten Bereichen. Die Liste der beprobten Aufschlüsse ist Figur 16 zu entnehmen, die Resultate der Geröllzählungen den Figuren 16 und 17.

Die Untersuchung der prozentualen Zusammensetzung von kiesreichen eiszeitlichen Ablagerungen hat sich als wertvolle Methode zum Verständnis der paläogeographischen und sedimentologischen Verhältnisse während des Eiszeitalters bewährt. So war es nicht zuletzt dank dieser Methode möglich, das in den vorliegenden Erläuterungen skizzierte Modell der Stratigraphie von Mittlerem und Spätem Pleistozän der Nordschweiz zu erarbeiten (GRAF 2009 a).

Gemäss der bewährten Methode wurden den Aufschlüssen jeweils 100 Gerölle der Fraktion 2–6 cm entnommen; anschliessend wurde durch Zerschlagen

---

Fig. 16: Dendrogramm der Clusteranalyse der Geröllproben aus dem Gebiet von Blatt Aarau und Umgebung. Angewendet wurde die Clustermethode nach WARD (1963) mit euklidischen Distanzen. Vergleichsproben (aus GRAF 2009 a): Birrfeld: B 11, B 12, B 22, B 24, B 25; Aaretal unterhalb Wildegg: A 1, A 2, H 4, H 5.


Niedererlinsbach, KG Brunnacher, unten mA29
Däniken, KG Hard, oben mA21
HT Kestenholz, Unterer Schweissacher mA6
Berken, KG Berken-NW, oberer Schotter mA4
HT (untere) Gränichen, N Rynetel Wy16
Heimenhausen, KG Hinderfeld, unten mA1
HT Kestenholz, KG Fiechtenbänli, Till mA9
HT (untere) Gränichen, Rynetel Wy17
Niedererlinsbach, KG Brunnacher, oben mA28
Dulliken, KG Hard, oben mA19
HT Lostorf, KG Buerfeld, Grobschotter mA15
Obergösgen, Bohrung CKW, SB5, Schotter mA12
HT Kestenholz, KG Fiechtenbänli, unten mA7
HT Lostorf, KG Buerfeld, Feinschotter mA14
NT Wöschnau, ehem. KG mA22
Däniken, KG Hard, unten mA20
Lupfig, Grube Knecht, unten 2 B12
Obergösgen, Bohrung CKW, SB3 mA10
HT Kestenholz, KG Fiechtenbänli, oben mA8
HT Auenstein, NE Wildhof mA37
HT Auenstein, KG Ischlag mA38
Berken, KG Berken-NW, unterer Schotter mA3
HT (untere) Oberentfelden Su11
Berken, KG Berken-E mA5
HT Gränichen, KG Moortel, Till Wy12
Heimenhausen, KG Hinderfeld, oben mA2
HT Gränichen E-Seite, Till Wy15
Obergösgen, Bohrung CKW, SB5, Till mA13
HT Niedergösgen Mülichopf, Waldweg mA16
Dulliken, KG Hard, unten mA18
Obergösgen, Bohrung CKW, SB4 mA11
Habsburg, Eihalden S H5
Brugg, Grube S Bahnhof A2
Schinznach-Bad, Fabrik A1
Lupfig, Grube Knecht, unten 1 B11
Wildegg, KG Neumatte, 2 m u.T. Se12
TDS Teufenthal, N Fornech Wy4
Dottikon, KG Tannächer, oben Bü1
HT Schöftland, KG Chaltbrunnebode, oben Su8
HT Schöftland, KG Chaltbrunnebode, unten Su6
Hunzenschwil, KG Länzertacher, oben mA34
Rupperswil, KG Hobrüti, unten mA31
Birmenstorf, Grube Lindenstaldenzelg B25
Lupfig, Grube Knecht, oben B22
Mülligen, Kieswerk Hauser, oben B24
Schinznach, KG Götschtel H4
TDS Teufenthal, SW Chabistal Wy1
TDS Teufenthal, Ischlag Wy2
HT Teufenthal, Zeisetelrain Wy5
HT Teufenthal, KG Zeiseltelrain, Blockfazies Wy6
Wildegg, KG Neumatte, 25 m u.T. Se10
Kölliken, KG Hard, oben Su10
HT Roggehuse-Seitental mA25
HT Gränichen, KG Moortel, unten Wy9
HT Gränichen, KG Moortel, beiger Till Wy13
Hunzenschwil, KG Hugstöck, oben mA36
HT Schöftland, KG Chaltbrunnebode, Mitte Su7
Staffelbach, KG Stolten, unten Su1
HT Holziken, KG Hubel, unten Su3
HT Holziken, KG Hubel, unter Sandlage Su4
Seon, KG Hauri, Till 10 m u.T. Se3
Seon, KG Hauri, zuunterst, 30 m u.T. Se1
Kölliken, KG Hard, unten Su9
HT Gränichen, KG Moortel, Mitte Wy10
Hunzenschwil, KG Länzertacher, unten mA33
Lenzburg, KG Länzert, oben Se8
HT Gränichen, KG Moortel-Zinggen Wy8
Seon, KG Hauri, zuoberst Se4
Seon, KG Hauri, unter Till Se2
HT Roggehuse-Tierpark, Probe 1 mA26
HT Roggehuse-Tierpark, Probe 2 mA27
HT Wöschnau, alte KG mA23
Staffelbach, KG Stolten, oben Su2
TDS Teufenthal, Zeisetelrain, Block Wy3
HT Gränichen, KG Moortel, unter Till Wy11
Wildegg, KG Neumatte, 10 m u.T. Se11
HT Teufenthal, KG Wässerig Wy7
Schafisheim, KG Steinacher, Mitte 2 Se5
Lenzburg, KG Länzert, unten Se7
HT Holziken, KG Hubel, über Sandlage Su5
Hunzenschwil, KG Hugstöck, unten mA35
HT Wöschnau, Strasse mA24
Rupperswil, KG Hobrüti, oben mA32
Wildegg, KG Neumatte, 40 m u.T. Se9
Schafisheim, KG Steinacher, Mitte Se6
0
10
20
30
40
50
60
70
80
Distanzen

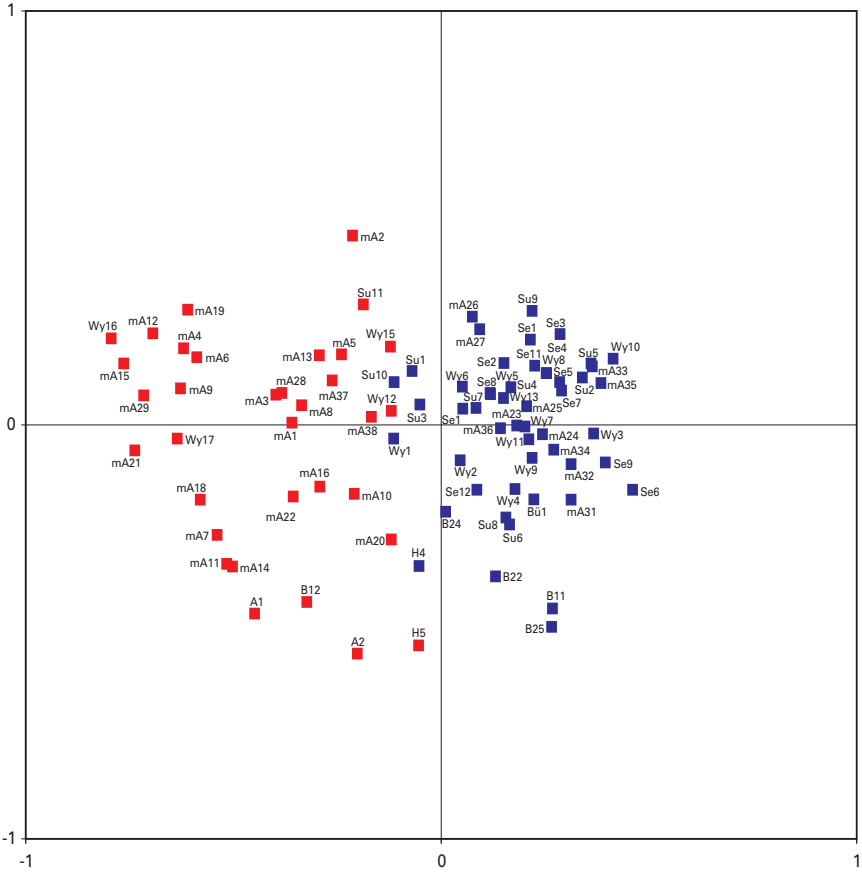


Fig. 17: Hauptkomponentenanalyse der Geröllproben aus dem Gebiet von Blatt Aarau und Umgebung. Vergleichsproben (aus GRAF 2009 a): Birrfeld: B 11, B 12, B 22, B 24, B 25; Aaretal unterhalb Wildegg: A 1, A 2, H 4, H 5.

die Lithologie ermittelt. Die Auswertung der Zählresultate erfolgte mittels multivariater statistischer Methoden (Clusteranalyse, Hauptkomponentenanalyse). In die Auswertung miteinbezogen wurden Proben aus früheren Untersuchungen (GRAF 2009 a), um die Beziehungen der Ablagerungen im Gebiet von Blatt Aarau zu umliegenden Gebieten erkennbar zu machen. Die betreffenden Proben sind in den Legenden der Figuren 16 und 17 erwähnt.

Resultate der statistischen Auswertung

Das Dendrogramm der Clusteranalyse (Fig. 16) zeigt zwei Cluster (rot bzw. blau markiert), welche bei einer Distanz von ca. 78 aufgetrennt werden. Die Untercluster werden bei einer Distanz von ca. 20 aufgeteilt. Dies zeigt, dass sich die Proben der beiden Hauptcluster statistisch klar von einander unterscheiden. Die Hauptkomponentenanalyse (Fig. 17) bestätigt diese Aussage, indem es praktisch keinen Überlappungsbereich zwischen den Proben der beiden Cluster gibt (Farbmarkierung wie in Fig. 16).

Im oberen Cluster des Dendrogramms finden sich alle Proben aus dem Aaretal oberhalb der Talenge von Aarburg. Dazu kommen die meisten Proben aus dem heutigen Aaretal zwischen Dulliken – Gösgen und Wildegg. Es fehlen die Proben aus dem Roggehusertäli bei Wöschnau sowie einige Proben aus den südlichen Terrassen des Aaretals unterhalb von Aarau. Hingegen sind in diesem Cluster einige Proben aus dem Suhre- und Wynetal enthalten sowie die Vergleichsproben aus dem Aaretal unterhalb von Wildegg.

Im unteren Cluster sind alle Proben aus dem Seetal sowie die Mehrheit der Proben aus dem Suhre- und Wynetal enthalten. Dazu kommen die Vergleichsproben aus dem Raum Birrfeld. Ausserdem sind die Proben aus dem Roggehusertäli sowie aus den südlichen Terrassen des Aaretals unterhalb von Aarau enthalten.

Interpretation

Aufgrund der geographischen Herkunft der Proben sowie der in den beprobten Aufschlüssen vorhandenen Leitgesteine können die beiden Cluster von Proben dem Aare-Rhone- (rote Proben) bzw. dem Reussgletscher (blaue Proben) zugeschrieben werden. Die wesentlichsten Unterschiede der Geröllspektren bestehen in der Häufigkeit von dunklen Kalken und Quarzgesteinen (Quarzite, Gangquarze, Hornsteine). Während die Proben aus dem Reussgletscherbereich reich sind an Ersteren, weisen die Proben aus dem Aare-Rhonegletschersystem einen Reichtum an Quarzgesteinen auf.

Das Material des Tieferen Deckenschotters des Wynetals (Fornech-Schotter, Proben Wy 1 – Wy 4) stammt vom Reussgletscher.

Von besonderem Interesse für paläogeographische Betrachtungen sind diejenigen Proben, die vom heutigen geographischen Standpunkt aus dem Aare-Rhonegletscher zugeschrieben werden müssten, geröllpetrographisch aber dem Reussgletscher zugehören und umgekehrt. So fällt auf, dass die Proben aus dem Roggehusertäli (mA 23 – mA 27), einem Seitental des Aaretals, dem Reussgletscher zugehören. Sie müssen demnach von Südosten her geschüttet worden sein. Damit kann die auf der Felsisohypsenkarte (Taf. III) dargestellte Rinne zwischen Entfelden und Wöschnau bestätigt werden. Die Probe aus dem Niederterrassen-

schotter am Eingang des Roggehusertäli (mA 22) gehört jedoch dem Aare-Rhonegletscher an.

Umgekehrt gehören die Proben aus der jüngeren Hochterrasse im Suhretal eindeutig dem Aare-Rhonegletscher an, ebenso der Till der Beringen-Eiszeit im Wynetal und der randglaziale Schotter bei Auenstein. Demnach wird der Reussgletscher-Schotter des Wynetals (Gränichen-Schotter) von Till des Aare-Rhonegletschers überlagert. Dies kann so gedeutet werden, dass im Zuge des Eisaufbaus zum Maximalstand der Beringen-Eiszeit das anfangs vom Reussgletscher eingenommene Gebiet später vom Aare-Rhonegletscher eingenommen und der Reussgletscher nach Osten abgedrängt wurde. Es kann aber auch nicht ausgeschlossen werden, dass diese Verhältnisse auf einen Schichtlücke hindeuten, wie sie von MÜHLBERG (1902) für die Kiesgrube bei Oberentfelden postuliert wurde.

Klar ist aber, dass der Entfelden-Schotter des Suhretals auf den Aare-Rhonegletscher zurückgeht, im Gegensatz zum Roggehuse-Schotter. Damit bestätigt sich aus geröllpetrographischer Sicht die auf der geologischen Karte vorgenommene Abgrenzung des Entfelden- und Suhr-Schotters gegenüber dem älteren Roggehuse- und Gränichen-Schotter.

Die Proben aus dem Schotter der Niederterrasse im Aaretal unterhalb von Aarau zeigen den Einfluss der von Süden erfolgten Schüttung aus den verschiedenen Lappen des Reussgletschers während der Birrfeld-Eiszeit. In den Kiesgruben zwischen Hunzenschwil und Wildegg ist der Aare-Rhone- bzw. Walliser Gletscher (SCHLÜCHTER 2009) nicht nachzuweisen. Die Proben unterhalb der Wildegger Talenge gehören hingegen wieder dem Walliser Gletscher an.

FELSOBERFLÄCHE

Ein grosser Teil des Gebiets von Blatt Aarau ist von quartären Lockergesteinen verschiedenster Art bedeckt. Oft handelt es sich lediglich um eine geringmächtige Lage auf dem Felsuntergrund, manchmal hingegen verbergen sich hunderte Meter von eiszeitlichen Sedimenten unter der Oberfläche. Die Vielfältigkeit der eiszeitlichen Ablagerungen im Kartengebiet äussert sich auch in einer ausgeprägten Komplexität der Felsmorphologie. Es wurden mehrere hundert Bohrungen ausgewertet, welche die Lockergesteine aufschlossen, um eine Karte der Felsoberfläche zu konstruieren (Taf. III). 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.

Fluviatile Rinne des Frühen Pleistozäns

Anhand der wenige Reste von Tieferem Deckenschotter im Gebiet von Blatt Aarau ist es kaum möglich, eine einstige Rinne bzw. ein Rinnensystem zu beschreiben. Es kann lediglich abgeschätzt werden, dass die Rinne, in welcher der Fornech-Schotter abgelagert wurde, eine Basis von vielleicht 540 m ü. M. aufwies.

Glaziales Becken des Mittleren Pleistozäns

Im Seetal erstreckt sich ein ausgeprägtes glaziales Becken, mit einer Tiefe von mindestens 325 m im Osten von Seon (GRAF & MATOUSEK 1998). Es erstreckt sich nordwärts ins untere Aaretal hinein und weitet sich gegen Osten und – markant – gegen Westen aus. Das Becken endet typischerweise im Übergang zum Faltenjura, dort wo der Malmkalk an die Oberfläche tritt. Dass im heutigen Aaretal oberhalb von Küttigen kein glaziales Becken entstand, ist vermutlich ebenfalls darauf zurückzuführen, dass hier die Felsoberfläche von Malmkalk und nicht von leichter erodierbarer Molasse gebildet wird. Weshalb allerdings im Suhre- und Wynetal, wo die Molasse verbreitet ist, keine entsprechenden Becken vorliegen, ist vorläufig unklar. Die auf der Tafel III angegebene Umgrenzung des glazialen Beckens basiert einerseits auf der Höhe der fluviatilen Erosionsbasis im Aaretal unterhalb von Wildegg, indem tiefer liegende Felskoten als glazial ausgeräumt

betrachtet werden (subglaziale Erosion durch unter Druck stehende Schmelzwässer oder durch Eiserosion). Anderseits wurden Bereiche mit nachgewiesenen Beckensedimenten im Liegenden von eiszeitlichen Schottern entsprechend ausgeschieden. Und schliesslich wurde eine extrapolierte Basisfläche der tiefsten eiszeitliche Schotter betrachtet, als Obergrenze der Beckenfüllung.

Fluviatile Rinnen des Mittleren und Späten Pleistozäns

Talabschnitte, deren Entstehung eindeutig ins Mittlere Pleistozän fällt, sind nur wenige zu identifizieren. Sie bilden die Unterlage des Buerfeld, Roggehuse- und Gränichen-Schotters. Die beiden Letzteren sind im Nebenkärtchen «Quartärgeologische Übersicht 1:200 000» angegeben. Aus diesen Relikten lässt sich kein kohärentes Rinnensystem ableiten. So fehlen im Suhretal, abgesehen von der bemerkenswerten Talverbindung Unterentfelden–Wöschnau, Hinweise auf den Verlauf einer damaligen fluviatilen Rinne.

Der Entfelden-Schotter und seine Äquivalente sind in den seitlichen Bereichen der heutigen Täler verbreitet; über die Höhe der Felsoberfläche in ihrem Liegenden existieren kaum Angaben. Anhand von Bohrungen im Suhretal bei Kölliken kann dort eine Rinnenbasis um 390 m ü.M. abgeschätzt werden. Im Süden von Aarau liegt eine komplizierte Felsmorphologie vor, die wahrscheinlich zu einem gewissen Teil auf subglaziale Erosion zurückgeht. Eine eigentliche fluviatile Rinne kann dort nicht identifiziert werden. Im Gebiet östlich von Buchs kann eine Basis um 380 m angenommen werden.

Die Felsmorphologie im heuten Aaretal entstand wahrscheinlich während der ausgehenden Behringen-Eiszeit im Zuge einer erneuten Erosionsphase nach der Ablagerung des Entfelden-Schotters. Ebenso die tiefsten Rinnen im Suhre- und Wynetal. Auch die Entstehung der ausgedehnten Felsschulter auf der nördlichen Seite des Aaretals zwischen Aarau und Wildegg dürfte in diese Phase fallen.

TEKTONIK

Die Tektonik des Gebiets von Blatt Aarau ist durch die Jurafaltung geprägt. Von Norden nach Süden können alle wichtigen Strukturelemente unterschieden werden (s. a. Nebenkarte «Tektonische Übersicht 1: 200 000»):

- Das Vorland (Tafeljura)
- Die Vorfaltenzone (Chlapfen-Heidegg-Struktur)
- Die Jurahauptüberschiebung
- Der eigentliche Faltenjura
- Das Hinterland (mittelländisches Molassebecken) und die Born-Engelberg-Antiklinale

Der Faltenjura entstand ab dem späten Miozän als Teil der alpinen Orogenese, deren Kompressionsfeld sukzessive immer weiter nach Norden ausgriff (z. B. LAUBSCHER 1987). Im Gebiet des Kartenblattes war das Kompressionsfeld etwa N–S bis NNW–SSE gerichtet. Durch die Überschiebung des internen Aar-Massivs auf das europäische Vorland kam es dabei zunächst zu einer Abscherung des Deckgebirges des alpinen Vorlandes (z. B. LAUBSCHER 1992). Ursache für diese Abscherung sind die Evaporitvorkommen (Steinsalz, Anhydrit) der Trias, in der betrachteten Region vor allem die der Anhydritgruppe (z. B. JORDAN 1992, 1994; s. a. Kap. Stratigraphie).

Am Nordrand des Sedimentkeils aus mesozoischen und vor allem paläogenen bis neogenen Ablagerungen (Molasse) entstand in einer Region mechanischer Instabilität eine Zone mit Aufschiebungen und Falten: der Faltenjura. Über die Ursachen dieser mechanischen Instabilität bestehen unterschiedliche Ansichten, welche sich vereinfacht in zwei Lager einteilen lassen: Einerseits wird die Unterschreitung der kritischen Überlast, also die ursprüngliche Mächtigkeit des Sedimentstapels über dem Abscherhorizont, als Grund in Betracht gezogen, anderseits wird die Beeinflussung durch «vererbte», präexistente Strukturen als Ursache interpretiert (z. B. LAUBSCHER 1965, 1986, 1987). Als «vererbte» Strukturen werden dabei die etwa NNE–SSW (prävariszisch-rheinisch) bzw. WSW–ENE (variszisch) streichenden Normalbrüche verstanden. Dieses Bruchmuster war – wenn auch mit geringen Versätzen – nachweislich während des gesamten Mesozoikums aktiv (WETZEL et al. 2003). Seit dem Eozän und bis ins frühe Miozän senkte sich in einem etwa E–W-gerichteten extensiven Spannungsfeld der Oberrheingraben ab. Dabei wurden hauptsächlich präexistente prävariszische, aber auch variszische Strukturen als Abschiebungen und Blattverschiebungen reaktiviert. Die bis ins Grundgebirge reichende Fernwirkungen der rheinischen Tektonik erfassten nachweislich die nördlich ans Kartengebiet grenzende Gegend (DIEBOLD et al. 2006) und wahrscheinlich, wie weiter unten erläutert, auch das Gebiet des Kartenblattes selber. Das betrachtete Gebiet liegt allerdings jenseits der Wischberg-

Eptingen-Mümliswil-Linie (LAUBSCHER 2008), welche die Ostgrenze des rheinischen Juras darstellt, in dem die präexistenten rheinischen Strukturen einen entscheidenden Einfluss auf die Entwicklung des tektonischen Gesamtmusters hatten (LAUBSCHER 1965).

Im Zusammenhang mit der Überschiebung des Alpenkörpers im Miozän wird von manchen Autoren eine sukzessiv nach Norden wandernde Aufwölbung des europäischen Vorlandes (Foreland Bulge) postuliert, durch die lokal ein etwa N–S-gerichtetes extensives Spannungsfeld entstand und somit eine Reaktivierung variszischer Normalbrüche ermöglicht wurde (z. B. LAUBSCHER 1992). Mit dem Beginn der Jurafaltung muss dann allerdings von einem etwa N–S-gerichteten kompressiven Spannungsfeld sowohl im Sockel wie auch in der abgescherten Sedimenthülle ausgegangen werden. Neueste Studien zeigen, dass in einer letzten, bis heute anhaltenden Phase tatsächlich kompressive Bewegungen im kristallinen Untergrund stattfinden, welche unter anderem zu einer inversen Reaktivierung insbesondere variszischer Normalverwerfungen führen (z. B. MEYER et al. 1994, BECKER 2000, ROTSTEIN & SCHAMING 2004, USTASZEWSKI & SCHMID 2007, MADRITSCH et al. 2009). Sie unterscheiden somit zwischen

1. einer Fernschubphase im Sinne von BUXTORF (1916), LAUBSCHER (1965) und BURKHARD & SOMMARUGA (1998) mit einer Abscherung der Sedimenteinheiten (Thin-Skin-Tektonik), die vom späten Miozän (post-OSM) bis ins Pliozän (prä-Deckenschotter) reicht, über einem passiven Sockel;

2. den Deformationen des unterlagernden Grundgebirges entlang eines tiefer liegenden intrakrustalen Abscherhorizonts (Thick-Skin-Tektonik) vom Pliozän bis heute.

Diese beiden Hypothesen spielen für die Interpretation der Tektonik des Kartenblattes eine zentrale Rolle, da die Strukturen im Sockel in einer syn- oder in einer postkinematischen Fernschubphase entstanden sein könnten. Des Weiteren lässt sich je nach Hypothese auch deren Interpretation als synthetisch oder als invers reaktivierte Normalbrüche ableiten. Für das Vorhandensein dieser Strukturen gibt es allerdings keine eindeutig interpretierbare Datengrundlage. Üblicherweise wird davon ausgegangen, dass zu Beginn der Jurafaltung erhebliche postvariszische Versätze im Grundgebirge (und im überliegenden Deckgebirge) vorhanden waren, welche die tektonische Entwicklung des Faltenjuras entscheidend beeinflusst haben (z. B. DIEBOLD et al. 1992). Ein Argument hierfür ist die Jurahauptüberschiebung, die etwa dem vermuteten Verlauf des Südrandes des Nordschweizer Permokarbon-Trogs (vgl. DIEBOLD 1988, LEU 2008, NAGRA 2008) und somit präexistenter variszischer Strukturen folgt (LAUBSCHER 1986). DIEBOLD et al. (2006) postulieren zudem eine synkinematische Reaktivierung rheinisch streichender Strukturen, zum Beispiel eine sinistrale Verschiebung der östlichen Randstörung des Wölflinswil-Grabens.

Die Deformation während der Fernschubphase war überwiegend spröde. Viskose Verformungsprozesse waren auf die Evaporite des Mittleren Muschelkalks und des Keupers beschränkt (JORDAN 1992). Viskose Deformationsstrukturen fanden sich in der Bohrung Schafisheim (Ref. 1; MATTER et al. 1988 b, JORDAN & NÜESCH 1989), in den heute stillgelegten Gipsgruben Riepel (Koord. 645.250/253.850) und Windlete bei Kienberg (Koord. 640.200/254.000) sowie, etwas ausserhalb des Kartengebiets, in Zeglingen (JORDAN 1994). In den darüber liegenden Stockwerken hatte die Mächtigkeit der mesozoischen Kalk-Mergel-Folgen einen entscheidenden Einfluss auf den Deformationsstil. So dominieren im eigentlichen Faltenjura, wo aufgrund der paläogenen Erosion nur die Schichtenfolge bis zur Wildegg-Formation erhalten ist, Aufschiebungen und asymmetrische Falten mit überkippten und zerscherten Nordschenkeln. Dieser Schuppenbau ist anhand der steilen Nord- und der sanften Südflanken der Hügelzüge morphologisch gut erkennbar. Demgegenüber hat sich im Südwesten, wo die Schichtenfolge bis in die Kalke des Malms (Villigen- und Burghorn-Formation) reicht, eine Gewölbestruktur ausgebildet, die Born-Engelberg-Antiklinale.

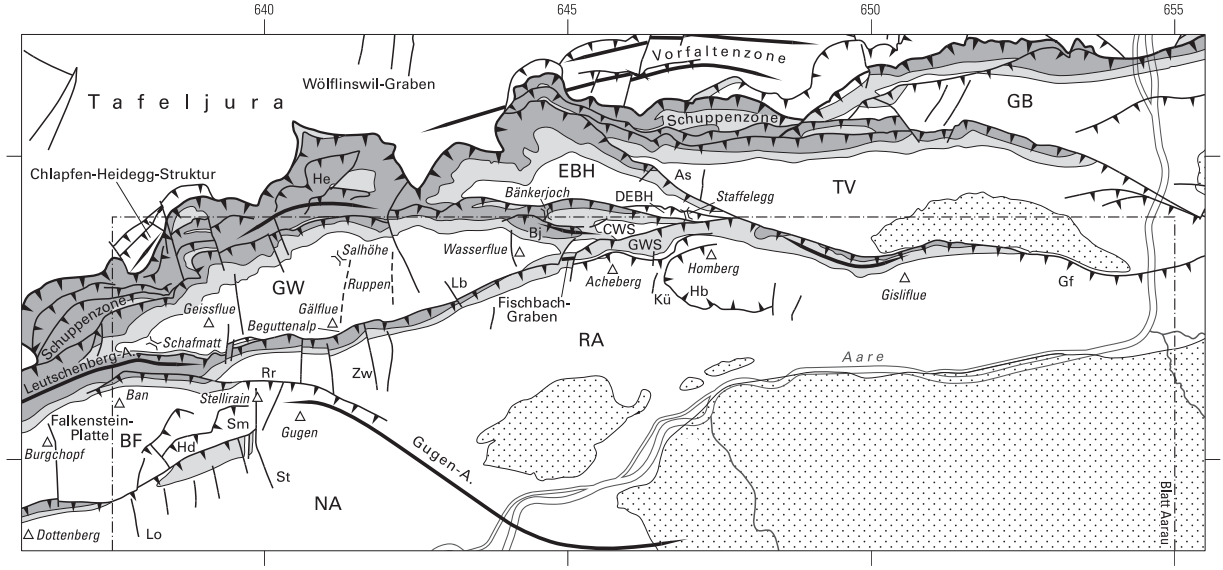
Die relative Altersbeziehung der Überschiebungen und Falten ist nicht abschliessend geklärt. Das mechanisch einfachste Konzept geht davon aus, dass die innersten und südöstlichst gelgegenen Strukturen die ältesten, die externen Strukturen die jüngsten sind (fortschreitende Sequenz). LAUBSCHER (1986) weist anhand des Gisliflue-Profils (Profil 8, Taf. II) auf die Möglichkeit einer mehrfachen Nukleation von Überschiebungen an einer einzigen Sockeldiskontinuität hin. Bei dieser «Störungsmühle» wäre die Abfolge nicht in Sequenz, sondern würde im Lauf der Deformation vor- und zurückschreiten.

Zur Veranschaulichung der tektonischen Verhältnisse im Kartengebiet wurde eine Serie von tektonischen Querprofilen im Massstab 1:50 000 konstruiert (Taf. II). Die Profiltafel wird durch eine Strukturkarte im gleichen Massstab ergänzt (Taf. I). Letztere basiert auf Aufschluss-, Bohrungs- und geophysikalischen Daten sowie auf Extrapolationen unter Einbezug der vermuteten Schichtmächtigkeit und gibt einen flächenhaften Überblick über die Tektonik wie auch über die Tiefenlage der wichtigsten Schichtgrenzen.

Die Bezeichnung der tektonischen Strukturen ist den Figuren 18 und 20 sowie der Tafel I zu entnehmen.

Tafeljura

Lediglich das Gebiet nördlich von Oltingen im äussersten Nordwesten des Kartengebiets gehört dem Tafeljura an. Miozäne Obere Süsswassermolasse (OSM) und lokal auch Helicidenmergel (OMM/OSM, s. Diskussion im Kap. Stratigraphie) überlagern hier die bis in die Wildegg- und stellenweise die Ifenthal-For-



Antiklinalen, Überschiebungen, Querstörungen

As	Asp
Bj	Bänkerjoch
Gf	Gisliflue
Hb	Homberg
He	Heimetsädel
Hd	Hauenstein–Dottenberg
Lb	Leutschenberg–Beguttenalp
Lo	Lostorf
Kü	Küttigen
Rr	Rumpel–Rütmatt
St	Stüsslingen
Sm	Schürmatt
Zw	Zwilflue

Schollen, Synklinalen, Schuppen

BF	Burgflue–Falketenboden
CWS	Chli Wolf – Staffelegg
EBH	Einolte–Benken–Herzberg
DEBH	Divertikel der EBH
GB	Grund–Birrfeld
GW	Gisliflue–Wasserflue
GWS	Gross Wolf – Stäglimatt
NA	Niederamt
RA	Rütflue–Aarau
TV	Thalheim–Veltheim

Untere Süsswassermolasse
Lias, Dogger, Malm
Keuper
Muschelkalk
Verwerfung
Überschiebung
Antiklinale

Im Tafeljura und in der Vorfaltenzone sind die Gesteinseinheiten nicht ausgeschieden

Fig. 18: Faltenjura s.str. und angrenzende Gebiete: tektonische Gliederung.

mation erodierte mesozoische Schichtenfolge. Wie weit sich der Tafeljura generell unter den Faltenjura erstreckt, kann mittels der vorliegenden Befunde nicht schlüssig belegt werden. Bei den Profilkonstruktionen auf Tafel II wird angenommen, dass sich der Tafeljura mit der regionalen Neigung von rund 4–5° nach SSE fortsetzt, bis er an der treppenförmigen Aufschiebung des Faltenjuras endet (s. u.). Abweichende Hypothesen vertreten beispielsweise SCHMASSMANN (1977) oder DIEBOLD et al. (2006). Die Autoren gehen übereinstimmend davon aus, dass der Tafeljura abrupt an einer nordvergenten Abschiebung endet, welche von LAUBSCHER (1986) und DIEBOLD et al. (1992) mit den Südrand des Nordschweizer Permokarbon-Trogs gleichgesetzt wird (s. o.). Während SCHMASSMANN (1977) – in Anlehnung an BUXTORF (1916) – von einem zunehmend steileren Abtauchen des Tafeljuras bis zur Normalverwerfung ausgeht, postulieren DIEBOLD et al. (2006) eine sanfte Synklinale, also eine sukzessive Abnahme des Schichtfallens in Richtung Süden bis hin zu einem Nordfallen kurz vor der Normalverwerfung. Verschiedene weitere Hypothesen werden von GSELL (1968, Taf. XIII) skizziert und diskutiert.

Die hier bevorzugte Lösung ohne Flexur oder Normalbruch basiert auf der Erkenntnis, dass eine Extrapolation der Schichtenfolge des Tafeljuras und der daraus sowie aus gängigen Mächtigkeitsannahmen (s. Kap. Stratigraphie und DIEBOLD et al. 2006) abgeleiteten Positionierung des Basisniveaus des Mesozoikums vergleichsweise gut mit den korrelierenden, ebenfalls extrapolierten Verhältnissen in der Niederamt-Scholle übereinstimmt. Daraus folgt, dass die Hauptüberschiebung im Bereich des heutigen Jurasüdfusses im Niveau der basalen Evaporite abzweigt und treppenförmig in einer so genannten Ramp-and-Flat-Geometrie mit steilen (Rampen) in den Kalk- und flachen Überschiebungsbahnen in den Mergelstockwerken bis in den Bereich der heutigen Ausbisslinie aufsteigt.

Vorfaltenzone

Die Vorfaltenzone im Sinne eines verschuppten oder verfalteten Tafeljuras vor bzw. unter der Jurahauptüberschiebung (z. B. DIEBOLD et al. 2006) ist im Kartengebiet nur durch die isolierte Chlapfen-Heidegg-Struktur vertreten.

Chlapfen-Heidegg-Struktur

Südöstlich von Oltingen ist im Bereich des Chlapfens eine sich hauptsächlich im Hauptrogenstein abzeichnende, etwa NE–SW streichende Antiklinale ausgebildet, die gegen Nordwesten auf eine Serie von zwei bis drei Schuppen aufgeschoben ist, die wiederum auf den Tafeljura überschoben ist (Profil 3, Taf. II). Gegen Südwesten taucht das Gewölbe mit 30° ab und verschwindet scheinbar

unter die Schuppenzone des frontalen Faltenjuras. Bei einer räumlichen Analyse erscheint es plausibler, dass das Gewölbe von einer Querstörung abgeschnitten wird (s. a. Profil 1, Taf. II).

Gegen Nordosten ändert die Struktur an einer Querstörung, welche vom Hof Rumpel gegen Südosten verläuft, abrupt ihren Charakter. Anstelle des Gewölbes ist nun eine überkippte Schichtserie vorhanden, welche von der Passwang-Formation (etwas nordöstlich davon, im Gebiet von Blatt Frick, gar vom Opalinus-Ton) bis zur Ifenthal-Formation reicht. Die ursprüngliche Antiklinale wurde offenbar von der Jurahauptüberschiebung überfahren, überkippt, und – was das Hauptrogensteingewölbe betrifft – «geköpft» (Profil 4, Taf. II). Der überkippte Hauptrogenstein ist gegen Nordosten noch bis über die Ruine Alt Kienberg (früher Heidegg genannt, GSELL 1968) verfolgbar und endet dann abrupt vermutlich an einer weiteren Querstörung (DIEBOLD et al. 2006).

Die isolierte Chlapfen-Heidegg-Struktur ist nicht einfach zu interpretieren. Die direkte Auflage von Molassesedimenten (OSM, örtlich Helicidenmergel, OMM/OSM) auf die Ifenthal-Formation in der südlichsten der drei Schuppen kann dahin gedeutet werden, dass die Struktur bereits relativ früh, das heisst vor Ablagerung der OSM angelegt wurde und so teilweise der eozänen Erosion zum Opfer fiel (GSELL 1968). Während sich beim nordöstlichen Abschnitt die Interpretation einer Schleppfalte anbietet (DIEBOLD et al. 2006), ist eine Erklärung des südwestlichen Abschnittes schwieriger. Die Interpretation als selbständige, im basalen Abscherhorizont fussende, später durch die Hauptüberschiebung abgescherte Antiklinale scheitert an Überlegungen bezüglich des Volumens (GSELL 1968). Sie wird deshalb hier als eine im Zusammenhang mit der Jurafaltung stehende, im Opalinus-Ton abgescherte, später allenfalls rotierte und schliesslich überfahrene Falte interpretiert.

Faltenjura und angrenzendes Molassebecken

Die Beschreibung der Elemente des Faltenjuras erfolgt klassischerweise nach Syn- und Antiklinalen bzw. Überschiebungen. Für den betrachteten Raum hat GSELL (1968) eine Klassierung und Benennung vorgeschlagen. DIEBOLD et al. (2006) übernehmen für den Südteil des Gebiets von Atlasblatt Frick-Laufenburg weitgehend diese Einteilung. Anstelle von Synklinalen sprechen sie aber von Schollen. Schollen oder Synklinaltafeln sind typischerweise rautenförmige Bereiche, welche ohne grössere interne Deformationen parallel zum basalen Abscherhorizont verschoben wurden. Strukturell kann man sie als Synklinalen bezeichnen, da sie von Aufschiebungen und Antiklinalen begrenzt werden. Grosse bzw. riesige Synklinaltafeln finden sich im Rheintalischen Jura oder im Jura des Plateaux et des Faisceaux (z. B. LAUBSCHER 1962, TSCHANZ & SOMMARUGA 1993). Auch auf dem vorliegenden Kartenblatt treten diese für den Faltenjura typischen

Strukturelemente auf. Die Schichtneigung entspricht dem regionalen Einfallen von 3–5° nach SSE. Dort, wo sie auf benachbarte Platten oder auf den Tafeljura überschoben wurden, kann das Einfallen auch etwas steiler sein.

Die Schollen sind meist rautenförmig (Fig. 18, s.a. Nebenkarte «Tektonische Übersicht 1:200 000» und Taf. I). Dabei treten sowohl rechts- (z.B. Geissflue-Wasserflue-Scholle) wie linksgeneigte Rauten auf (Talheim-Veltheim-Scholle). Das Muster ergibt sich durch die drei Haupttrends der Überschiebungen und Faltenachsen: WSW–ENE, W–E und WNW–ESE.

Im Folgenden werden die strukturellen Elemente des Faltenjuras im Gebiet von Blatt Aarau von Nordosten nach Südwesten erläutert (Fig. 18). Nach der Beschreibung der nördlichen Schollen und der vorgelagerten Schuppenzone folgen die der beiden grossen Schollen des Jurasüdfusses und schliesslich die Beschreibung der Born-Engelberg-Antiklinale und des restlichen Kartengebiets. Dem Konzept entsprechend, die jeweils nördlich angrenzenden Falten und Überschiebungen mit der betreffenden Scholle zu beschreiben, wird die Jurahauptüberschiebung, welche den Falten- vom Tafeljura trennt, zusammen mit der Geissflue-Wasserflue-Scholle vorgestellt.

Thalheim-Veltheim-Scholle

Die Thalheim-Veltheim-Scholle (DIEBOLD et al. 2006; Thalheimer Synklinale, GSELL 1968), die zum grossen Teil im Gebiet des Atlasblattes Frick-Laufenburg liegt, bildet die Nordostecke des Kartengebiets östlich der Staffelegg. Gegen Süden wird sie von der Gisliflue-Überschiebung der Rütflue-Aarau-Scholle begrenzt. Die Schichtreihe der Thalheim-Veltheim-Scholle reicht von der Anhydritgruppe bis zur Villigen-Formation, welche von USM überlagert wird. Gegen Norden wurde sie an der Würz-Chalm-Überschiebung auf die Grund-Birrfeld-Scholle überschoben.

Einolte-Benken-Herzberg-Scholle

Diese Scholle liegt praktisch ausschliesslich auf dem Gebiet des nördlich anschliessenden Kartenblattes Frick-Laufenburg. Einzig der Opalinus-Ton, der bis vor kurzem auf der Passhöhe der Staffelegg abgebaut wurde, gehört einem Divertikel dieses Elementes an, einem Schürfling am Südrand der Scholle, der die Schichtfolge Keuper–Opalinus-Ton repetiert. Hier interessiert die Einolte-Benken-Herzberg-Scholle (DIEBOLD et al. 2006) vor allem als vorgelagertes Element der südlich angrenzenden Chli-Wolf–Staffelegg-Synklinale und der Geissflue-Wasserflue-Scholle. Bemerkenswert ist ferner, dass die Einolte-Benken-Herzberg-Scholle entlang der NW–SE streichenden Asp-Querstörung (DIEBOLD et al. 2006) schief auf die Thalheim-Veltheim-Scholle überschoben wurde. Die Asp-Querstörung vereinigt sich westlich der Staffelegg (Gebiet Äsch) mit der Gisliflue-Überschiebung der Rütflue-Aarau-Scholle.

Chli-Wolf – Staffelegg-Synklinale

Die Schichtreihe der zwischen Bänkerjoch und Staffelegg liegenden Synklinale (Chli-Wolf – Staffelegg-Mulde, GSELL 1968) reicht vom Hauptmuschelkalk (Gebiet Bernholde, noch im Gebiet von Blatt Frick-Laufenburg) bis zum Opalinus-Ton. Im Südwesten wird die Synklinale von der Bänkerjoch-Antiklinale, die zur Geissflue-Wasserflue-Scholle gehört, überfahren. Im Bereich der stillgelegten Gipsgrube Riepel trifft sie mit dem Fischbach-Graben zusammen (s.u.). Die damit zusammenhängende Deformation in der Chli-Wolf – Staffelegg-Synklinale ist in der Grube exemplarisch aufgeschlossen (JORDAN 1994).

Gross-Wolf – Stäglimatt-Schuppe

Zwischen die Chli-Wolf – Staffelegg-Synklinale und die Einolte-Benken-Herzberg-Scholle im Norden sowie die Rütflue-Aarau-Scholle im Süden schiebt sich zwischen dem Pfaffebode im Westen und Äsch im Osten eine weitere Schuppe, die hier als Gross-Wolf – Stäglimatt-Schuppe bezeichnet wird. Sie umfasst beinahe ausschliesslich Gesteine des Keupers und der Staffelegg-Formation, welche mit 30–55° nach Süden einfallen.

Geissflue-Wasserflue-Scholle

Die Geissflue-Wasserflue-Scholle (DIEBOLD et al. 2006; Geissflue-Wasserflue-Synklinale, GSELL 1968) beherrscht den Nordwestteil des Kartengebiets. Gegen Osten wird sie vom Fischbach-Graben begrenzt. Im Nordosten bildet die Bänkerjoch-Antiklinale (GSELL 1968) die Grenze zur Chli-Wolf – Staffelegg-Synklinale. Im Norden wird die Scholle von der Schuppenzone der Jurahauptüberschiebung begleitet. Die erste, südlichste Aufschuppung geht aus der Bänkerjoch-Antiklinale hervor. Der Ausstrich des Oberen Muschelkalks verläuft westwärts – meist vollständig im Gebiet des Atlasblattes Frick-Laufenburg – über 3 km parallel zum Kartengebietsrand, bis er bei der Rumismatt, nördlich der Salhöf, in eine WSW-Richtung umschwenkt. Diese Richtung wird im Grossen und Ganzen bis zum westlichen Kartengebietsrand beibehalten. Dementsprechend erscheint zunehmend auch die vorgelagerte Schuppenzone (DIEBOLD et al. 2006) auf dem Kartenblatt. Diese wird westlich des Schnäpfeflüeli von einer sinistralen, NNW–SSE streichenden Querstörung versetzt, die im Zusammenhang mit der bereits bei der Diskussion der Chlapfen-Heidegg-Struktur erwähnten Störung steht, die diese in zwei unterschiedliche Abschnitte teilt. Westlich des Chlapfens stösst die Schuppenzone eventuell an einer weiteren Störung wieder nach Norden vor. Die Schuppenzone besteht hier aus 4–5 Einheiten einer Schichtreihe, die jeweils mit der Anhydritgruppe beginnt und zum Teil nur bis in den Hauptmuschelkalk, teilweise aber bis in den Keuper reicht. Im Kernbereich der Scholle endet die Schichtfolge über weite Bereiche mit dem Hauptrogenstein. Vereinzelt ist die Ifen-

thal-Formation noch vorhanden. Einzig im Abschnitt Hard–Wasserflue sind Sedimente der basalen Wildegg-Formation erhalten geblieben. Der Synklinaltafelcharakter ist vor allem im Bereich der Hauptrogensteinplatten Geissflue–Rotholz und Uf der Egg deutlich ausgeprägt. Ganz im Westen und Osten nimmt die Scholle eher den Charakter einer klassischen Synklinale an. An der Wasserflue wird diese durch die mehrfache Aufschiebung des Südschenkels zusätzlich noch akzentuiert.

Die im zentralen Bereich als Fläche ausgebildete Synklinalachse liegt im Westen subhorizontal (Profile 3, 4, Taf. II), im Osten fällt sie mit etwa 10–15° nach SSE ein (Profil 5, Taf. II). Im subhorizontal liegenden westlichen Abschnitt ist zudem ein Absinken (bezogen auf die Basis des Hauptrogensteins) der «Synklinalachsenfläche» von rund 1000 m (extrapoliert) im Bereich Höli–Romatten, von ca. 900 m unter der Geissflue und von etwa 700 m in der Eltschenrüti (zwischen Salhöhe und Gälflue) zu beobachten. Das heisst, dass die Geissflue-Wasserflue-Scholle (von Ost nach West betrachtet) über eine mit etwa 15° geneigte Rampe sukzessive auf den Tafeljura aufgeschoben wird, bis sie dann annähernd konkordant auf diesem aufliegt.

An der Linie Salhöhe–Gälflue wird der westliche Teil der Scholle jäh abgeschnitten. Es folgt eine morphologische Depression, welche durch die hier anstehenden Sedimente der Passwang-Formation charakterisiert ist. Gegen Osten setzt der Hautrogenstein, versackt und in Einzelschollen zerlegt, wieder ein. Erst östlich des zutreffend als Gräben bezeichneten Gebiets ist wieder eine intakte Hauptrogensteinplatte ausgebildet. Eine überregionale Betrachtung legt die Vermutung nahe, dass es sich bei der scharfen Zäsur Salhöhe–Gälflue um die südliche, in die Jurafaltung einbezogene und so dislozierte Fortsetzung des östlichen Randbruchs des Wölflinswil-Grabens handelt. Die chaotischen Verhältnisse weiter östlich im Gebiet Ruppen entsprechen demnach der höher gestellten und entsprechend stärker erodierten Trogschulter. Der Hauptrogenstein des Bärchopfs ist möglicherweise gravitativ abgeglitten (GSELL 1968).

Im Südwesten wird die Geissflue-Wasserflue-Scholle von der Leutschenberg-Antiklinale und der Burgflue-Falkenboden-Scholle, im Süden von der Leutschenberg-Beguttenalp-Überschiebung und der Rütflue-Aarau-Scholle begrenzt.

Burgflue-Falkenboden-Scholle

Die nach der bereits auf dem Gebiet von Blatt Hauenstein liegenden Burgflue und dem Falkenboden nördlich von Lostorf benannten Scholle (Burgflue-Falkenboden-Mulde, GSELL 1968) umfasst eine Schichtreihe von der Anhydritgruppe bis zur Wildegg-Formation. Den Übergang in Richtung Norden zur Geissflue-Wasserflue-Scholle markiert die Leutschenberg-Beguttenalp-Überschiebung (Leutschenberg-Antiklinale, GSELL 1968), welche stellenweise als vollständiges (Leutschenberg-Antiklinale), andernorts wiederum als aufgebrochenes und ver-

schupptes Gewölbe im Niveau des Oberen Muschelkalks ausgebildet ist (Profile 1, 3, Taf. II). Sie kann daher einerseits als nördliche Randzone der Burgflue-Falkenboden-Scholle, anderseits als aufgebogener Südteil der Geissflue-Wasserflue-Scholle oder als selbständiges, die beiden Schollen verbindendes Strukturelement aufgefasst werden (GSELL 1968). Bereits am Leutschenberggipfel lässt sich südlich des Gewölbes eine Überschiebung erkennen, die Hauptmuschelkalk über Trigonodus-Dolomit schiebt. Diese Überschiebung löst sich später von der eigentlichen Leutschenberg-Antiklinale und trennt als Rumpel-Rütmatt-Überschiebung (Leutschenberg-Rütmatt-Aufschiebung, GSELL 1968) die Burgflue-Falkenboden-Scholle von der Rütflue-Aarau-Scholle (Profil 4, Taf. II). Im Bereich der Rütmatt geht die Überschiebung in die Gugen-Antiklinale der Niederamt-Scholle über oder wird von dieser überfahren. Die Aufschlussverhältnisse lassen hier keine abschliessende Interpretation zu.

Ebenfalls nur schwierig zu interpretieren sind die Verhältnisse im Tälchen von der Rütmatt hinunter zur Ebnet. Der sich im Gelände klar abzeichnende Zug der Staffelegg-Formation gehört zweifellos zur Niederamt-Scholle. Im Gebiet Ebnet finden sich drei weitere kleine, annähernd N–S streichende Rippen derselben Formation. Nördlich schliesst die Hauptrogensteinplatte des Stellirains an, welche im Bereich Guschenweid synklinal aufgebogen ist. Deren Nordostteil ist durch eine, eventuell auch zwei N–S streichende Störungen abgetrennt. GSELL (1968) postuliert, dass die Stellirain-Platte (ähnlich wie die im Folgenden diskutierte Falkenstein-Platte) gravitativ abgerutscht ist und dabei die Rippen der Staffelegg-Formation abgeschert und rotiert hat. Eine alternative Erklärung wäre, dass die Schürmatt-Querstörung in etwa der Achse des Tälchens Rütmatt – Ebnet folgt und als weitere Fortsetzung des östlichen Randbruchs des Wölflinswiler Grabens nach Süden verstanden wird. Die erwähnten Störungen in der Hauptrogensteinplatte und die exotisch streichenden Rippen der Staffelegg-Formation könnten dann auf Riedel-Scherzonen zurückgeführt werden, welche durch Rotation und Transport des Grabens während der Jurafaltung entstanden sind.

Westlich des Stüsslinger Bachs ist die Burgflue-Falkenboden-Scholle durch zwei interne Überschiebungen zergliedert. Die nördlichere von beiden, die vom Tälchen zwischen Wätterbüel und Flüeli zum Pkt. 780 am Walmattberg verläuft, schiebt den synklinalen Südteil geringfügig auf die nördlich angrenzende Hauptrogensteinplatte. Der synklinale Südteil ist im Südwesten durch Querstörungen zerschnitten. Möglicherweise wurden die ursprünglich tektonisch angelegten Störungen durch gravitatives Verkippen des Flüeli noch verstärkt. An der östlichen Querstörung endet eine zweite Aufschiebung, welche den steilen Südschenkel im Abschnitt des Änggisteins auf den tiefsten Teil der Mulde schiebt.

Westlich des Wätterbüels ist die Hauptrogensteinplatte und mit ihr vermutlich auch die südlich aufsitzende synklinale Struktur schichtparallel abgesackt. Als Scherfläche dienten tonreiche Niveaus innerhalb der Passwang-Formation. Die Sackung ist durch das sehr schön ausgebildete Nackentälchen der Felli (bereits im

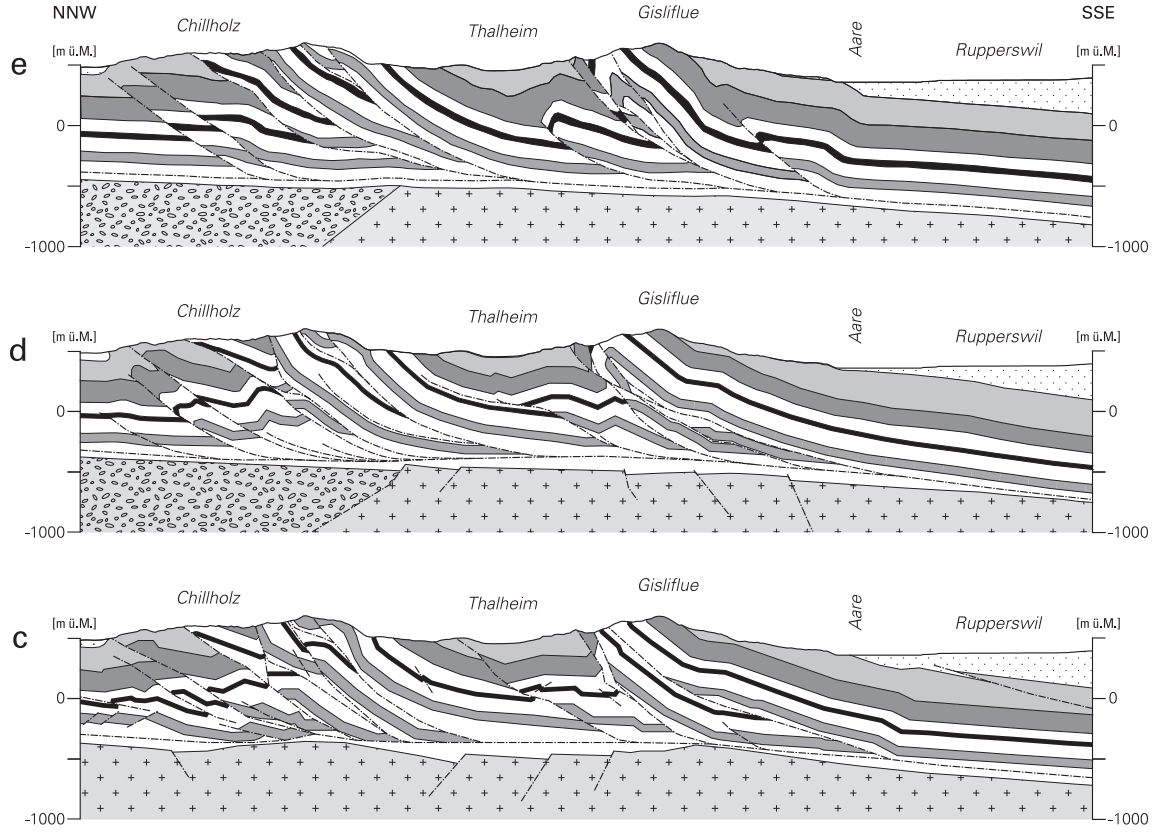
Gebiet von Blatt Hauenstein) und durch Bohrungen bei Bad Lostorf belegt (SCHMASSMANN 1977, AMSLER 1915, s. Kap. Stratigraphie, Quartär).

Rütflue-Aarau-Scholle

Die Rütflue-Aarau-Scholle (Rütflue-Aarau-Synklinale, GSELL 1968; Hungerberg-Synklinale, AMSLER 1915) nimmt praktisch den gesamten Nordostteil des Kartengebiets ein und geht gegen Süden in den hier nicht weiter differenzierten abgescherten Sedimentkeil des Mittellandes über (Taf. I). Gegen Norden bildet die Gisliflue-Antiklinale die Grenze zur Thalheim-Veltheim-Scholle. Das Gewölbe hat einen flachem Süd- und einen überkippten steilen und zerscherten Nordschenkel. Zum inneren Aufbau der Gisliflue-Falte bestehen entlang Profil 8 in Tafel II, das der Nagra-Seismiklinie 82-NF-10 folgt, verschiedene Hypothesen (Fig. 19). Die auf Tafel II gezeigte Darstellung (d in Fig. 19) stimmt weitgehend mit der Interpretation desselben Profils in NAGRA (2008) überein, welche sich wiederum an DIEBOLD et al. (1992, 2006) orientiert. Anlass zu den verschiedenen Interpretationen geben insbesondere unterschiedliche Auffassungen zur Geometrie des Sockels, zum Stil und zur Füllung bzw. Unterlage von Antiklinalen und hoch gelegenen Strukturen sowie zur Kinematik. Letztere betreffen einerseits die Sukzession der Überschiebungen und Faltungen im abgescherten Deckgebirge, anderseits das Alter (und den Umfang) der Sockelsprünge.

Die Interpretationen a–d in Figur 19 basieren grundsätzlich auf dem Konzept konstanter Schichtmächtigkeiten. Bei den Interpretationen b und d wurde zudem versucht, wenn möglich die entsprechenden geometrisch-kinematischen Regeln nach SUPPE (1983) und SUPPE & MEDWEDEFF (1990) einzuhalten. Allerdings wurde der (in der Interpretation a korrekt festgehaltene) Antiklinalcharakter ignoriert. Vielmehr wurde anstelle des Nordschenkels eine zweite normal liegende und nach Süden fallende Schuppe angenommen. Die Interpretation d korrigiert diesen Fehler, hält aber für die tieferen Bereiche an der bisherigen Interpretation fest. In ihrer bilanzierten Interpretation e schlagen SCHNEIDER et al. (2010) Thrishear-Folds (z.B. CARDOZO 2008) als dominierendes Element der örtlichen Jurafaltung vor. Diese ähneln Fault-Propagation-Folds (SUPPE 1983). Der frontale (im vorliegenden Fall Nord-)Schenkel ist aber mehr oder weniger stark ausgedünnt. Interessanterweise hat bereits MÜHLBERG (1908) für die Gisliflue-Antiklinale einen ausgedünnten Nordschenkel postuliert. Unter zusätzlicher Annahme eines südlich angrenzenden, mit den Feldbefunden durchaus in Einklang stehenden Vorgewölbes ergibt sich eine unmittelbar im Abscherhorizont wurzelnde, direkt auf die Thalheim-Veltheim-Scholle aufgeschobene Gisliflue-Antiklinale. Das in den vorhergehenden Interpretationen vertretene Postulat unterliegender Schuppen entfällt somit.

Die verschiedenen Interpretationen in Figur 19 zeigen auch abweichende Ansichten zu Sockelstrukturen und -aktivitäten. Die Seismik liefert leider hier kei-


NNW
SSE
e
d
c
Chillholz
Thalheim
Gisliflue
Aare
Rupperswil
[m ü.M.]
0
-1000

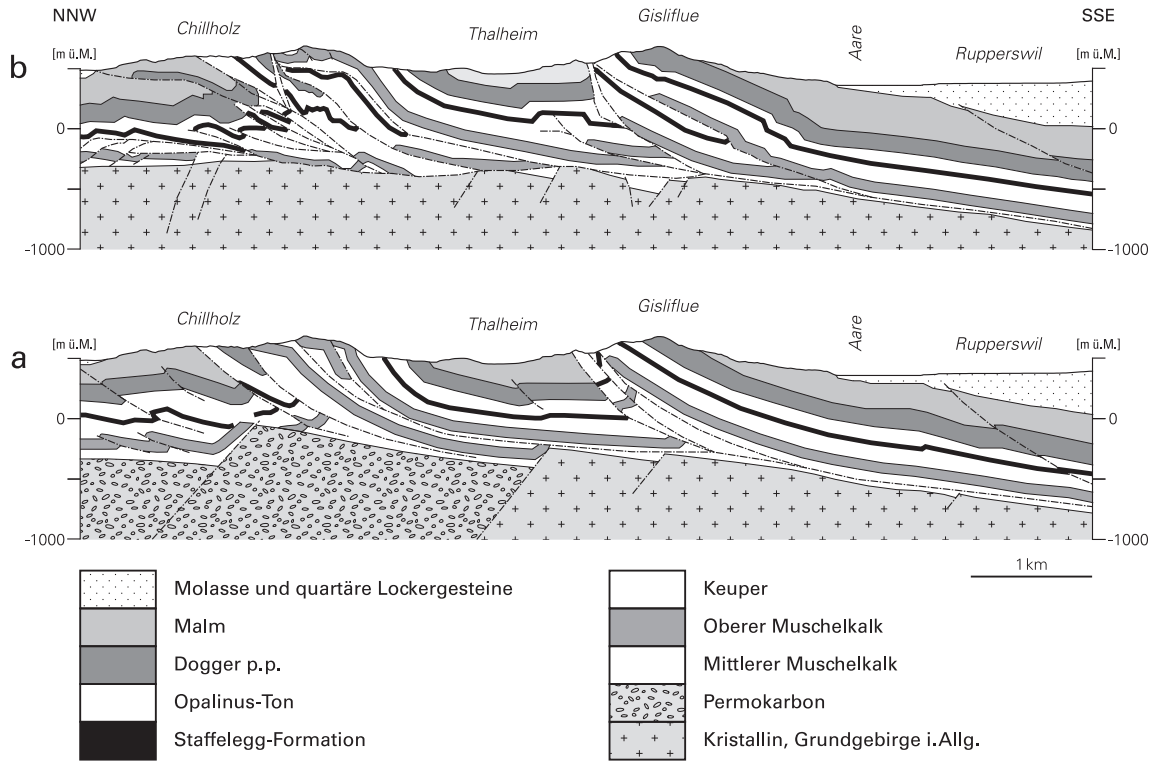


Fig. 19: Verschiedene Interpretationen entlang der Profillinie 8 (Taf. II) (Nagra-Seismiklinie 82-NF-10, DIEBOLD et al. 1992) im Abschnitt Chillholz – Rupperswil (Erläuterung im Text): a) MÜLLER et al. (1984), b) H. Laubscher (1985, in DIEBOLD 1987), c) DIEBOLD (1987), d) Darstellung auf Taf. II (entspricht weitgehend NAGRA 2008); e) SCHNEIDER et al. 2010.

ne stichhaltigen Hinweise zur Lage und Struktur des Sockels (DIEBOLD et al. 1992, NAGRA 2008) und somit auch nicht zur Mächtigkeit der Sulfatschichten und zur Existenz möglicher Akkumulationen. MÜLLER et al. (1984) (a in Fig. 19) gehen von namhaften präorogenen Verwerfungen im Grundgebirge aus, an denen Abscherungen im Deckgebirge nukleieren. Sie postulieren mit ihrer Konstruktion aber auch implizit eine synorogene extensive Reaktivierung der Sockelstrukturen. Auch H. Laubscher (1985, in DIEBOLD 1987) und DIEBOLD (1987) gehen von präorogenen reaktivierten Normalbrüchen aus, allerdings in einem deutlich geringeren Mass. LAUBSCHER (1986) hat seine Vorstellungen einer mehrfachen Nukleation von Deckgebirgsstrukturen an ein und derselben Störung im Grundgebirge anhand des hier gezeigten Profilabschnitts (b in Fig. 19) ausführlich dargelegt. Er kommt dabei zum Schluss, dass dadurch die simple Progradation der Faltung von proximal (SSE) nach distal (NNW) durchbrochen wird. Die Konstruktionen von DIEBOLD (1987) (c in Fig. 19) und NAGRA (2008) (leicht modifiziert als d in Fig. 19) gehen demgegenüber von einer ungebrochenen Sequenz (proximal zu distal) von Überschiebungen aus, welche generell im basalen Abscherhorizont wurzeln und zum Teil durch Huckepacktransport (Piggy Back) sekundär versteilt wurden. Bei den jüngeren Interpretationen (NAGRA 2008, SCHNEIDER et al. 2010; d und e in Fig. 19), welche auf einer neu migrierten Seismik basieren (NAGRA 2008), wird die Zergliederung des Grundgebirges und dessen Einfluss auf das tektonische Geschehen im Deckgebirge als gering betrachtet.

Die sich aus den einzelnen Interpretationen ergebenden Verkürzung des Deckgebirges im Bereich der Gisliflue-Antiklinale und des gesamten der in Figur 19 dargestellten Abschnitts sind in Tabelle 1 zusammengestellt (Bemessungsbasis: Top Oberer Muschelkalk).

Weiter gegen Osten nimmt der Verkürzungsbetrag der Gisliflue-Überschiebung rasch ab. Im Profil 10 (Taf. II) ist sie als einfache Aufschiebung mit einem Überschiebungsbetrag von noch rund 300 m ausgebildet.

Tabelle 1: *Verkürzung im Deckgebirge aufgrund verschiedener Interpretationen entlang der Profillinie 8 (Taf. II).*

Interpretation gemäss Fig. 19	Verkürzung Deckgebirge im Bereich der Gisliflue-Antiklinale	Gesamthafte Verkürzung Deckgebirge im dargestellten Bereich
e	1,8 km	6,1 km
d	3,5 km	6,7 km
c	2,4 km	6,5 km
b	2,0 km	3,8 km
a	1,0 km	4,5 km

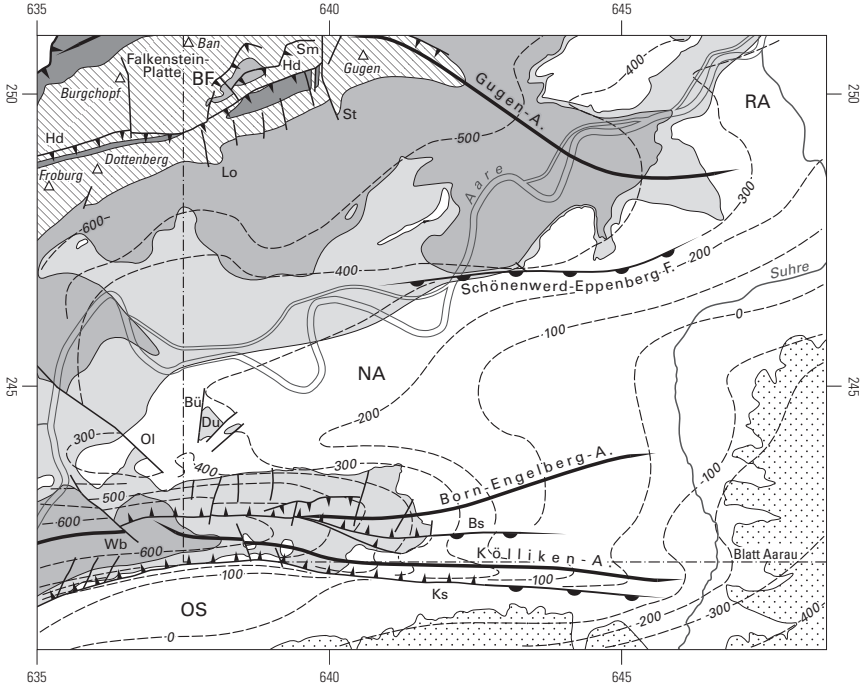
Im Südosten der Gisliflue, im Bereich des Hombergs, hat sich, wohl im Zusammenhang mit dem rigiden Korallenriff der Gisliflue (s. Kap. Stratigraphie), das zu einer hohen Versteifung des Schichtkörpers geführt hat, eine Rücküberschiebung ausgebildet (Homberg-Überschiebung, AMSLER 1915; Profil 7, Taf. II). Parallel dazu verliert die Gisliflue-Struktur ihren Antiklinalcharakter und wird zu einer einfachen Aufschiebung, welche im Knotenpunkt der Staffelegg mit der Asp-Querstörung zusammentrifft. Gegen Westen gehen aus diesem Knotenpunkt die bereits beschriebenen Schollen Chli-Wolf – Staffelegg und Gross-Wolf – Stäglimatt hervor, auf die im Bereich des Achebergs die Rütflue-Aarau-Scholle aufgeschoben wurde. Die Grenze zwischen der Homberg-Rück- und der Acheberg-Vorwärtsüberschiebung bildet die Küttigen-Querstörung, welche im stillgelegten Steinbruch der Asperchlus aufgeschlossen ist. Auffällig sind vor allem deutlich schichtparallele Lineationen und stromlinienförmige Schürflinge. Ähnliche Phänomene sind auch bei den Querstörungen der Zwilflue sowie von Stüsslingen und Lostorf (letztere in der Niederamt-Scholle, s. dort) zu beobachten. Sie deuten darauf hin, dass diese Störungen bereits in der Frühphase der Jurafaltung, also vor dem örtlichen Auffalten der Schichten, eine Rolle spielten.

Weiter nach Westen, nach der Zäsur des Fischbach-Grabens (s. o.), bildet eine einfache Überschiebung, die meist Keuper auf Hauptrogenstein versetzt, über eine längere Strecke die Nordgrenze der Rütflue-Aarau-Scholle. Westlich der im (nach einem verehrenden Felssturz in Zusammenhang mit der Querstörung verlassenen) Steinbruch von Breitmis aufgeschlossenen Zwilflue-Querstörung ist die Leutschenberg-Beguttenalp-Struktur bei der namengebenden Beguttenalp für ein kurzes Stück als Antiklinale ausgebildet. Die räumliche Koinzidenz mit dem bereits beschriebenen Gebiet Ruppen innerhalb der nördlich angrenzenden Gisliflue-Wasserflue-Scholle ist auffällig. Westlich einer Schar von Querstörungen im Bereich Chalofen – Bock ist die Leutschenberg-Beguttenalp-Struktur wieder als einfache Überschiebung ausgebildet.

Ab Erlinsbach, von wo aus ein synklinaler Spickel der Rütflue-Aarau-Scholle in den Faltenjura eindringt, steigt die Faltenachse kontinuierlich an. Im Bereich der Rütflue liegen die Schichten im Muldenkern gut 300 m höher als im südlich angrenzenden Mittelland. Die Rütflue-Aarau-Scholle wurde also ähnlich wie die Geissflue-Wasserflue-Scholle sukzessive lateral auf den Tafeljura aufgeschoben. Aufgrund der Höhenlage wird hier angenommen, dass sie auf einer Verebnung (Flat) an der Basis des Opalinus-Tons liegt (Profil 4, Taf. II).

Niederamt-Scholle

Als Niederamt-Scholle (Niederamt-Synklinale, BITTERLI 1979 a) wird hier die ausgedehnte Synklinaltafel zwischen der Hauenstein-Dottenberg-Überschiebung und der Gugen-Antiklinale im Norden sowie der Born-Engelberg-Antiklinale im Süden bezeichnet (Fig. 20, Taf. I). Wie Befunde aus dem Hauenstein-Basis-



Schollen, Synklinalen, Schuppen

BF	Burgflue–Falketenboden
NA	Niederamt
OS	Oftringen–Schöftland
RA	Rütflue–Aarau

Überschiebungen, Flexuren

Bs	Born – Engelberg-Süd
Hd	Hauenstein–Dottenberg
Ks	Kölliken-Süd

Querstörungen

Bü	Büchs
Du	Dulliken
Lo	Lostorf
Ol	Olten
Sm	Schürmatt
St	Stüsslingen
Wb	Wartburg

A. *Antiklinale*
F. *Flexur*

- Obere Meeresmolasse
- Untere Süsswassermolasse
- Villigen-, Balsthal-, Burghorn-Fm.
- Wildegg-Formation
- Lias, Dogger
- Muschelkalk, Keuper
- Verwerfung
- Überschiebung
- Flexur
- Antiklinale
- Isolinien Top Wildegg-Formation (m ü.M., Äquidistanz 100 m)

Fig. 20: Engelberg, Niederamt, Eppenberg und angrenzende Gebiete: tektonische Gliederung.

tunnel (BUXTORF 1916) und den Bohrungen von Lostorf (SCHMASSMANN 1977) in Verbindung mit Oberflächenaufnahmen zeigen, handelt es sich bei der Hauenstein-Dottenberg-Überschiebung (Teil der Hauenstein-Gugen-Antiklinale sensu GSELL 1968 bzw. der Gugen-Antiklinale sensu AMSLER 1915) um eine steile, mit rund 65–70° Richtung SSE einfallende Überschiebung, welche Mittleren Muschelkalk bis auf das Niveau des Doggers und ursprünglich wohl auch auf das des Malms brachte. An beiden erwähnten Orten wurden Verschuppungen festgestellt. Ähnliches dürfte wohl auch auf die anderen Überschiebungen des Untersuchungsgebiets zutreffen, nur fehlen dort entsprechende Einsichtsmöglichkeiten. Bei Lostorf und Stüsslingen sind auf der Ostseite der jeweiligen Klusen wiederum bedeutende Querstörungen ausgebildet, welche allerdings die steil stehenden Rippen nicht wesentlich versetzen und somit älter als die Bildung der Hauenstein-Dottenberg-Überschiebung sein müssen.

Im Bereich der zweiten Querstörung springt die Hauenstein-Dottenberg-Überschiebung entlang der bereits erwähnten Schürmatt-Querstörung abrupt nach Norden, um sich dort mit der Rumpel-Rütmatt-Überschiebung (Teil der Hauenstein-Gugen-Antiklinale sensu GSELL 1968; Teil der Gugen-Antiklinale sowie die Antiklinale von Aarau sensu AMSLER 1915) zu treffen. Aus der Vereinigung der beiden Überschiebungen geht die Gugen-Antiklinale hervor. Dieses im Stockwerk des Hauptrogensteins geschlossene Gewölbe taucht nach Südosten ab. Die Falte ist bis in die südlichen Gebiete der Stadt Aarau verfolgbar und verschwindet dann.

Schönenwerd-Eppenberg-Flexur

Zwischen Niedergösgen und Schönenwerd ist eine steile, von der Aare durchbrochene Kalkrippe zu beobachten, die beiderseits des Einschnitts von den jeweiligen Dorfkirchen gekrönt wird. Die Rippe wird von bis zu 66° in Richtung SSW einfallenden Kalken der Villigen- und Burghorn-Formation gebildet (Profil 4, Taf. II). Die Struktur wird von AMSLER (1915) als Schönenwerd-Flexur beschrieben. Aufgrund der Bohrungsbefunde, die anfangs der 1990er-Jahre bei Sondierungen für den geplanten Eppenberg-Bahntunnel anfielen, wurde eine Eppenberg-Abschiebung postuliert (HOLINGER AG 1990, 1991, 1992, SCHMASSMANN AG 1994a, b). Hauptargument für diese Hypothese ist der Befund in der 87 m tiefen Bohrung BT-3 (Koord. 643.306/246.905), die rund 100 m SSE des nächsten, mit 18° nach SSE einfallenden Aufschlusses der Burghorn-Formation ausschliesslich nur um einige wenige Grad geneigte USM durchfuhr. Bei der Annahme einer Flexur wäre eine deutlich nach S bis SSE geneigte Schichtlagerung zu erwarten (Fig. 21).

Trotzdem wird hier aufgrund der Feldbefunde besonders in Niedergösgen und Schönenwerd und aufgrund regionalgeologischer und kinematischer Überlegungen der Flexurhypothese den Vorzug gegeben (Fig. 22, a in Fig. 23, Taf. I).

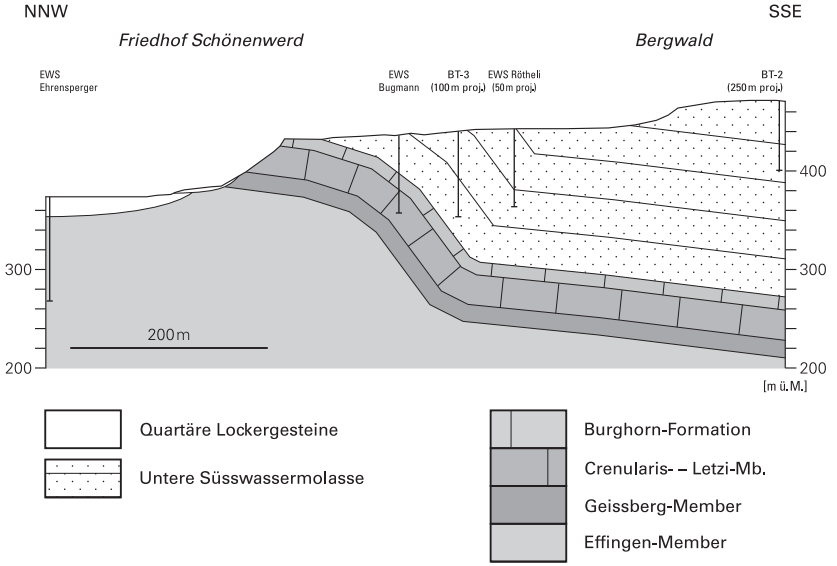


Fig. 21: Schnitt durch die Schönenwerd-Eppenberg-Flexur westlich der Schönenwerder Friedhof-Störung (Profilspur s. Fig. 22).

Für eine Abschiebung käme aufgrund der Feldbefunde nur ein Streichen ungefähr in W–E-Richtung in Frage, also senkrecht zur Haupteinengungsrichtung der Jurafaltung und zum aktuellen Spannungsfeld (b in Fig. 23). Ein primärer syn- oder postkinematischer Normalbruch kann somit ausgeschlossen werden. Bei einem Entlastungsbruch, welcher hypothetisch im Südschenkel einer kompressiven Struktur (Falte, Flexur) durch ein vorübergehendes Nachlassen der kompressiven Spannung entstanden wäre, hätte die Bohrung BT-3 ebenfalls steil stehende Schichten durchfahren müssen. Eine weitere mögliche Interpretation wäre ein synsedimentärer Bruch, der während der Ablagerung der OMM aktiv gewesen wäre. In diesem Fall wäre eine Invertierung und eine zumindest lokale Steilstellung oder Störung der Schichtung während der Jurafaltung zu erwarten. Für beides finden sich keine Hinweise. Das Hauptargument gegen die Abschiebungshypothese ist aber, dass mit ihr die steil stehende Malmkalkrippe von Niedergösgen – Schönenwerd nicht erklärt werden kann.

Unbestritten ist allerdings, dass zwischen den Bohrungen BT-5 und BT-6, welche unter Lockergesteinen direkt Malmkalk angefahren haben, und der Bohrung BT-3 eine etwa NW–SE streichende Störung existiert, welche hier als

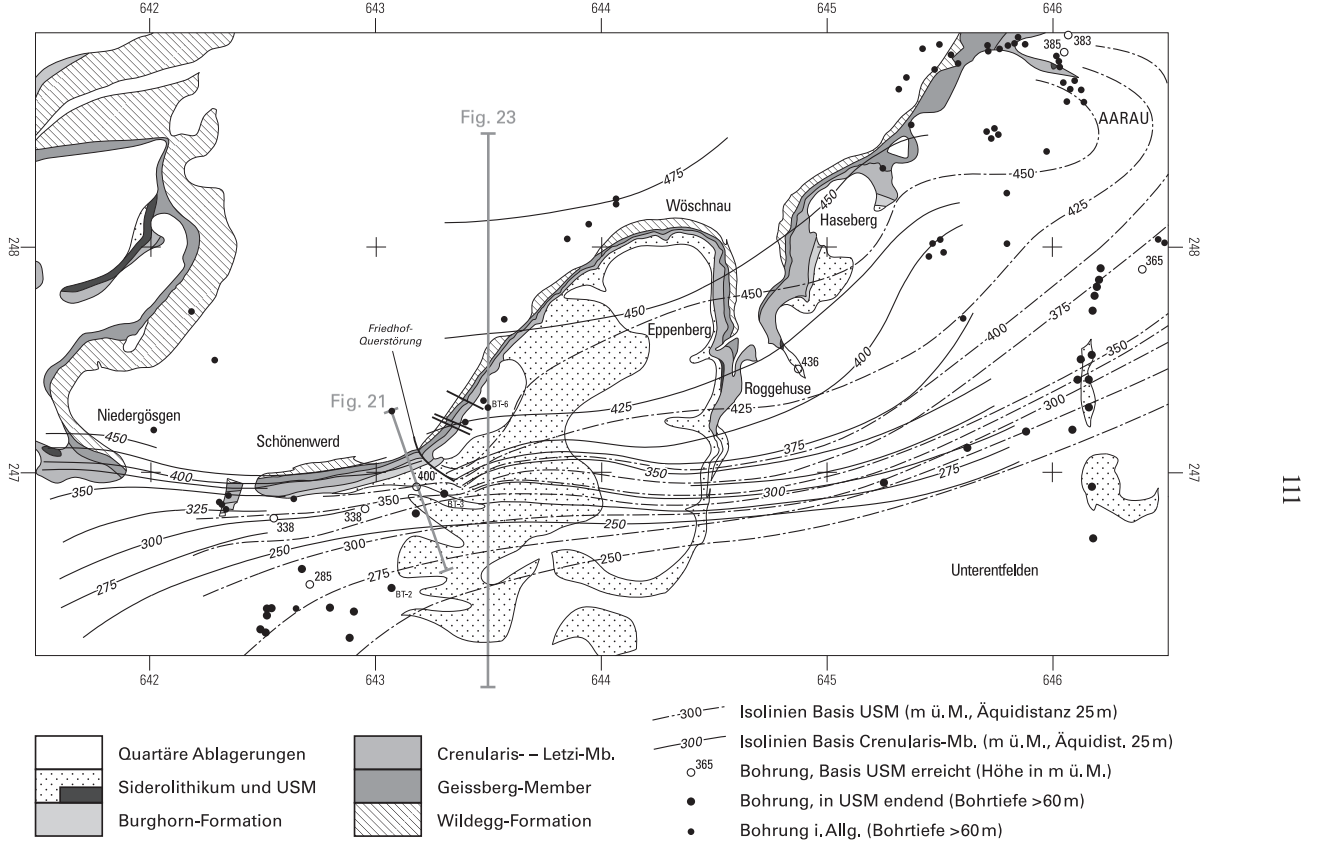
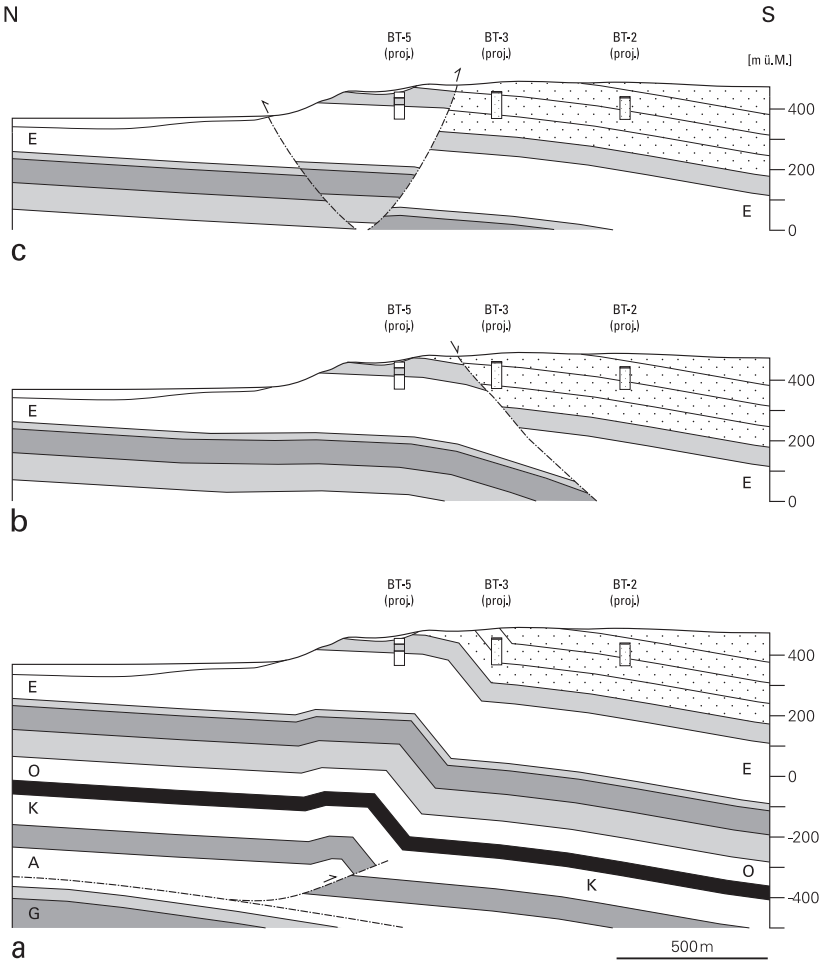


Fig. 22: Schönenwerd-Eppenberg-Flexur: Strukturkarte mit Isolinien der Basis USM und der Basis Crenularis-Member der Villigen-Formation.



Quartäre Ablagerungen

Untere Süswassermolasse

Villigen- und Burghorn-Fm.

E Wildegg-Formation

Dogger p.p.

O Staffelegg-Fm. und Opalinus-Ton (O)

K Keuper

A Muschelkalk (A = Anhydritgruppe)

G Kristallines Grundgebirge (G) und Buntsandstein

Friedhof-Störung bezeichnet wird (Lokalität des Profils Friedhof Schönenwerd, R. A. Gygi in GSELL 1968; vgl. Kap. Stratigraphie). Diese trennt etwas höher liegende Schichten im Nordosten von tiefer liegenden im Südwesten. Auffällig ist, dass in der Hochscholle, deren flach liegende Teile die Tafel des Eppenbergs bilden, die prä-USM-Erosion deutlich tiefer in den Malmkalk eingeschnitten ist (Fig. 22), was die Vermutung zulässt, dass es sich bei der Friedhof-Störung um eine bezüglich der Jurafaltung präexistenten, vermutlich eo- oder oligozänen Normalbruch handelt. Seine spätere Reaktivierung ist durch eine deutlich ausgeprägte subhorizontale Striemung dokumentiert. Die Fortsetzung der Störung in Richtung Südosten ist unklar. Sie wurde deshalb in Figur 23 nicht dargestellt.

Eine dritte Hypothese für die Schönenwerd-Eppenberg-Struktur ist eine südvergente Aufschiebung, allenfalls in Form eines Pop-ups, einer inversen Reaktivierung einer älteren, variszisch streichenden extensiven Struktur (b in Fig. 23, s. a. Profil 4, Taf. II). Diese würde mit den Befunden der Bohrung BT-3 (subhorizontale Schichtlagerung), nicht aber mit denjenigen der EWS-Bohrung Bugmann übereinstimmen, welche in 36 m Tiefe Malmkalk angetroffen hat (Fig. 21). Die Hypothese bietet auch keine Erklärung für die steil stehende Malmkalkrippe von Niedergösgen–Schönenwerd. Es bleibt somit einzig die Vermutung, dass bei der Aufnahme der Bohrung BT-3 die steile Lagerung der Schichtung übersehen oder irrtümlich im Bohrungsprotokoll nicht festgehalten wurde. Um festzuhalten, dass auch die für einen Normalbruch ins Feld geführten Argumente für die vorliegende Interpretation berücksichtigt wurden, wird die Struktur hier als Schönenwerd-Eppenberg-Flexur bezeichnet.

Die Schönenwerd-Eppenberg-Flexur ist ein räumlich klar begrenztes Phänomen (Taf. I). Gegen Westen lässt sie sich bereits auf der seismischen Linie 83-NF-06 (DIEBOLD et al. 1992), der das Profil 3 (Taf. II) zugrunde liegt, nicht mehr klar erkennen. Das Westende ist somit zwischen Niedergösgen, wo sich die Struktur morphologisch noch klar manifestiert, und der etwa 1 km entfernten, das Gebiet Sören–Buerwald querenden Profillinie recht abrupt. Gegen Osten lässt sich ein langsames Abklingen beobachten. Auf der seismischen Linie 83-SE-12 (NAGRA 2008), die Profil 5 (Taf. II) zugrunde liegt, ist sie aber immer noch eindeutig lokalisierbar. In ihrem Zentrum versetzt die Schönenwerd-Eppenberg-Flexur im Nordwesten die hoch liegende Niederamt-Scholle, repräsentiert durch das Herrenholz links und das Plateau von Eppenberg rechts der Aare, abrupt rund 150 m nach unten.

Fig. 23: Verschiedene Interpretationen der Verhältnisse im Bereich Schönenwerd – Eppenberg entlang der Abszisse 243.500 (Profilspur s. Fig. 22): a) hier favorisierte Variante als im basalen Abscherhorizont wurzelnde Flexur (vgl. Profil 4, Taf. II); b) Konzept der Eppenberg-Abschiebung; c) Variante als Pop-up. Erläuterung im Text.

Augenfällig ist, dass die W–E-Erstreckung der Schönenwerd-Eppenberg-Flexur etwa derjenigen der Gugen-Antiklinale weiter nördlich entspricht. Die beiden Strukturen laufen südlich des Stadtkerns von Aarau zusammen, bevor sie gänzlich verschwinden. In diesem Bereich sind auch kleinere, parallele Faltenstrukturen ausgebildet, von denen die sanfte Synklinale unter der Altstadt von Aarau wohl die prominenteste ist. Das Ausklingen der Schönenwerd-Eppenberg-Flexur geht gegen Westen mit einer Zunahme der Verkürzung und mit dem morphologischen Auftauchen der Born-Engelberg-Antiklinale einher. Ob das völlige Verschwinden mit der im Faltenjura erkennbaren Stüsslingen- oder gar mit der Lostorf-Querstörung zusammenfällt (welche SCHMASSMANN 1977 mit dem morphologischen Ostende des Engelbergs korreliert), kann aufgrund der vorliegenden Beobachtungen nicht schlüssig beantwortet werden. So bleibt die Schönenwerd-Eppenberg-Flexur ein lokales Phänomen, das gerade dort am prominentesten ausgebildet ist, wo es von der Aare durchbrochen wird.

Querstörungen bei Dulliken und Ostrand der Niederamt-Scholle

Gerade noch auf dem Kartengebiet befinden sich bei Dulliken zwei Störungen mit einem exotischen NE–SW-Streichen (Taf. I). Während die östliche, hier Dulliken-Querstörung genannt, sich vor allem morphologisch abzeichnet, bringt die westliche (hier Büchs-Querstörung genannt) beim Junkernbrunnenweg Kalk der Burghorn-Formation an die Oberfläche, der ein NW–SE streichendes Gewölbe andeutet. Die Bedeutung dieser Strukturen ist unklar. Eventuell handelt es sich um eine präexistente, im Rahmen der Jurafaltung reaktivierte, eventuell auch rotierte Struktur.

Bereits ausserhalb des Gebiets von Blatt Aarau liegt die NW–SE streichende Olten-Störung, ein Normalbruch, an welchem der Südwestteil herabgesetzt ist. Diese vermutlich ältere, erst später in die Jurafaltung einbezogene Struktur bildet die Grenze zur Gäu-Scholle.

Born-Engelberg- und Kölliken-Antiklinale

Der durch die Aareklus bei Ruttigen durchschnitte Hügelzug des Borns im Westen und des Engelbergs im Osten wird durch eine 12 km lange (W–E) und 4,5 km breite (N–S), dem eigentlichen Faltenjura vorgelagerte Brachiantiklinale gebildet (Fig. 20, Taf. I). Die Schichtreihe reicht bis in die Villigen- und Balsthal-Formation; im Nordschenkel des Engelbergs ist stellenweise die Burghorn-Formation erhalten. Darüber folgt die USM, die im zentralen Faltenbereich aber weitgehend erodiert ist. Die ausserhalb des Kartengebiets gelegnene Aareklus bildet Einblicke bis zur Basis der Wildegg-Formation. Im Südschenkel des Engelbergs reicht die Erosion bis in die oberen Teile der Wildegg-Formation. Die Born-

Engelberg-Antiklinale ist ein relativ einfaches, durch einen annähernd geschlossenen Bogen aus Malmkalk gebildetes Gewölbe.

Verschiedene Indizien weisen allerdings auf Komplikationen und eine generelle Sonderstellung des Gewölbes hin. Die Streichrichtung dreht von WSW–ENE im Westen auf etwa W–E in der Südwestecke des Gebiets von Blatt Aarau. Die Struktur wird von mehreren grösseren Querstörungen durchschnitten. Im hier betrachteten Gebiet östlich der Aare können zwei Gewölbe ausgemacht werden: die eigentliche Born-Engelberg-Antiklinale und die Kölliken-Antiklinale. Feldevidenzen und die Befunde aus den südlich des Gewölbes abgeteuften Bohrungen, insbesondere der NOK-EWS-Bohrung Oftringen (Ref. 5) zeigen, dass das Gewölbe asymmetrisch auf das südlich gelegene Vorland überschoben wurde und folglich einen so genannten «Regard suisse» hat (Profile 1–3, Taf. II). Die Nordflanke wird dabei von West nach Ost zunehmend steiler. Ab der Wartburg-Störung bildet sich im Scheitelbereich eine Überschiebung aus, die ein nördlicher gelegenes Gewölbe auf ein zunehmend prominenteres Gewölbe überschiebt. Das nördliche der beiden Gewölbe, das sich über 12 km morphologisch gut abzeichnet, sich tatsächlich aber noch bedeutend weiter verfolgen lässt (s. u.), wird hier als Fortsetzung des im Born westlich der Aare dokumentierten Gewölbes und somit als Born-Engelberg-Antiklinale bezeichnet («Hauptast» sensu BITTERLI 1979 a). Die südlich anschliessende Kölliken-Antiklinale (BITTERLI 1979 a) ist vorerst als Parasitärfalte ausgebildet. Gegen Osten löst sie sich zunehmend vom nördlichen Strang und bildet ein eigenes, enges Gewölbe, das sich in der Seismik bis in die Gegend von Kölliken verfolgen lässt (s. u.). Die knapp ausserhalb der südlichen Kartengebietsgrenze liegende, 185 m tiefe Bohrung Kölliken KB-131 (Koord. 643.056/241.705, Kote 470 m ü. M.) hat in 177 m Tiefe Kalke des Malms angebohrt, welche als Scheitelbereich der Kölliken-Antiklinale interpretiert werden (GESCHÄFTSSTELLE SMDK 2004).

Die Profile 1–3 (Taf. II) zeigen ein Sockelhoch unter der Born-Engelberg-Antiklinale und folgen damit der Tradition von BITTERLI (1979 a) und ZIEGLER (1990), welche einen Horst oder einen invertierten Graben unter dem Gewölbe vermuten. Sofern der Fernschub als gültiges Konzept für die Bildung des Faltenjuras akzeptiert wird, kann ein präexistentes, direkt unter der Deckgebirgsstruktur liegendes Sockelhoch nur dann als Ursache oder Nukleation der Deckgebirgsstruktur betrachtet werden, wenn es sich um ein kinematisch junges, nach seiner Bildung nicht mehr weiter transportiertes Gebilde handelt. Die Born-Engelberg-Antiklinale müsste also sehr spät und entgegen der allgemeinen Tendenz der Faltenbildung (von proximal/SSE nach distal/NNW) entstanden sein. Zudem müssten die Deckschichten, welche später in die Jurafaltung weiter NNW involviert wurden, vorgängig über dieses Sockelhoch transportiert worden sein. Alternativ könnte es sich beim Sockelhoch um eine sehr junge Struktur handeln, welche nach dem Übergang von einer Thin-Skin- zu einer Thick-Skin-Tektonik entstanden ist (s. o.). Die späte Aufwölbung hätte so zur Akzentuierung des bestehenden Ge-

wölbes geführt. Es ist allerdings sonderbar, dass sich die jüngere Sockelstruktur just unter der Deckgebirgsfalte gebildet hätte. Es bleibt somit noch die Variante, die Existenz eines Sockelhochs zu negieren. Als Kompromiss wurde das Sockelhoch in den Profilen 1–3 (Taf. II) als deutlich weniger ausgeprägt dargestellt als von BITTERLI (1979 a) und ZIEGLER (1990) postuliert.

Tektonische Strukturen im Südosten des Kartengebiets

Die Born-Engelberg- und die Kölliken-Antiklinale lassen sich über ihr morphologisches Erscheinen hinaus in seismischen Profilen – auf dem Niveau Basis Känozoikum – weiter ostwärts bis an die Suhre verfolgen (Taf. I). Die Bohrung Kölliken-B 1 hat auf 300–328 m ab OKT unerwartet geringmächtigen, stark verkarsteten Malmkalk angetroffen. Dass die prämolassische Erosion hier lokal bis tief in die Villigen-Formation hinunterreicht, ist möglicherweise auf eine frühe Anlage des Born-Engelberg-Gewölbes zurückzuführen (EBERHARD AG 2009). Bemerkenswert ist, dass alle bislang auf den Malmkalk der Kölliken-Antiklinale abgeteuften Bohrungen auf Erdgas stiessen, während der ähnlich stark verkarstete Malmkalk der Born-Engelberg-Antiklinale kein Gas führen (EBERHARD AG 2009).

Der Ausstrich der Basis der OMM, das Schichtfallen, das generell etwa 4–5° nach SSE, lokal aber bis zu 12° in unterschiedliche Richtungen beträgt, wie auch der seismische Befund und das Ergebnis von zwei Bohrungen bei Seon deuten auf eine sanfte Verfaltung der Schichtreihe im Südosten des Kartengebiets hin (Taf. I). Die Interpretation dieser Befunde ist nicht eindeutig. Zu Berücksichtigen ist einerseits, dass der kartierte Ausstrich wie auch das beobachtete Schichtfallen in der Molasse – mehr noch als in anderen, besser konsolidierten Sedimenten – von oberflächennahen Kriechprozessen verfälscht sein kann. Anderseits kann nicht ausgeschlossen werden, dass die Basis der OSM als transgressive Erosionsfläche ursprünglich nicht durchwegs horizontal, sondern durch gross- und kleinräumige Rinnen geprägt war.

Bei einer tektonischen Interpretation der Beobachtungen lässt sich im Südosten eine Gewölbe mit einer Amplitude von wenigen Dekametern ausmachen, dessen Achse in einem nach Norden geschwungener Bogen von Rütihof über den Heidsberg und die Landwirtschaftliche Schule Liebegg zum Surberg verläuft (hier Rütihof-Liebegg-Antiklinale genannt). Die Achse der nördlich anschliessenden, ebenfalls sanften Synklinale verläuft vom Moorberg über den Breitenberg in Richtung Retterswil bei Seon (hier Moorberg-Breitenberg-Synklinale genannt). Die nächstfolgende Antiklinale ist zwischen Schornig und Salberg höchstens noch angedeutet. Wie diffus die wenigen Fakten sind, zeigt die Interpretation von J. Kopp (in KELTERBORN 1948), der die Achse des südlichen Gewölbes von Mittel-Muhen über den Rütihof zum Moortel verlaufen lässt, also rund 800 m nördlich der oben beschriebenen Rütihof-Liebegg-Antiklinale und knapp südlich der

Moorberg-Breitenberg-Synklinale. Die nördlich angrenzende Synklinale machte J. Kopp im Gebiet Schornig – Gänstel aus.

Es stellt sich die Frage, ob bzw. wie weit diese sanften, in ihrem genauen Verlauf umstrittenen Strukturen mit den weiter im Westen angetroffenen Verhältnissen korreliert werden können. Zu beachten gilt, dass die USM gegen Norden rasch an Mächtigkeit verliert und ihre Obergrenze (Basis OMM) und Untergrenze (Basis Känozoikum) deshalb – auch ohne Annahme einer zusätzlichen internen Deformation innerhalb der USM – disharmonisch verfaltet sind (s. Taf. I). Eine mögliche Korrelation ist die Verbindung der Rütihof-Liebegg-Antiklinale mit der Kölliken-Antiklinale. Diese würde in diesem Fall, nachdem sie bei Rothacker das Kartengebiet verlassen hat, zurückschwingen und bei Ober-Muhen wieder erscheinen. Konsequenterweise müsste die enge, an die Born – Engelberg-Süd-Flexur angrenzende Mulde mit der Moorberg-Breitenberg-Synklinale korreliert werden. Die Born-Engelberg-Antiklinale würde schliesslich gegen Osten auslaufen und in den diffusen Strukturen im Schornig und Salberg nur noch einen schwachen Nachhall finden. Eine alternative Interpretation ist die Korreltion des Born-Engelberg-Gewölbes mit der Rütihof-Liebegg-Antiklinale über Mittel-Muhen.

Geologische Profile

Folgende Profile auf Tafel II wurden von P. Jordan unter Verwendung älterer Profilinterpretationen der Nagra für den NTB 08-04 (NAGRA 2008) erstellt bzw. überarbeitet und mit kleineren oder grösseren Modifikationen und Erweiterungen für die vorliegenden Erläuterungen übernommen: Profil A: kaum veränderter Ausschnitt aus Profil 22 (Beil. 5.2-7); Profil 1: Abschnitt ab Engelberg bis Südende mit Modifikationen übernommen aus Profil 8 (Beil. 5.2-10); Profil 3: mit Modifikationen übernommen aus Profil 6 (Beil. 5.2-11) und ab Rohr nach Norden erweitert; Profil 5: mit Modifikationen übernommen aus Profil 12 (Beil. 5.2-12) und ab Egg nach Norden erweitert; Profil 8: modifizierter Ausschnitt aus Profil 10 (Beil. 5.2-13). Profil 10 liegt im Norden (Aaretal) die Interpretation von P. Diebold (DIEBOLD et al. 2006) zugrunde. In sämtlichen Profilen ist die Darstellung der Ränder der Permokarbon-Tröge stark schematisiert.

HYDROGEOLOGIE

Faltenjura

Die grösseren Quellen im Faltenjura (einschliesslich des Engelbergs) werden meist direkt oder zu einem erheblichen Teil indirekt (über den Hangschutt) aus Karstgrundwasser gespeist. Wichtige Karstaquifere sind der Obere Muschelkalk, der Hauptrogenstein, die Malmkalke und – trotz seiner geringen Mächtigkeit – das Birmenstorf-Member der Wildegg-Formation. Von untergeordneter Bedeutung sind der Gansingen-Dolomit sowie Kalklagen innerhalb der Staffelegg- und Passwang-Formation. Eine Verkarstung der Sulfatgesteine des Gipskeupers und der Anhydritgruppe ist nicht belegt und höchstens von untergeordneter Bedeutung. Wichtige Grundwasserstauer (Aquitarde) sind der Opalinus-Ton und das Effingen-Member der Wildegg-Formation. Bei der Ausbildung der Karstsysteme spielt nicht nur der Grad, sondern auch die Art der tektonischen Beanspruchung eine entscheidende Rolle (HEROLD et al. 2000). Insbesondere über dem Opalinus-Ton, aber auch über Mergel des Keupers finden sich zusätzlich viele kleine Quellen, die einer dünnen lokalen Hangschuttüberdeckung entspringen.

Die stark mineralisierten, ursprünglich (knapp) subthermalen Austritte aus dem Oberen Muschelkalk der südlichen tektonischen Schollen (s. Kap. Tektonik) werden im Abschnitt Mineral- und Thermalquellen weiter unten behandelt. Dies gilt auch für den Muschelkalk-Aquifer der Burgflue-Falkenboden-Scholle, der früher die inzwischen versiegte, nicht thermale, schwach mineralisierte Dorfquelle in Rohr SO speiste. Eine Besonderheit stellen die Stutz- und Oberackerquellen oberhalb von Rohr SO dar, die aus der grossen Bergsturzmasse entspringen, welche möglicherweise wiederum Wasser aus dem Oberen Muschelkalk des Leutschenbergs bezieht.

Aus dem Oberen Muschelkalk der Schuppenzone stammt die Gallislochquelle in Oltingen (auf der Karte nicht eingezeichnet; Koord. 637.580/253.327). Die Quelle, welche eine konstant hohe Schüttung von über 1000 l/min aufweist, dient der Trinkwasserversorgung der Gemeinden Oltingen, Wenslingen und Anwil. Die St. Gallus gewidmete Quelle spielte bei den Pilgerzügen über den damals wichtigen Schafmattpass eine bedeutende Rolle (GDE. ANWIL o. J., ERLEBNISRAUM TAFELJURA o. J.).

Die ergiebigen Falkenstein- und – etwas ausserhalb des Kartengebiets – Vollenbrunnenquellen entspringen dem Hauptrogenstein der Burg-Falkenboden-Scholle. Um 1892 scheiterte ein Projekt, sie für Wasserversorgung der Stadt Olten zu nutzen (BRUNNER 1993). Sie dienen seither der Versorgung der Standortgemeine Lostorf. Im Oktober 1916 traten bei der Bevölkerung und bei in Lostorf stationierten Truppen zahlreiche Magen-Darm-Erkrankungen auf. Diese konnten aufgrund

eines Markierversuchs auf eine Kontamination der Vollenbrunnenquellen durch Gülleaustrag und Armeelatrinen im Gebiet Burg zurückgeführt werden (MOLLET 1939). Die Hauptrogensteinplatte der Guschenweid stellt das Einzugsgebiet der Ängiquelle bei Stüsslingen. Die Platte Geissflue – Barmelweid speist im Kanton Solothurn die Weid- und im Aargau die Untere Zyselbach-, die Beguttenalp- und die Kienbergmattenquelle. Am westlichen Ende der Platte Hard – Wasserflue entspringt die Grubhaldenquelle. Das Wasser der Bibersteinquelle bei der Wällete stammt hauptsächlich aus dem Hauptrogenstein der Homberg-Überschiebungsmasse.

Erwähnenswerte Quellen, die den Kalken des Malms entspringen, sind die pittoreske Ursprung- oder Löchliquelle am Engelberg oberhalb von Däniken sowie die Löwenbrunnen- und die Propsteiquelle in Schönenwerd.

Molassehügelland

Die vielen, meist aber wenig ergiebigen Quellen spielen eine wichtige Rolle bei der dezentralen Trinkwasserversorgung. Oft befinden sich die gefassten und ungefasste Quellen am direkten Kontakt der Molassefelsunterlage (Aquitarde) zur Lockergesteinsüberdeckung (Aquifer). Dort, wo die quartäre Überdeckung nur gering ist, sind die Erträge entsprechend klein und die Schüttungsschwankungen gross. Grössere Schüttungen bei kleinen Schwankungen sind bei ausgedehnten und mächtigen Vorkommen von Schotter oder kiesigem Till zu beobachten. Eine mengenmässig untergeordnete Rolle spielt das Grundwasser, das in den Klüften und Poren von Molassesandstein und -konglomerat zirkuliert und als Schichtquellen an Kontakten zu unterliegendem Tonstein und Mergel, insbesondere an der Basis der Oberen Meeresmolasse, austritt.

Talgrundwasser

Weite Teile des Gebietes von Blatt Aarau werden von ergiebigen Grundwasservorkommen in den Niederterrassenschottern eingenommen. Die wichtigsten folgen der Aare (vor allem am rechten Ufer), der Ürke, der Suhre und der Wyna. Ein in der Ausdehnung geringes, aber aufgrund seiner Mächtigkeit doch wichtiges Vorkommen beginnt nördlich des Staufbergs und erstreckt sich über den Kartengebietsrand in Richtung Lenzburg. Der Grundwasserspiegel lag noch Ende des 19. Jh. in weiten Abschnitten dieser Grundwasservorkommen praktisch an der Oberfläche. Entsprechend waren Grundwasseraufstösse keine Seltenheit. Besonders zahlreich waren sie im Suhretal zwischen Oberentfelden und Suhr (MÜHLBERG 1908), wo der Flurname «In den Bächen» heute noch vom einstigen Wasserreichtum zeugt. Gewässerkorrekturen, Meliorationen und eine zunehmende Nutzung des Grundwassers liessen die Spiegel allmählich sinken.

Kleinere und oft auch geringmächtige, aber doch für die lokale Versorgung wichtige Grundwasservorkommen finden sich in den Schottern der Hochterrasse, so beispielsweise südwestlich von Gränichen, im Bereich von Teufental oder im Safenwilertann südwestlich von Kölliken. Auf die tiefen Schottergrundwässer im unteren Seetal wird im Abschnitt Mineral- und Thermalquellen eingegangen. Das Pumpwerk Düberten in Obergösgen bewirtschaftet ein Schottervorkommen in einem sehr alten, etwa NNW–SSE streichenden, von den Hochterrassesedimenten des Buerwalds überdeckten Tal.

Im Jahr 2010 förderten die rund 80 im Aargauer Teil des Kartengebiets liegenden Fassungen 17,5 Mio. m^3 Grundwasser (Abteilung für Umwelt, Kt. Aargau, mündl. Mitt. 2012). Die Fördermenge der 28 konzessionierten Pumpwerke im Solothurner Teil lag im gleichen Jahr bei 5,3 Mio. m^3 Grundwasser. Die Hälfte davon wurde für industrielle Zwecke verwendet. Im Vergleich dazu lieferten die im Abschnitt Faltenjura erwähnten Solothurner Quellen 0,6 Mio. m^3 Wasser in die öffentliche Wasserversorgung (AFU SO 2011). Nicht eingeschlossen in die Aargauer und Solothurner Zahlen sind Eigenbedarfsfassungen sowie Grundwasserwärmepumpen, welche das Wasser nach der Energieentnahme (Heizen) oder -abgabe (Kühlen) wieder dem Grundwasserstrom zurückgeben.

Gönhardstollen

Der aus mehreren Quellen nördlich und südlich des Gönerts (früher Gönhard) entspringende Stadtbach versorgte die Stadt Aarau mit Wasser. Nach einer Choleraepidemie im Jahr 1854, der rund 2 % der Stadtbevölkerung zum Opfer fielen, beschloss die Ortsbürgergemeinde nach erheblichem Druck, insbesondere auch von der Kantonsregierung, den Kleinen Brunnquell (6450 l/min) in den Brüelmatten direkt zu erschliessen. Mit dem Bau des 732 m langen Stollens durch den Gönert, etwa ab Pkt. 407, wurde 1858 begonnen. Als das Suhretal fast erreicht war, stiessen die Mineure 1859 unerwartet auf den bislang unbekannten, grundwassergesättigten Niederterrassenschotter. Anstelle des Kleinen Brunnquells, eines Grundwasseraufstosses, wurde so direkt das Grundwasser erschlossen (Terrainhöhe 408 m ü. M., Kapazität der aktuellen Fassungen 5 x 2100 l/min) und den städtischen und privaten Brunnen zugeleitet (HEINERICH-WIRRI-ZUNFT o. J., IBAARAU TRINKWASSER AG 2011). Das 1860 fertiggestellte Bauwerk ist somit, wenn auch unbeabsichtigt, die erste Nutzung von Grundwasser zur öffentlichen Wasserversorgung in der Schweiz (die erste gezielte Erschliessung von Grundwasser erfolgte 1867 in Freiburg, ILLI 2010).

Meyersche Stollen

Da die Nutzungsrechte am Stadtbach bereits vergeben waren, liess der unter anderem an der Bergakademie in Freiberg ausgebildete Fabrikant und Natur-

forscher Johann Rudolf Meyer Sohn (1768–1825) um 1800 unter seiner Heimatstadt Aarau Stollen errichten, die Grundwasser sammelten und auf unterirdische Wasserräder leiteten. Der Hauptast des verzeigten Stollensystem beginnt südlich des heutigen Bahnhofs am Kontakt zu den Kalken des Malms (Koord. ca. 646.400/248.950) und führt mehrheitlich durch Molassesandstein zum ehemaligen Fabrikgelände zwischen der heutigen Post- und Feerstrasse und – als Ablaufkanal – weiter in den Stadtbach im Bereich der Mühlemattstrasse (IG MEYERSCHE STOLLEN o. J.).

Mineral- und Thermalquellen

Im Gebiet des Kartenblattes Aarau wurden im Lauf der Zeit verschiedene Heil-, Mineral- und Thermalwässer erschlossen. Sie lassen sich nach ihrer stratigraphischen Herkunft gruppieren.

Muschelkalk des Faltenjuras

Der aus dem Mittelland aufsteigende Obere Muschelkalk ist ein wichtiger Aquifer. An seinen Vorflutstellen in den glazial übertieften Klusen des östlichen Juras tritt natürlicherweise hochmineralisiertes Thermalwasser aus, so – ausserhalb des Kartengebiets – in Schinznach-Bad und in Baden (s. BURGER 2009, 2011 für eine gute Übersicht und weiterführende Literatur).

In ähnlicher tektonischer Position entspringen im Gebiet von Blatt Aarau die Fischbachquelle (Koord. 645.075/253.775) und die Quelle des Loränzebads bei Erlinsbach AG (BURGER 2009; Tab. 2).

Eine weitere, ursprünglich natürliche subthermale Quelle (Mineralwasser Lostorf-1) entspringt der Falkenstein-Sackungsmasse bei Bad Lostorf (HARTMANN 1917; Tab. 2). Sie wurde eventuell bereits zu Römerzeiten, nachweislich aber spätestens seit 1402 zu Heilzwecken genutzt (HARTMANN 1917). Der Solothurner Staatsschreiber Hafner zitiert 1616 in seinem «Solothurnischen Schauplatz an die Nachwelt» eine Beschreibung des Wassers und seiner Wirkung durch den Basler Arzt Leonhard Thurneisen wie folgt:

«Es steigt die Quelle aus dem 12ten Grad der Erde und enthält Kupfer 3, Alaun 5, Schwefel 3, Wildwasser 11 Partheien. Die Mensur wiegt 16 Loth 1 Quintlein; die Maas 65 Loth. Dieses Bad wird viel gebraucht und gewärmt in die Kästen geführt. Es hilft der verkalteten und verunreinigten Mutter, macht Weiber fruchtbar, dienet wider das Keuchen, Lungensucht, alten Husten, offene Schäden an Füßen und Schenkeln; ist eine herrliche Kur für die Nieren.» (wiedergegeben nach HARTMANN 1917).

Durch Nachgraben wurde später in der Nähe eine Subtherme (Mineralwasser Lostorf-2) erschlossen (HARTMANN 1917, SCHMASSMANN 1977; Tab. 2). Die beiden Quellen (Mineralwasser Lostorf-1 und -2) entspringen nicht direkt dem

Tabelle 2: *Ausgewählte Kennwerte und Angaben zu Mineral- und Thermalwasserfassungen im oder mit erheblichen Anteilen aus dem Oberen Muschelkalk, nach HARTMANN (1917, 1925, 1950), SCHMASSMANN (1977), BURGER (2009, 2011), BIEHLER et al. (1993) und MINERALQUELLE EPTINGEN AG (o. J.).*

Quelle/Bohrung	Koordinaten, Höhe [m ü.M.]*)	Schüttung [l/min]	Temperatur [°C]	Allgemeine Beschreibung	Gesamt-mineralgehalt [g/l]	NaCl [g/l]	F^- [mg/l]	HBO_2 [mg/l]	H_2S [mg/l]	Verwendung
Lostorf-1 (Gipsquelle)	637.521/249.306, 530	ca. 200	15	Magnesium-Sulfat-Hydrogenkarbonat-Wasser	1818: 2,4 1869: 1,4 1912: 1,0 1916: 0,9	0,18 (1818) 0,01 (1912)	k. A.	k. A.	0	Nachweislich ab 1402 als Heilwasser (bis 1973); ca. 1930–1980 Mineralwasser (Flaschenabfüllung)
Lostorf-2 (Schwefelloch)	637.729/249.324, 462	10	13,6–15,2	Schwefelhaltiges Natrium-Chlorid-Wasser	2,1–3,7	1,4	0,36	5,6	50–141	Ab ca. 1820 Heilwasser (Trink- u. Badekuren); Neufassungen 1864/65, 1912, 1969
Lostorf-3 (Bohrung 4)	637.322/249.235, 240–294	165	28	Schwefel- und fluoridhaltiges Calcium-Magnesium-Sulfat-Hydrogenkarbonat-Thermalwasser	2,5	0,07	2,4	0,8	10–37	Seit 1973 Trink- und Badekuren **)
Lostorf-4 (Bohrung 3)	637.326/249.241, -34–15	3000	27	Akratotherme	0,9	0,02	1,5	0,3	0	Seit 1973 Thermalbadewasser **)
Lostorf-A, Cristallo (Bohrung A)	637.670/249.250, ?	k. A.	k. A.	Natriumarmes, schwefel- und fluoridhaltiges Calcium-Magnesium-Sulfat-Hydrogenkarbonat-Wasser	1,2	0,08	2,0	k.A.	0	Seit 1993 Mineralwasser (Cristallo)
Friedheim Loränzebad (Laurenzenbad)	641.930/252.170, 513	500–1400	16,1–17,0	Bemerkenswert sind die Gehalte an Strontium (ca. 1 mg/l) und CO_2 (ca. 40 mg/l).	0,7	0,01	0,8	0,3	0	Ca. 1840–1908 Badebetrieb; heute aufbereitet für Trinkwasserversorgung
Fischbachquelle	645.056/253669, 542	700–900	14,6	Natriumarmes, fluoridhaltiges Calcium-Magnesium-Sulfat-Hydrogenkarbonat-Wasser	1,0	0,01	0,7	0,3	0	Evtl. bereits zur Römerzeit genutzt (SCHULTHESS 1932); heute Trinkwasserversorgung
Bohrung Schafisheim (Probe 3)	653.620/246.760, -807– -871	60–100	23,5	Schwefelhaltiges Natrium-Chlorid-Thermalwasser	8,9	10,9	3,93	36,4	743	keine

0 = nicht nachweisbar *) Bei Bohrungen Höhe des Wasserzutritts **) Betrieb eingestellt; Wiedereröffnung geplant

mittelländischen Muschelkalk-Aquifer, stehen aber wahrscheinlich über die Lostorf-Querstörung mit diesem in Verbindung (SCHMASSMANN 1977). Mit der Bohrung Lostorf-4 wurde der Aquifer (Mineralwasser Lostorf-3c) später direkt erschlossen (SCHMASSMANN 1977; Tab. 2). Der mittelländische Muschelkalk-Aquifer wurde auch in der Bohrung Schafisheim (Ref. 1) angetroffen, wo er sehr stark mineralisiertes Wasser führt (MATTER et al. 1988b; Tab. 2).

Von Bedeutung ist zudem der Obere Muschelkalk der Burgflue-Falkenboden-Scholle (s. Kap. Tektonik). Seine natürliche Vorflut lag ursprünglich bei Rohr SO (beim heutigen Reservoir auf ca. 625 m ü. M.). Durch den Bau des Hauenstein-Basistunnels wurde die Quelle abgegraben. Zwischen Tunnelmeter 2880 und 3080 flossen rund 35 l/s Wasser ab (heute ca. 25 l/s, ca. 20 °C). Der Bergwasserspiegel wurde um rund 200 m abgesenkt (SCHMASSMANN 1977). Das Wasser wurde mit den Bohrungen Lostorf-3 (Mineralwasser Lostorf-4) und Lostorf-A (Mineralwasser Lostorf-A, Cristallo) erschlossen (SCHMASSMANN 1977, MINERALQUELLE EPTINGEN AG o. J.; Tab. 2).

Malm des Faltenjuras

Bemerkenswert ist eine stark jodhaltige Salzquelle (Jodidgehalt von ursprünglich 33, später noch 8 mg/l), welche 1827 am Fuss des Schlosshügels von Wildegg, also wenige Dutzend Meter ausserhalb des Kartengebietsrandes, erbohrt wurde. Das Wasser läuft innerhalb des Effingen-Members der Chestenberg-Antiklinale auf eine Höhe von 240–245 m ü. M. zu. Das Wasser wurde als Medikament gegen Jodmangel vertrieben (HARTMANN 1925, BRUNNER 1973, SCHMASSMANN 1977; zitiert nach BURGER 2009).

Das Bad Lauterbach am südwestlichen Rand des Kartengebiets entstand Anfang des 19. Jh. Anlass war die spontane Genesung der neuen Grundbesitzer, welche diese auf die heilende Wirkung der Quelle zurückführten, die dort der Villigen-Formation entspringt (Koord. 637.810/242.025). Der beigezogene Experte, Dr. Schmutzinger, Sanitätsrat in Aarau, attestierte der Quelle einzig eine gute Tafelwasserqualität mit einem hohen Gehalt an freier Kohlensäure. Trotzdem bewilligte die Aargauer Regierung 1817 den saisonalen Betrieb als Heilbad, der bis zur Mitte des 19. Jh. aufrechterhalten wurde (BAD LAUTERBACH o. J.).

Molasse

Das in den 1820er-Jahren entstandene Bad Gränichen (Koord. 650.300/245.750) nutzte eine der Molasse entspringende Quelle, die als «eisenhaltiger Säuerling» analysiert wurde, der sowohl zu Trink- wie auch zu Badekuren verwendet wurde. Der Badebetrieb wurde 1910 nach einem Grossbrand eingestellt (SCHMASSMANN et al. 1984, SCHMASSMANN 1990, WIDMER-DEAN 2003; zitiert nach BURGER 2009).

Quartär

Eine Bohrung im glazial übertieften Seetal stiess 1989 etwas ausserhalb des Kartengebiets beim Hallenbad Seon (Koord. 655.091/244.176) in einer Tiefe von 300 m unter Terrain (155 m ü. M.) unter 230 m kaltzeitlichen Seeablagerungen auf einen rund 50 m mächtigen Schottergrundwasserleiter. Dieser führt ein subartesisch gespanntes, rund 19,5 °C warmes, nur gerade 14,5 °fH hartes Wasser. Es ist sauerstofffrei und hat ein Mischalter von 7000–8000 Jahren (GRAF & MATOUSEK 1998). Mit einer zweiten, 1994 eingerichteten Produktionsbohrung wurde das Tiefengrundwasser erschlossen und seither zu Heizzwecken und als Trinkwasser genutzt. Befunde aus der Bohrung Schafisheim (MATTER et al. 1988b) deuten darauf hin, dass diese tiefen Grundwasservorkommen im unteren Seetal von grösserer Ausdehnung sein könnten (zitiert nach BURGER 2009).

MINERALISCHE ROHSTOFFE

Naturbausteine und Brechsteine

Der natürlicherweise plattig spaltende *Kalk des Hauptmuschelkalks* wird im Hoch- und vor allem Tiefbau als Bau- und – zusammen mit dem *Trigonodus-Dolomit* – auch als Brechstein eingesetzt (FRÖHLICHER 1960). Stillgelegte Steinbrüche finden sich in der steilstehenden Südflanke des Leutschenbergs bei Rohr SO und an der Strasse Kienberg–Sennhöfe. Kleinabbaustellen, hauptsächlich für den Strassenunterhalt, waren in der Schuppenzone weit verbreitet (s. Bemerkung dazu unter Hauptrogenstein).

Der *Alabaster* aus dem *Gipskeuper* war vor allem in der zweiten Hälfte des 17. Jh. begehrt (DE QUERVAIN 1983). Er wurde südlich der Staffeleggpasshöhe zum Teil in Stollen abgebaut und vor allem zu Kanzeln und Taufbecken verarbeitet, so zum Beispiel für die Kirchen von Gränichen, Holderbank AG, Kirchberg (Küttigen), Lenzburg, Obererlinsbach (Erlinsbach AG), Rupperswil, Schöftland und Thalheim (DE QUERVAIN 1961). Die Lage der Stollen ist nicht bekannt (vgl. Abschnitt Gips und Steinsalz).

Der Sand führende *Kalk des Sissach-Members (Passwang-Formation)* wurde vereinzelt als Baustein eingesetzt.

Der *oolithische Kalk des Hauptrogensteins* wird hauptsächlich als Brechstein verwendet (Verwendung als Zementrohstoff, s. dort). Heute (2012) noch aktiv ist der Steinbruch am Ostende des Gugens (Koord. 641.875/250.375). Beim Steinbruch Weid (Koord. 641.750/254.400) unterhalb der Zwilflue in der Gemeinde Erlinsbach AG glitten am 16. Februar 1957, wenige Jahre nach der Eröffnung, grosse unterfangene Felsmassen auf einer dünner Mergelkalkbank ab und begruben unter sich ein Gebäude, die gesamte Steinbrucheinrichtung und die angrenzende Kantonsstrasse. Zudem wurde der Erzbach abgedrängt, was schliesslich zur Verlegung der Kantonsgrenze führte (FRÖHLICHER 1960, DIETIKER 2008). Der Hauptrogenstein wurde auch am Chlapfen (Koord. 637.800/253.175) südöstlich von Oltingen, unter der Reitiflue (Koord. 637.850/249.000) bei Lostorf und in der Asperchlus (Koord. 646.450/252.950) bei Küttigen in grösseren Stil abgebaut. Daneben finden sich unzählige Kleinabbaustellen, wobei meistens der bereits verwitterte, desintegrierte Fels sowie Hangschutt abgebaut wurde. Das Material wurde je nach Körnung direkt oder gebrochen zum Unterhalt von Forststrassen und landwirtschaftlichen Wegen eingesetzt. Seit einigen Jahren gilt auch für diese – meist forstwirtschaftlichen – Eigenbedarfsgruben eine gewässerschutzrechtliche Bewilligungspflicht, was zu einer starken Reduktion der aktiven Abbaustellen führte.

Der *Spatkalk* im Dach des Hauptrogensteins wurde vereinzelt zu Fenstergewänden und Masswerk verarbeitet. Eine kleiner, stillgelegter Steinbruch findet

sich bei der Lokalität Wällete (Koord. 648.900/252.300). Im grösseren Stil wurde der Spatkalk ausserhalb des Kartengebiets bei Veltheim abgebaut (DE QUERVAIN 1983).

Der *feinspätige Kalk des Ängistein-Members (Ifenthal-Formation)* wurde ausserhalb des Kartengebietes in der Grube Strick bei Trimbach abgebaut und fand als Scheunenbögen, Tür- und Fernstergewände in den umliegenden Dörfern Anwendung (DE QUERVAIN 1984). Dieser Kalk ist im Gebiet von Blatt Aarau nicht mehr ausgebildet.

Kalk des Späten Juras, namentlich *Kalk des Geissberg- und Wangen-Members (Villigen-Formation)*, wird seit der Römerzeit als Baustein verwendet, wie das Mauerwerk eines römischen Gebäudes in Niedergösgen belegt (DE QUERVAIN 1984). Reste stillgelegter Abbaustellen im Wangen-Member lassen sich nördlich der Aare am Eihübel bei Lostorf sowie am Malmkalkzug vom Stegbach in Obergösgen bis ins Dorfzentrum von Niedergösgen beobachten. Im Steinbruch Schönegg (Koord. 642.175/247.950) wurde Kalk des Geissberg-Members abgebaut. Bei Küttigen (Koord. 646.750/250.775) und Hard (Koord. 651.650/251.650) wurden Bausteine für die jeweiligen Kraftwerke und Kanäle gewonnen (DE QUERVAIN 1983).

Südlich der Aare wurde Kalk des Geissberg-Members im Malmkalkzug von der Aarauer Altstadt über den Haseberg bis ins Roggehusertäli sowie bei Schönenwerd in mehreren grösseren und verschiedenen kleinen Steinbrüchen abgebaut. Die ältesten Bauten Aaraus wurden aus Quadern der Kalkbänke des Geissberg-Members erbaut, welche aus Gruben unter der heutigen Altstadt stammen (DE QUERVAIN 1983). Spuren jüngerer Steinbrüche im Geissberg-Member finden sich im Gebiet der Oberen Schanz (Koord. 645.675/249.000) und westlich angrenzend bis zum Haseberg. Im Roggehusertäli wurde zusätzlich Kalk aus dem Wangen-Member und in einem Steinbruch bei Schönenwerd (Koord. 643.300/247.050) auch solcher des *Wettingen-Members (Burghorn-Formation)* abgebaut. Im Gebiet des Engelbergs wurde in verschiedenen Kleingruben sowie – in grösserem Stil – in den Steinbrüchen von Chrisental und Löchli (Däniken) sowie den Steinbrüchen von Rothacker (Walterswil SO) Kalk des Wangen-Members abgebaut. Der südwestliche Steinbruch von Rothacker (Koord. 639.850/242.000) wird heute als Schlackendeponie genutzt.

Mitte des 20. Jh. wurde Malmkalk aus den noch aktiven Betrieben hauptsächlich als Brechstein verwendet (FRÖHLICHER 1960). Heute sind alle Steinbrüche in Malmkalk stillgelegt.

Plattiger Sandstein aus der *Oberen Meeresmolasse*, insbesondere *Muschelsandstein*, wurde bereits seit prähistorischen Zeiten verwendet, so zum Beispiel für die Steinkistengrabanlage von Lenzburg (DE QUERVAIN 1983). In späteren Zeiten wurde er zu Ofen-, Wand- und Bodenplatten verarbeitet. *Massiger Sandstein* aus der *Luzern-Formation* kam als Haustein für Tür- und Fenstergewände sowie Masswerk zum Einsatz (DE QUERVAIN 1983). Ein Zentrum des Abbaus war die die Gegend um den Schornig in der Gemeinde Oberentfelden (Am Berg, Koord. 647.500/244.500)

sowie in den angrenzenden Gemeinden Suhr (Berg, Obertel), Gränichen (Ufbruch, Wällere) und Muhen (Vehstelli; Abbau z.T. in Stollen; MÜHLBERG 1908). Am Staufberg sowie im Wyne- und Seetal lassen sich weitere stillgelegte Abbaustellen erkennen, so in der Gemeinde Schafisheim (zwischen Lotte und Salberg), in der Gemeinde Gränichen (Liebegg) und in der Gemeinde Teufenthal (Waldegg, Abbau z.T. in Kavernen; MÜHLBERG 1908).

Erratische Blöcke, meist Kalke, untergeordnet auch Gneise und Granite, sind im Gebiet der Tille der Birrfeld-Eiszeit immer noch häufig, in demjenigen der Beringen- und Habsburg-Eiszeit hingegen rar. Granite und Kieselkalke wurden bis vor rund hundert Jahren gelegentlich als Bausteine verwendet. Heute finden sie in der Garten- und Landschaftsgestaltung Anwendung. Erratische Blöcke stehen im Kanton Solothurn grundsätzlich, im Kanton Aargau in bezeichneten Fällen unter Naturschutz.

Ein historisch wichtiges, heute weitgehend verschwundenes Vorkommen von *Kalksinter (Quelltuff)* lag am alten Aarelauf zwischen der Ruine Gösgen und Mülidorf (Koordinaten gemäss FRÖHLICHER 1960 ca. 639.950/246.500). Es lieferte unter anderem Material für die Steinkistengräber von Däniken, ein römisches Gebäude in Niedergösgen sowie die Stiftskirche von Schönenwerd (DE QUERVAIN 1984). Weitere bedeutende, heute ebenfalls weitgehend ausgeräumte (und deshalb auf der Karte nicht dargestellte) Vorkommen lagen beim Gallisloch bei Oltingen (Koord. 637.580/253.330), bei der Wällete bei Biberstein (Koord. 648.720/252.220) und beim Wilhof bei Auenstein (Koord. 650.970/252.000). Weitere, kleinere Vorkommen finden sich bei Schloss Biberstein (Koord. 648.660/251.595), im Unteren Hard bei Auenstein (Koord. 651.000/251.580) und nördlich der Stäglimatt an der Staffeleggstrasse (Koord. 646.375/253.860).

Kies und Sand

Kies und Sand aus glazialen Ablagerungen sind ein wichtiger Rohstoff der Bauindustrie, der im Bereich des Kartenblattes bis heute in grossem Umfang gewonnen wird. In den acht im Aargauer Teil des Kartenblattes in Betrieb stehenden Kiesgruben (nähere Angaben s.u.) wurden im Jahr 2010 rund 420 000 m^3 Kies abgebaut (Festmass). Die Abbaumenge hat seit 2000 tendenziell leicht zugenommen, wobei grössere jährliche Schwankungen zu beobachten sind (Abteilung für Umwelt, Kt. Aargau, mündl. Mitt. 2012). In den vier auf dem Solothurner Teil des Kartenblattes aktiven Kiesgruben (nähere Angaben s.u.) wurde in den vergangenen Jahren konstant insgesamt rund 120 000–130 000 m^3 Kies pro Jahr abgebaut, rund die Hälfte davon in der Grube Studeweid (Amt für Umwelt, Kt. Solothurn, mündl. Mitt. 2011).

Der *Niederterrassenschotter*, der weite Teile des Kartengebiets einnimmt, ist nicht nur ein qualitativ hochstehender und entsprechend begehrter Rohstoff der

Bauindustrie, sondern gleichzeitig auch ein wichtiger Grundwasserträger (s. Kap. Hydrogeologie). Wachsende Siedlungen und ein rigoroser Schutz des Waldes schränken seine Nutzung weiter ein. Der Abbau konzentriert sich zunehmend auf wenige Grossgruben. Im Kanton Aargau sind aktuell (2012) die Gruben Hardmatte (Kölliken, Koord. 645.300/243.100), Lenzhard/Länzert (Lenzburg, Koord. 654.200/249.800), Spitzbirrli (Rupperswil, Koord. 652.800/250.300), Arbeitszone (Schafisheim, Koord. 653.300/248.800, auf dem Atlasblatt noch nicht dargestellt), Emmet (Seon, Koord. 656.800/245.450) und Hugstöck 3a und 3b (Staufen, Koord. 654.050/248.600) in Betrieb. Im Kanton Solothurn sind dies die Gruben Birch (Erlinsbach SO, Koord. 642.500/248.500), Hard (Dulliken, Koord. 639.600/244.100) und Studeweid (Däniken, Koord. 639.800/244.350). Stillgelegte grössere, heute meist verfüllte Kiesgruben finden sich in den Gemeinden Obergösgen (Oberhard/Zwing), Gretzenbach (Aarefeld und Ortszentrum), Däniken (Walki), Schönenwerd (Schachen), Eppenberg-Wöschnau (Schachen), Aarau (Telli), Buchs (Lostorf, Im Hag), Suhr (Oberfeld), Rohr AG (Eiholz, Trieschächer), Schafisheim (Steinacher sowie nördlich Länzertacher), Staufen (Steinacher), Möriken-Wildegg (Ortszentrum Wildegg) und Veltheim (Werd). Daneben gibt es weit verbreitet und in grosser Zahl stillgelegte Kleingruben.

Randglazialer Schotter und *Till der Beringen-Eiszeit* wurden nördlich der Aare zwischen Lostorf und Stüsslingen (Koord. 639.000/248.625, hier mit hohem Anteil an Molasse- und Jurakomponenten, sowie Koord. 639.550/249.150), beim Schiessplatz Geere (Koord. 643.650/251.550) und beim Wilhof bei Auenstein (Koord. 651.125/252.000) in grösseren Stil abgebaut. Südlich der Aare finden sich grössere stillgelegte Abbaustellen am Distelberg südlich von Aarau (Koord. 646.000/247.500). Bei Gretzenbach (Koord. 642.250/245.050) wurde Verputzsand aus der Hochterrasse gewonnen.

Unter den Hochterrassenschottervorkommen sind vor allem der glazial vorbelastete, oft verkittete Buerfeld- und Gränichen-Schotter *(Schotter der Habsburg-Eiszeit)* von wirtschaftlicher Bedeutung. Die reliktischen Vorkommen finden sich vorwiegend im Randbereich der aktuellen oder als Verfüllung früherer Täler (so der Roggehuse-Schotter). Der Gränichen-Schotter wird zurzeit (2011) in der Grube Untere Zingge (Koord. 650.400/244.350) bei Gränichen abgebaut. Weitere, stillgelegte Abbaustellen finden sich in der näheren Umgebung. Im Betrieb ist ebenfalls die Grube Buerfeld (Koord. 639.250/247.250) bei Lostorf, die dem Buerfeld-Schotter den Namen gibt. Dieser Schotter, jedoch stark verlehmt, wurde auch in der nahen Grube Stöckenfeld (Obergösgen) abgebaut, welche später als Kehrichtdeponie genutzt wurde. Eine stark verkittete Lage des Buerfeld-Schotters kann in einer stillgelegten Kleingrube am Mülichopf (Niedergösgen) beobachtet werden. Der stark verkittete Roggehuse-Schotter wurde im namengebenden Tälchen abgebaut. Die ehemalige Kiesgrube ist in den örtlichen Tierpark integriert.

Vereinzelt wurde Kies aus der *Quarzitnagelfluh der OMM* gewonnen, so zum Beispiel beim Haspelchopf am Breitenberg (Koord. 652.550/244.325).

Für den Bau und Unterhalt von Forststrassen, Flurwegen usw. wird oft Hangschutt oder gebrochener Fels («Gelbkies», «Strassenmergel») aus dem Jura eingesetzt (s. Kap. Naturbausteine, Brechsteine).

Sand aus dem *Löss* wird in der Grube Brästenegg (Koord. 649.975/248.600; s. Kap. Löss) als Giessereiformsand abgebaut. Spuren früheren Abbaus sind im Buerwald westlich von Niedergösgen zu beobachten.

Rohstoffe für die Zementherstellung

Karl Herosé gründete 1832 in Aarau die erste Zementfabrik der Schweiz. Vorerst wurde Romanzement, ab ca. 1880 auch der um 1850 erfundene Portlandzement hergestellt (VAMUS 2012). Es folgten weitere Zementfabriken, insbesondere 1882 die Zurlinden & Co., die Vorläuferin der heute noch aktiven Jura-Holding (Jura Cement). Ab 1890 verlagerte sich die Zementproduktion sukzessive nach Osten in den Raum Wildegg – Holderbank. Als Rohstoff wird vor allem das *Effingen-* (Eff) und *Geissberg-Member* (Gb), aber auch die *Klingnau-Formation* und der mit ihr verzahnte *Hauptrogenstein* (KF/Hr) abgebaut. Als Zuschlagstoff wurde zeitweise in der Region auch Gips gewonnen (s. dort). Aus der «Aarauer Zeit» stammen unter anderen die grosse Grube von Erlinsbach AG (Eff, Koord. 643.250/249.950) sowie, in Küttigen, die Gruben Stock (Gb/Eff, Koord. 646.600/250.950) und die Gruben im Raum Zelgli (beide Eff, Koord. 646.500/252.350 und 646.300/252.750).

Heute noch aktiv sind die Steinbrüche der Jura Cement in den Gemeinden Auenstein und Veltheim (KF/Hr, Koord. 653.000/252.800, und Gb/Eff, Koord. 653.750/252.250). Diese wurden von Vorgängergruben an der Aare sukzessive nach Westen vorgetrieben. Der südliche Steinbruch wird in der Literatur oft Jakobsberg genannt nach einer längst abgetragenen Erhebung, welche bei Koord. 653.650/252.190 kulminierte. Jährlich werden in den beiden Gruben rund 400 000 m^3 Gestein abgebaut (Festmass; Abteilung für Umwelt, Kt. Aargau, mündl. Mitt. 2012).

Mergel und Ton

Der *Opalinus-Ton* wurde früher in vielen Kleinstabbaustellen, so genannten Nietgruben, für die landwirtschaftliche Bodenverbesserung gewonnen. Von wirtschaftlicher Bedeutung ist er heute noch als Dichtungsmaterial, zum Beispiel in Schwergewichtsstaumauern, und als Rohstoff für die Tonwaren- und Ziegelindustrie. Zurzeit (2012) noch in Betrieb ist die um 1960 angelegte und ursprünglich mit einer Materialseilbahn von der Staffeleggstrasse her erschlossene Grube Galmet

(Koord. 645.700/253.350) unter dem Gross Wolf. Die aktuellen Abbaumengen sind bescheiden. Die zurzeit ruhende Grube Breitenmatt (Koord. 644.920/253.100) nördlich der Bänkerchlus soll wieder in Betrieb genommen werden (Abteilung für Umwelt, Kt. Aargau, mündl. Mitt. 2012). Grössere, heute stillgelegte Gruben lagen auf der Staffeleggpasshöhe (Koord. 647.000/254.000) und im Pfaffebode (Koord. 645.250/253.150, kurz nach Inbetriebnahme wieder stillgelegt und renaturiert; auf der Karte nicht angegeben).

Nördlich des Dorfs Hunzenschwil (Koord. 651.850/249.000) befanden sich in der zweiten Hälfte des 1. Jh. n. Chr. grosse Ziegeleien und Töpfereien, in denen die damals in Vindonissa (Windisch) stationierten Legionen Ziegel, Bau- und Gebrauchskeramik herstellten (SCHAER et al. 2006). Zur «ältesten Industrieanlage der Schweiz» gehörte unter anderem eine ca. 18 x 55 m grosse, mehrschiffige Fertigungs- und Trocknungshalle. Es darf angenommen werden, dass der in der Nähe anstehende *quartäre Lehm* als Rohstoff diente. Der in grossen Mengen anfallende Fehlbrand wurde, zusammen mit dem Abbruchmaterial von ausgedienten Öfen, in und um den Betrieb abgelagert, was sich im heutigen Flurnamen Ziegelacker widerspiegelt.

Die Ziegelei Kölliken bezog quartären Lehm aus einer Grube, die bereits auf dem Gebiet von Blatt Schöftland liegt. Bemerkenswert ist, dass Ton aus der Kiesgrube Stöckenfeld bei Obergösgen (s. o.) zur Abdichtung des nahen Kraftwerkkanals verwendet wurde (FRÖHLICHER 1960).

Gips und Steinsalz

In der Grube Windlete in Kienberg (Koord. 640.200/254.000) wurde *Gips der Anhydritgruppe* abgebaut. Die auf Handverlesen basierende Produktion von Modell- und Stuckgips wird bis heute fortgesetzt (Kleinabbaustelle für Eigenbedarf, Amt für Umwelt Kt. Solothurn, mündl. Mitt. 2011). Die Grossproduktion, die teilweise auch in Stollen erfolgte, wurde 1976 eingestellt.

Der *Gipskeuper* wurde spätestens ab der zweiten Hälfte des 17. Jh. und bis zu Beginn des 20. Jh. südwestlich der Staffeleggpasshöhe im Gebiet Stäglimatt abgebaut. Gut erkennbar sind noch die Spuren zweier grosser Gipsgruben südlich der Passstrasse (Koord. 646.500/253.650 und 646.800/253.700). Die Lage der von DE QUERVAIN (1983) im Zusammenhang mit dem Alabasterabbau (s. Kap. Naturbausteine und Brechsteine) erwähnten Stollen ist nicht bekannt.

In der Ende des 20. Jh. stillgelegten Grube Riepel (Koord. 645.250/253.850) wurde Gips als Zuschlagstoff für die Zementproduktion abgebaut. Eine weitere grössere Gipsgrube befand sich im Rintel bei Lostorf-Bad (Koord. 638.725/249.950). In der verfallenen Grube bei der Schwäfelschür (Koord. 643.800/253.950) wurde auch Bittersalz (Magnesiumsulfat) gewonnen (FRÖHLICHER 1960).

Das Gebiet von Blatt Aarau liegt in der Achse eines ausgedehnten Vorkommens von *Steinsalz des Mittleren Muschelkalks* (JORDAN & GÖTZ 2011). Entsprechend hat die Bohrung Schafisheim (Ref. 1) 37 m Steinsalz durchbohrt (MATTER et al. 1988 b). Im Bereich der Juraüberschiebungen wurde das Steinsalz weitgehend syntektonisch gelöst (JORDAN 1994). Bei einer Analyse im Jahre 1818 wies die alte Badequelle (Gipsquelle) von Bad Lostorf einen Natriumchloridgehalt von rund 0,18 g/l auf (HARTMANN 1917). Der Gehalt nahm in den folgenden Jahren kontinuierlich ab und betrug 1916 noch 0,01 g NaCl/l. Die 1820 im Schwefelloch neu erschlossene Subtherme weist einen Gehalt von 1,4 g NaCl/l auf (s. Kap. Hydrogeologie).

Eisenerz

Im Kartengebiet treten zwei Typen von Eisenerzlagerstätten aus: Eisenoolith der Ifenthal-Formation (Callovien – Mittleres Oxfordien) sowie Bohnerz des Siderolithikums (Eozän).

Innerhalb der *Ifenthal-Formation* können zwei Eisenoolithhorizonte unterschieden werden: die Anwil-Bank des Schelmenloch-Members und das Herznach-Member (s. Kap. Stratigraphie). Innerhalb des Herznach-Members lassen sich das Herznacher (unten) und das Wölflinswiler Flöz unterscheiden (AMSLER 1931, FEHLMANN 1937, DIEBOLD et al. 2006). Besonders mächtig ist der Eisenoolith im Tal des Erzbaches ausgebildet (Gemeinden Erlinsbach AG/SO). Historische Quellen belegen die Existenz eines Bergwerks in Erlinsbach um 1500 (AMSLER 1935, FEHLMANN & RICKENBACH 1962). Bei ihren Sondierungen stiess die Studiengesellschaft für die Nutzbarmachung der schweizerischen Erzlagerstätten in den Jahren 1920–1921 am Erzberg auf Spuren, welche auf einen Tagbau hindeuten (FEHLMANN & RICKENBACH 1962). Da weder Stollen noch Abraumhalden nachweisbar sind, scheint der Umfang des Bergwerks allerdings bescheiden geblieben zu sein. Nur im Erzloch (südlich Breitmis) konnte die Studiengesellschaft zwei getrennte Eisenoolithhorizonte nachweisen, wahrscheinlich die Anwil-Bank und das Herznach-Member. In den obersten Lagen des Herznach-Members wurde ein Eisengehalt von bis zu 28 % festgestellt. In den übrigen Schürfungen wurde mit einer Ausnahme nur der obere Eisenoolithhorizont angetroffen (FEHLMANN & RICKENBACH 1962, GSELL 1968). In den Schürfungen am Erzberg und auf dem Gugenmätteli wurden bis zu 30 % ermittelt (FEHLMANN & RICKENBACH 1962). Ein Ende des 18. Jh. schriftlich dokumentierter Abbau bei Lostorf betrifft wahrscheinlich ebenfalls den Eisenoolith der Ifenthal-Formation (BAUMBERGER 1923).

Der Abbau des hier bis zu 10 m mächtigen *Bohnerzes* im Gebiet Hungerberg – Buechwald (Gemeinden Aarau, Küttigen und Erlinsbach AG) setzte spätestens Ende des 15. Jh. ein und dauerte mit Unterbrüchen bis ins 19. Jh. an

(BAUMBERGER 1923). Der durchschnittliche Eisengehalt betrug über 30 % (RÜETSCHI 1953). Der Abbau erfolgte in den drei Grubenfeldern Auf der Buch (heute Buech), Rombach und Hungerberg vorerst in primitivem Tagbau, später auch in grösser angelegten Schürfungen sowie in verschiedenen Stollen (BAUMBERGER 1923, FALK-FALCONE & KÜNDIG 2003). Eine Blüte erlebte der Abbau in der zweiten Hälfte des 18. Jh., wo jährlich bis zu 875 t Erz abgebaut, vor Ort gewaschen und in die Öfen am Hochrhein, insbesondere nach Albbruck, verfrachtet wurden (BAUMBERGER 1923, FALK-FALCONE 2003). Ab 1780 erfolgte der Abbau auf Rechnung der Stadt und Republik Bern, 1803 ging das Bergwerk an die Helvetische Republik über. Zunehmende Absatzschwierigkeiten aufgrund billiger Konkurrenz führten zu einem schnellen Rückgang und schliesslich zur Einstellung der Produktion Ende der 1820er-Jahre (BAUMBERGER 1923, FALK-FALCONE 2003). Insgesamt wurden in den drei Grubenfeldern von 1724 bis 1817 mehr als 50 000 t Bohnerz gewonnen (RÜETSCHI 1953). Nach umfassenden Abklärungen, die auch Versuchsschürfungen und 21 Bohrungen umfassten, kam der badische Bergbauexperte Vollhardt 1859 zum Schluss, dass im fraglichen Gebiet durchaus noch abbauwürdige Vorräte vorliegen (vollständiges Gutachten publiziert in FALK-FALCONE 2003). Nach Erteilung einer neuen Konzession an private Unternehmer wurde der Abbau noch im selben Jahr wieder aufgenommen, und es wurden auch neue Stollen angelegt. Vier Jahre später wurde der Abbau wegen mangelnder Rentabilität endgültig eingestellt. Bei einer erneuten Analyse kam BAUMBERGER (1923) zum Schluss, dass das Vorkommen nahezu erschöpft ist, auch wenn noch einzelne unverritzte Gebirgsteile vorliegen.

Ein historischer Abbau auf Bohnerz lässt sich aufgrund morphologischer Indizien (z.T. Pingen) auch zwischen Hasenberg und Oberholz südwestlich von Aarau und am Ostende des Engelbergs zwischen Löchli (Däniken), Hennebüel (Grod, Gretzenbach) und Rothacker (Walterswil SO) nachweisen. Schriftliche Quellen oder datierbare Bodenfunde, welchen den Abbau zeitlich einordnen lassen, fehlen. Schlackenfunde am Engelberg belegen eine Verhüttung vor Ort.

Fossile Brennstoffe

Karbonzeitliche *Steinkohle*-Vorkommen sind aus Bohrungen in der weiteren Umgebung des Gebiets von Blatt Aarau bekannt (z. B. MATTER et al. 1988c). Über die exakte Ausdehnung der karbonzeitlichen Gräben ist wenig bekannt (s. Kap. Stratigraphie). Die Bohrung Schafsheim stiess unter dem Mesozoikum direkt auf den kristallinen Untergrund (MATTER et al. 1988 b).

Der *«Ölschiefer»* des Rietheim-Members der Staffelegg-Formation ist auf dem Kartengebiet nur geringmächtig ausgebildet oder fehlt ganz (s. Kap. Stratigraphie).

Beim Bau des Gönhardstollens (s. Kap. Hydrogeologie) wurden 1825 in schräggeschichtetem Sandstein der Unteren Süsswassermolasse *Erdöl* angetroffen (HARTMANN 1919). Der Öl führende Bereich ist nicht scharf abgrenzbar. Es sind aber mindestens zwei einige Dezimeter mächtige Lagen mit erhöhtem Ölgehalt feststellbar. An einem als besonders ölreich ausgewählten Probestück, das im Naturmuseum Aarau aufbewahrt wird, konnte später ein Ölgehalt von 1,84 Gewichts- bzw. 5,2 Volumen-% festgestellt werden (HEIM & HARTMANN 1919). Das leichtflüssige Erdöl wurde aufgefangen und zur Speisung von Lampen verwendet (HARTMANN 1919). Später folgten weitere Ölfunde sowohl im Bereich Gönert–Distelberg wie auch am Hungerberg, rund 200 m nördlich des Alpenzeigers. KELTERBORN (1948) fasst den damaligen Kenntnisstand zusammen und spekuliert verhalten optimistisch über die Aussicht, in der Region, Öl in förderwürdigen Mengen zu finden. Beim Bau des Stollens für die Abwasserleitung von Entfelden ebenfalls durch den Gönert stiess man 1964 erwartungsgemäss erneut auf die Ölsandlage. Insgesamt flossen dem Stollen rund 2000 l Erdöl zu (RÜETSCHI 1966).

In jüngerer Zeit wurden im Bereich des Kartenblattes bei Erdwärmesondenbohrungen wiederholt Erdöl- und *Erdgasvorkommen* in der Molasse angebohrt. Diese Vorkommen sind wirtschaftlich unbedeutend, können aber ein erhebliches Risiko beim Bohrvortrieb oder beim Bau von unterirdischen Anlagen darstellen.

HISTORISCHE OBJEKTE

Auf Atlasblatt Aarau werden vorwiegend ur- und frühgeschichtliche Fundstellen und historische Elemente mit Bezug zur Geologie dargestellt; die Liste der dargestellten Objekte ist also nicht vollständig.

Auffälligste historische Objekte sind Abschnittsbefestigungen, das heisst Wälle oder Gräben (oder beides), welche den exponierten Zugang von Siedlungen, Refugien oder Burgen sperrten, die auf Geländevorsprüngen angelegt und somit grösstenteils durch natürliche Steilhänge geschützt waren. Die grösste Abschnittsbefestigung ist der so genannte Keltenwall nördlich von Eppenberg (Koord. 644.250/247.250), der das latènezeitliche, wahrscheinlich nur für kurze Zeit besiedelte Refugium (BRUNNER 2011) im Buechholz, das auf drei Seiten durch steil abfallende Malmkalkwände geschützt war, gegen Süden sicherte. Der 580 m lange Befestigungswall umfasste ursprünglich auch einen Graben (BRUNNER 2011). Weitere Abschnittsbefestigungen im Gebiet von Blatt Aarau befinden sich bei der Ruine Königsstein nordwestlich von Küttigen (Graben, Koord. 644.865/252.765), um die Burgstelle Schlossrain bei Koord. 640.825/243.150 (Wall) und bei der Genstelburg westlich von Gränichen (Graben, Koord. 649.425/245.335). Es ist denkbar, dass insbesondere für die Anlage der Befestigungsgräben bereits vorhandene natürliche Geländeeinschnitte erweitert wurden.

Auf der untersten Niederterrasse südlich und östlich von Rohr AG befinden sich Überreste der im frühen 1. Jh. erbauten römischen Mittellandstrasse, die Aventicum (Avenches) mit Vindonissa (Brugg/Windisch) verband (IVS 1995a). Der auf einer Dammschüttung verlaufende Strassenabschnitt ist, mit Unterbrüchen, 1,8 km lang. Im Osten endet der Strassenkörper abrupt an der Erosionskante der Niederterrasse; das heisst, dass die Aare diese Terrasse nach der Römerzeit anerodierte. Ein weiterer historischer Verkehrsweg ist die mittelalterliche bis frühneuzeitliche Strasse über das Bänkerjoch, deren Trassee abschnittweise als Hohlweg neben der heutigen Passstrasse verläuft (IVS 1995 b).

Aufgrund der möglichen Verwechslungsgefahr mit Geländeformen, die auf gravitative Prozesse zurückgehen (Nackentälchen, Zerrstrukturen usw.), wurden die zur Fortifikation Hauenstein gehörenden Schützengrabenrelikte im Gebiet Eien – Eihübel südwestlich von Lostorf auskartiert (s. a. FORTIFIKATION HAUENSTEIN o. J.). Die Fortifikation Hauenstein diente während des Ersten Weltkriegs (1914–1918) dem Schutz des Eisenbahnknotenpunkts Olten und als nördlicher Eckpfeiler der Armeestellung Napf – Hauenstein gegen eine vom Generalstab der Schweizer Armee in Betracht gezogene Neutralitätsverletzung durch Frankreich (FUHRER 1999).

TIEFBOHRUNGEN

Die Standorte der nachfolgend beschriebenen Tiefbohrungen im Gebiet von Atlasblatt Aarau und seiner Umgebung sind auf der Nebenkarte «Tektonische Übersicht 1:200 000» dargestellt.

Ref. 1 Bohrung Schafisheim

Koord. 653.620/246.760 Kote 421,2 m ü. M.

Tiefen in m ab Kote:

244	Basis Lockergestein
566	Basis USM
579	Basis Känozoikum
610	Basis Villigen-Fm.
840	Basis Wildegg-Fm.
844	Basis Ifenthal-Fm.
936	Basis Hauptrogenstein
1001	Basis Passwang-Fm.
1080	Basis Opalinus-Ton
1106	Basis Staffelegg-Fm.
1139	Basis Mergelkeuper
1224	Basis Gipskeuper
1228	Basis Lettenkohle
1288	Basis Oberer Muschelkalk
1442	Basis Mittlerer Muschelkalk
1478	Basis Unterer Muschelkalk
1490	Basis Mesozoikum
2007	Endtiefe, Kristallin

Quelle: MATTER et al. (1988b)

Ref. 2 Bohrung Lostorf-3

Koord. 637.326/249.241 Kote 549 m ü. M.

Tiefen in m ab Kote:

5	Basis Lockergestein
20	Basis Hauptrogenstein
40	Basis Falkenstein-Gleitpaket
45	Basis Passwang-Fm.
70	Basis Mergelkeuper
241	Basis Gipskeuper
247	Basis Lettenkohle
361	Basis Oberer Muschelkalk Mittlerer Muschelkalk (unvollständig)
393	*Hauenstein-Dottenberg-Überschiebung*
415	Basis Gipskeuper Lettenkohle (unvollständig)
424	*Sekundäre Überschiebung*
429	Basis Mergelkeuper
522	Basis Gipskeuper
528	Basis Lettenkohle Oberer Muschelkalk (unvollständig)
539	*Sekundäre Überschiebung*
584	Endtiefe, Oberer Muschelkalk

Quelle: SCHMASSMANN et al. (1977)

Ref. 3 Bohrung Küttigen-1

Koord. 646.953/250.992 Kote 375 m ü. M.

Tiefen in m ab Kote:

32	Basis Villigen-Fm.
269	Basis Wildegg-Fm.
281	Basis Ifenthal-Fm.
284	Endtiefe, Hauptrogenstein

Quelle: ALBERT et al. (2007)

Ref. 4 Bohrung Gösgen SB-2 [1)]

Koord. 640.344/246.137 Kote 381 m ü. M.

Tiefen in m ab Kote:

30	Basis Lockergestein
57	Basis Balsthal-Fm. (Olten-Mb.)
66	Basis Villigen-Fm.
323	Basis Wildegg-Fm.
336	Basis Ifenthal-Fm.
347	Endtiefe, Hauptrogenstein

Quelle: ALBERT et al. (2009)

Ref. 5 Bohrung NOK-EWS Oftringen

Koord. 638.335/240.870 Kote 433 m ü. M.

Tiefen in m ab Kote:

25	Basis Lockergestein
362	Basis USM
363	Basis Känozoikum
420	Basis Villigen-Fm.
657	Basis Wildegg-Fm.
659	Basis Ifenthal-Fm.
719	Endtiefe, Hauptrogenstein

Quelle: ALBERT & BLÄSI (2008)

[1)] In der Kartenlegende als Gösgen-1 bezeichnet.

LITERATURVERZEICHNIS

AfU SO [Amt für Umwelt Kanton Solothurn] (2011): Umweltdaten 2010. – http://www.so.ch/fileadmin/internet/bjd/bumaa/pdf/allg/udat_inhaltsverzeichnis.pdf (19.3.2012).

Albert, W. & Bläsi, H.-R. (2008): NOK EWS-Bohrung Oftringen: geologische, mineralogische und bohrlochgeophysikalische Untersuchungen (Rohdatenbericht). – Nagra Arbeitsber. NAB 08-02.

Albert, W., Bläsi, H.-R., Koroleva, M. & Weber, H. P. (2007): EP-05 EWS Küttigen: geologische mineralogische und bohrlochgeophysikalische Untersuchungen (Rohdatenbericht). – Nagra Arbeitsber. NAB 07-15.

Albert, W., Bläsi, H.-R. & Weber, H. P. (2009): Geologische und geophysikalische Untersuchungen in Bohrungen am Standort Gösgen/Niederamt (Rohdatenbericht). – Nagra Proj. Rep. NPR 09-13.

Allenbach, R. P. (2001): Synsedimentary tectonics in an epicontinental sea: a new interpretation of the Oxfordian of northern Switzerland. – Eclogae geol. Helv. *94*/3, 265–287.

— (2002): The ups and downs of «tectonic quiescence» – recognizing differential subsidence in the epicontinental sea of the Oxfordian in the Swiss Jura Mountains. – Sediment. Geol. *150*, 323–342.

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.

— (1931): Geologische Arbeiten im Fricktaler Erzgebiet. – Ber. Studienges. f. d. Nutzbarmachung d. schweiz. Erzlagerstätten, Depos. Stiftg. Eisenbibl., Paradies, Schlatt (unpubl.).

— (1935): Die alten Eisenindustrien des Fricktales, bei Erlinsbach und in benachbarten Gebieten des östlichen Juras im Licht der Flurnamen. – Beitr. Geol. Schweiz, kleinere Mitt. *6*.

Annaheim, H., Bögli, A. & Moser, S. (1958): Die Phasengliederung der Eisrandlagen des würmeiszeitlichen Reussgletschers im zentralen schweizerischen Mittelland. – Geographica helv. *13*, 217–231.

Bad Lauterbach (o. J.): Die Geschichte des Heilbades Lauterbach. – http://www.badlauterbach.ch/cms/index.php?option=com_content&view=article&id=12&Itemid=13 (29.1.2012).

Bartholet, H. U. (1964): Geologie des Tafel- und Faltenjuras zwischen Eptingen und Oltingen. – Tätber. natf. Ges. Basell. *23*, 43–130.

Baumberger, E. (1923): Bohnerz – I. Die Vorkommen im Juragebirge. In: Die Eisen- und Manganerze der Schweiz – Bohnerz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *13*/1.

— (1927): Die Fauna der Silvanaschichten im Tafeljura der Kantone Baselland und Solothurn. – Verh. natf. Ges. Basel *38*, 147–163.

Becker, A. (2000): Der Faltenjura: geologischer Rahmen, Bau und Entwicklung seit dem Miozän. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Verein [N.F.] *82*, 317–336.

Biehler, D., Schmassmann, H., Schneemann, K. & Sillanpää, J. (1993): Hydrochemische Synthese Nordschweiz. Dogger-, Lias-, Keuper- und Muschelkalk-Aquifere. – Nagra tech. Ber. NTB 92-08.

Bitterli, T., Jordi, H. A., Gerber, M. E., Gnägi, C. & Graf H. R. (2011): Blatt 1108 Murgenthal. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Erläut. *113*.

Bitterli[-Brunner], P. (1979 a): Standortgebiet Born, Strukturanalyse der Born-Antiklinale. – Nagra intern. Ber. NIB *45*.

BITTERLI[-DREHER], P. H. (1977): Sedimentologie und Paläogeographie des Oberen Doggers im zentralen und nördlichen Schweizer Jura. Mit einem Beitrag zum Problem der Eisenoolithbildung. – Diss. Univ. Basel.

– (1979 b): Cyclic Sedimentation in the upper Bathonian – Callovian of the Swiss Jura Mountains. Symp. «Sedimentation jurass. W europ.». – A.S.F. Publ. spéc. *1*, 99–109.

– (2012): Zur Geologie der Ifenthal-Formation. – Swiss Bull. angew. Geol. *17*/2.

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

BLÜM, W. (1989): Faciesanalyse im Rotliegenden des Nordschweizer Permokarbon-Trogs (Hochrhein-Region zwischen Basel und Laufenburg). – Eclogae geol. Helv. *82*/2, 455–489.

BRUNNER, H. (1993): Die Wasserversorgung der Stadt Olten. – Städtische Werke Olten.

– (2011): Eppenberg-Wöschnau. – Historisches Lexikon der Schweiz, http://www.hls-dhs-dss.ch/textes/d/D1162.php

BRUNNER, O. (1973): Die Jodwasserquelle. In: Gemeinde-Jahrbuch Möriken-Wildegg 1971–1972 (S. 97–110). – Einwohnergde. Möriken-Wildegg.

BÜCHI, U. P. (1957): Zur Gliederung des Burdigalien im Kanton Aargau. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. *23*/65, 33–40.

BÜCHI, U. P., LEMCKE, K., WIENER, G. & ZIMDARS, J. (1965 a): Geologische Ergebnisse der Erdölexploration auf das Mesozoikum im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. *32*/82, 7–38.

BÜCHI, U. P., WIENER, G. & HOFMANN, F. (1965 b): Neue Erkenntnisse im Molassebecken auf Grund von Erdöltiefbohrungen in der Zentral- und Ostschweiz. – Eclogae geol. Helv. *58*/1, 87–108.

BUGMANN, E. (1961): Beiträge zur Gliederung der risseiszeitlichen Bildungen in der Nordschweiz. – Mitt. aargau. natf. Ges. *26*, 105–119.

BURGER, H. (2009): Vorkommen, Nutzung und Schutz von Thermalwässern und Mineralwässern im Kanton Aargau: eine Übersicht. – Swiss Bull. angew. Geol. *14*/1+2, 13–27.

– (2011): Die Thermalwässer und Mineralwässer im Kanton Aargau und seiner näheren Umgebung. – Mitt. aargau. natf. Ges. *37*, 91–112.

BURKHALTER, R. M. (1993): Die Passwang-Alloformation (unteres Aalénien bis unteres Bajocien) im zentralen und nördlichen Schweizer Jura – Sequenzstratigraphie, synsedimentäre Tektonik, Genese von Eisenoolithen und -stromatholithen. – Diss. Univ. Bern.

– (1994): 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 Aalénien bis unteres Bajocien) im zentralen und nördlichen Schweizer Jura. – Eclogae geol. Helv. *89*/3, 875–934.

BURKHARD, M. & SOMMARUGA, A. (1998): Evolution of the western Swiss Molasse basin: structural relations with the Alps and the Jura belt. In: MASCLE, A., PUIGDEFÁBREGAS, C., LUTERBACHER, H. P. & FERNÁNDEZ, M. (Ed.): Cenozoic foreland basins of Western Europe (p. 279–298). – Spec. Publ. Geol. Soc. London *134*.

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.

CARDOZO, N. (2008): Trishear in 3D: algorithms, implementation, and limitations. – J. struct. Geol. *30*, 327–340.

CSD AG [CSD Colombi Schmutz Dorthe AG] (1986): Kiesvorkommen Untere Zingge – Bläierain, Gränichen/AG. – Geol. Ber. z. H. Ortsbürgergde. Gränichen (unpubl.).

DICK, K. A., GRAF, H. R., MÜLLER, B. U., HARTMANN, P. & SCHLÜCHTER. C. (1996): Das nordalpine Wasserschloss und seine eiszeitgeologische Umgebung. – Eclogae geol. Helv. *89*/1, 635–645.

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. *81* (auch: Vjschr. natf. Ges. Zürich *133*/3, 143–174).

DIEBOLD, P., BITTERLI-BRUNNER, P. & NAEF, H. (2006): Blatt 1069/1049 Frick-Laufenburg. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Erläut. *110*.

DIEBOLD, P., NAEF, H. & AMMANN, M. (1992): Zur Tektonik der zentralen Nordschweiz. Interpretation aufgrund regionaler Seismik, Oberflächengeologie und Tiefbohrungen. – Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol. *14* (auch: Nagra tech. Ber. 90-04).

DIETIKER, F. (2008): Lebensraum für Schlingnatter und Co. – Umwelt Aargau *39* (Februar 2008).

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* (auch: Nagra tech. Ber. 87-02).

EBERHARD AG [Eberhard & Partner AG] (1995): Deponie Oberholz Suhr, Bauprojekt 1995/ Gesamtprojekt Geologie, geologische, hydrogeologische und geotechnische Untersuchungen. – Geol. Ber. z. H. Baudept. Kt. Aargau, Abt. Umweltschutz (unpubl.).

— (2008): EWS Rebhügelweg, Seon AG. – Geol. Bohrprofil z. H. Hr. Wacker, Seon (unpubl.).

— (2009): Hydrogeologisches Gutachten und Gefährdungsabschätzung durch Erdgaszutritte zur geplanten Erdwärmesonde in 5742 Kölliken, Wallenmattstrasse 26. – Hydrogeol. Gutachten (unpubl.).

EBERHARD, M. (1999): Der Felssturz/Erdrutsch Hinter Königstein in Küttigen – ein Grossereignis für die Region Aarau. – Mitt. aargau. natf. Ges. *35*, 133–146.

— (2000): Die Hanginstabilitäten am Hinter Königstein (Küttigen, AG). – Swiss Bull. angew. Geol. *5*/1, 85–92.

EGGER, M. (1991): Der obere Dogger und der untere Malm im Steinbruch Chalch-Schümel zu Holderbank (AG). Fauna, Biostratigraphie, Palökologie. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).

ENGESSER, B. (1972): Die obermiozäne Säugetierfauna von Anwil (Baselland). – Tätber. natf. Ges. Basell. *28*, 37–363.

ENGESSER, B. & MÖDDEN, C. (1997): A new version of the Biozonation of the Lower Freshwater Molasse (Oligocene and Agenian) of Switzerland and Savoy on the basis of fossil mammals. In: AGUILAR, J.-P., LEGENDRE, S. & MICHAUX, J. (Ed.): Actes du Congrès BiochroM'97. – Mémoires et Travaux de l'E.P.H.E., Institut de Montpellier *21*, 475–499.

ERLEBNISRAUM TAFELJURA (o. J.): Geschichte(n) zur Gallislochquelle. – http://www.tafeljura.ch/passepartout/Gallislochquelle.htm (29.1.2012).

ERNI, A. (1941): Zur Stratigraphie und Paläontologie des oberen Braunen Jura in der Gegend des Unteren Hauensteins. – Eclogae geol. Helv. *34*/2, 160–164.

ERNI, A. & KELTERBORN, P. (1948): Ölgeologische Untersuchungen im Molassegebiet südlich Wangen a. d. Aare – Aarburg. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *26*/2.

ETTER, W. (1990): Paläontologische Untersuchungen im unteren Opalinuston der Nordschweiz. – Diss. Univ. Zürich.

FALK-FALCONE, B. (2003): Erzstollen am Hungerberg bei Aarau. Handschriftliche Akten (Mitte 19. Jahrhundert) aus dem Staatsarchiv des Kantons Aargau. – Minaria helv. *23a*, 3–41.

FALK-FALCONE, B. & KÜNDIG, R. (2003): Geologie der Bohnerzvorkommen am Hungerberg, Aarau. – Minaria helv. *23a*, 42–46.

FEHLMANN, H. (1937): Die Eisenlagerstätten der Schweiz mit besonderer Berücksichtigung der Lagerstätte im Fricktal. – Mitt. aargau. natf. Ges. *20*, 241–278.

FEHLMANN, H. & RICKENBACH, E. (1962): Die Eisen- und Manganerze der Schweiz. Die eisenhaltigen Doggererze der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *13*/7.

FORTIFIKATION HAUENSTEIN (o. J.): Karte. – http://www.etas-it.ch/fortifikation-hauenstein/g_karte.php (9.4.2012).

FRAEFEL, M. (2008): Geomorphic response to neotectonic activity in the Jura Mountains and the southern Upper Rhine Graben. – Diss. Univ. Basel.

FRÖHLICHER, H. (1960): Materialabbaustellen auf Blatt Aarau 1089. – Schweiz. geotech. Komm. SGTK (Manuskr.).

FUHRER, H. R. (1999): Die Schweizer Armee im Ersten Weltkrieg. Bedrohung, Landesverteidigung und Landesbefestigung (3. Aufl.). – NZZ Libro, Buchverl. n. Zürcher Ztg., Zürich.

GDE. [Gemeinde] ANWIL (o. J.): Wasserversorgung. – http://www.baselland.ch/wasser-htm.300692.0.html (19.1.2012).

GESCHÄFTSSTELLE SMDK (2004) (Hrsg.): Sondermülldeponie Kölliken, Jahresbericht 2003.

GEYER, O. F. & GWINNER, M. P. (1991): Geologie von Baden-Württemberg. 4. Aufl. – Schweizerbart, Stuttgart.

GIBBARD, P. L. (2003): Definition of the Middle/Upper Pleistocene boundary. – Global and planetary change *3*, 201–208.

GIBBARD, P. L. & COHEN, K. M. (2008): Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, v. 2008. – Episodes *31*/2, 243–247.

GIBBARD, P. L., HEAD, M. J. & WALKER, J. C. (2010): Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. – J. Quaternary Sci. *25*/2, 96–102.

GONZALEZ, R. (1993): Die Hauptrogenstein-Formation der Nordwestschweiz. – Diss. Univ. Basel.

GONZALEZ, R. & WETZEL, A. (1996): Stratigraphy and Paleogeography of the Hauptrogenstein and Klingnau Formations (middle Bajocian to late Bathonian), northern Switzerland. – Eclogae geol. Helv. *89*/2, 695–720.

GÖTZ, A. E. & FEIST-BURKHARDT, S. (1999): Palynofazies im Unteren Muschelkalk der Sondierung Benken. – Nagra intern. Ber. NIB 00-44 Teil B, 1–10.

— (2000): Palynofacies and sequence analysis of Lower Muschelkalk (Middle Triassic, German basin): In: BACHMANN, G. H. & LERCHE, I. (Ed.): Epicontinental Triassic (p. 877–891). – Zbl. Geol. Paläont. [Teil 1, 1998], *9–10*.

GOUDA, G. H. (1962): Untersuchungen an Lössen der Nordschweiz. – Geographica helv. *17*/3, 133–221.

GRAF, H. R. (1993): Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz. – Diss. eidg. tech. Hochsch. [ETH] Zürich *10205*.

— (2009a): Stratigraphie von Mittel- und Spätpleistozän in der Nordschweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *168*.

— (2009b): Stratigraphie und Morphogenese von frühpleistozänen Ablagerungen zwischen Bodensee und Klettgau. – J. Quaternary Sci. *58*/1, 12–54.

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

GRAF, H. R., BURKHALTER, R. & BEER, C. (in Vorb.): Die Ablagerungen des Eiszeitalters: stratigraphisches Konzept und Nomenklatur am Beispiel der Nordschweiz.

GRAF, H. R. & MATOUSEK, F. (1998): Trinkwasser und Wärme aus 300 Metern Tiefe. – Gas, Wasser, Abwasser *98*/1, 3–9.

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 1: das Schweizer Mittelland. – Heidelb. geogr. Arb. *9*, 2–104.

GSELL, F. (1968): Geologie des Falten- und Tafeljura zwischen Aare und Wittnau und Betrachtungen zur Tektonik des Ostjura zwischen dem Unteren Hauenstein im W und der Aare im E. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] *91*.

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*.

– (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): Oolithic iron formations; marine or not marine? – Eclogae geol. Helv. *74*/1, 223–254.

– (2000): Integrated stratigraphy of the Oxfordian and Kimmeridgian (Late Jurassic) in northern Switzerland and adjacent southern Germany. – Denkschr. schweiz. Akad. Natwiss. *104*.

GYGI, R. A. & PERSOZ, R. (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.

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.

HALDIMANN, P., NAEF, H. & SCHMASSMANN, H. (1984): Fluviatile Erosions- und Akkumulationsformen als Indizien jungpleistozäner und holozäner Bewegungen in der Nordschweiz und angrenzenden Gebieten. – Nagra tech. Ber. NIB 84-16.

HARTMANN, A. (1917): Chemische und geologische Verhältnisse der Quellen von Lostorf und anderer Mineralquellen des östlichen Juras. – Mitt. aargau. natf. Ges. *14*, 52–78.

– (1919): Untersuchungen über das Vorkommen von Petroleum in den Kantonen Aargau und Solothurn. – Mitt. aargau. natf. Ges. *15*, 76–109.

– (1925): Die Mineral- und Heilquellen des Kantons Aargau. – Mitt. aargau. natf. Ges. *17*, 255–320.

– (1950): Die Quellen von Killholz, Zeihen. Ein Beitrag zur Quellengeologie des östlichen Kettenjuras. – Mitt. aargau. natf. Ges. *23*, 21–34.

HAUBER, L. (1980): Geology of the salt field Rheinfelden-Riburg, Switzerland. – 5th int. Symp. Salt (north. Ohio geol. Soc.), Proc. *1*, 83–90.

– (1993): Der Mittlere Muschelkalk am Hochrhein. – N. Jb. Geol. Paläont. [Abh.] 189, 147–170.

HAUBER, L., JORDAN, P., MADSEN, F., NÜESCH, R. & VÖGTLI, B. (2005): Tonminerale und Sulfate als Ursache für druckhaftes Verhalten von Gesteinen. Ursachen und Wirkungen des Quellvorganges. – Forschber. Bundesamt f. Strassen ASTRA *1162*.

HEER, O. (1847–1853): Die Insektenfauna der Tertiärgebilde von Oensingen und von Radoboy in Croatien. – Wilhelm Engelmann, Leipzig.

HEIM, A. & HARTMANN, A. (1919): Untersuchungen über die petrolführende Molasse der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *6*.

HEINERICH-WIRRI-ZUNFT (o. J.): Zur Geschichte des Stadtbachs. – http://www.wirrizunft.ch/pages/Bachgeschichte.htm (29.1.2012).

HELING, D. (1979): Zur Faziesanalyse des Schilfsandsteins. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.] *61*, 153–156.

HEROLD, T., JORDAN, P. & ZWAHLEN, F. (2000): The influence of tectonic structures on karst flow patterns in karstified limestones and aquitards in the Jura Mountains, Switzerland. – Eclogae geol. Helv. *93*/3, 349–362.

HERZOG, F. & WEBER. U. M. (2008): Lebensraum. In: Heimatkunde Oltingen (S. 92–108). – Verl. Kt. Basel-Landschaft.

HOFMANN, B. (1979): Blei-, Zink-, Kupfer- und Arsenvererzungen im Wellengebirge (Unterer Muschelkalk, Trias) am südlichen und östlichen Schwarzwald. – Mitt. natf. Ges. Schaffhausen *31*, 157–196.

HOFMANN, F. (1961): Vulkanische Aschen in den Helicitenmergeln des baslerischen, aargauischen und badischen Tafeljuras. – Eclogae geol. Helv. *54*/1, 133–136.

HOLINGER AG (1990): Aarau, SBB Hauptabteilung II, Ingenieurbau, 2. Doppelspur Aarau – Däniken, Eppenbergtunnel. – Ber. d. geophys., geol. u. hydrogeol. Unters. 1989/1990, Ber. A 1436 (unpubl.).
– (1991): Aarau, SBB Hauptabteilung II, Ingenieurbau, 2. Doppelspur Aarau – Däniken, Eppenbergtunnel. – Ber. d. geophys., geol. u. hydrogeol. Unters. 1990/1991, Ber. A 1436 (unpubl.).
– (1992): Aarau, SBB Hauptabteilung II, Ingenieurbau, 2. Doppelspur Aarau – Däniken, Ausbau Vierspur Schönenwerd. – Ber. d. geol.-hydrogeol. u. geotech. Verhältnisse entlang dem bestehenden Bahntrasse zw. Gretzenbach u. Wöschnau, Ber. A 1591 ME/MR (unpubl.).
– (1994): Eppenbergtunnel, Geotechnisch-hydrogeologischer Bericht der Bohrungen BT 5 und BT 6/BT 6* mit Anhängen. – SBB-Untersber. (unpubl.).

HÜRZELER, J. (1939): Säugetierfaunulae aus dem oberen Vindobonien der Nordwestschweiz. – Eclogae geol. Helv. *32*/2, 193–203.
– (1946): *Gesneropithex peyeri* nov. gen. nov. spec., ein neuer Primate aus dem Ludien von Gösgen (Solothurn). – Eclogae geol. Helv. *39*/2, 354–361.

IBAARAU TRINKWASSER AG (2011): Erfrischend natürlich! – http://www.ibaarau.ch/de/1_Wasser/1_Downloads/schuldoku_juni_2011.pdf (29.1.2012).

IG MEYERSCHE STOLLEN (o. J): Meyersche Stollen. – http://www.meyerschestollen.ch/stollen/index.php (29.1.2012).

ILLI, M. (2010): Wasserversorgung. 19. und 20. Jahrhundert. – Historisches Lexikon der Schweiz, http://www.hls-dhs-dss.ch/textes/d/D7860.php

IVS [Inventar historischer Verkehrswege der Schweiz] (1995 a): AG 4.1 (Strecke AG 4 Brugg – Aarau, Linienführung 1 Römerstrasse). – IVS-Dok., Kt. Aargau.
– (1995 b): AG 19.0.2 (Strecke AG19 [Aarau –] Küttigen – Frick, Bänkerjoch, Abschnitt 2 Läberte – Bänkerjoch). – IVS-Dok., Kt. Aargau.

IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., PREUSSER, F., HEINE, K., MAISCH, M., KUBIK, P. W. & SCHLÜCHTER, C. (2008): Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. – J. Quaternary Sci. *23*/6–7, 559–573.

JÄCKLI AG [Dr. Heinrich Jäckli AG] (1976): Grundwasseruntersuchungen im Suhretal zwischen Staffelbach und Muhen/AG. – Geol. Ber. z. H. Baudept. Kt. Aargau, Abt. Gewässerschutz (unpubl.).
– (1977): B 12 Oelunfall in Schafisheim. – Geol. Ber. z. H. Baudept. Kt. Aargau (unpubl.).
– (1978 a): Grundwasserbeschaffung Firmen Hochuli und Gebr. Matter Kölliken/AG. – Geol. Ber. z. H. Hochuli AG u. Gebr. Matter AG, Kölliken (unpubl.).
– (1978 b): Grundwasseruntersuchungen im Aaretal zwischen Aarau und Wildegg und im unteren Bünztal. – Geol. Ber. z. H. Baudept. Kt. Aargau, Abt. Gewässerschutz (unpubl.).
– (1980): Hydrogeologische Untersuchungen Grundwasserfassung Dutschmis, Schafisheim/AG. – Geol. Ber. z. H. Gemeinde Schafisheim (unpubl.).

— (1982): Geologische Dokumentation der Bohrungen Nagra Vibroseis Programm 82. – Geol. Ber. z. H. Nagra (unpubl.).
— (1986): Hydrogeologische Untersuchungen Kiesgrubenprojekt Hardmatte der Firma Hochuli AG, Gemeinde Kölliken/AG. – Geol. Ber. z. H. Hochuli AG, Kölliken (unpubl.).
— (1990): Hydrogeologische Untersuchungen für das Deponieprojekt Oberholz Gemeinde Suhr (AG). – Geol. Ber. z. H. Baudept. Kt. Aargau, Abt. Umweltschutz (unpubl.).
— (2002): EWS Aabachstrasse, Seon/AG. – Geol. Bohrprofil z. H. Donelli AG, Staufen (unpubl.).
— (2007): EWS Birenacker Hunzenschwil/AG. – Geol. Bohrprofil z. H. Donelli AG, Staufen (unpubl.).

Jordan, P. (1982): Der Lias zwischen Unterem Hauenstein und Schinznach. – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).
— (1983): Zur Stratigraphie des Lias zwischen Unterem Hauenstein und Schinznach (Solothurner und Aargauer Faltenjura). – Eclogae geol. Helv. *76*/2, 355–379.
— (1992): Evidence for large-scale decoupling in the Triassic evaporites of Northern Switzerland: an overview. – Eclogae geol. Helv. *85*/3, 677–693.
— (1994): Evaporite als Abscherhorizonte. Eine gefügekundlich-strukturgeologische Untersuchung am Beispiel der Nordschweizer Trias. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *164*.

Jordan, P. & Götz, A. E. (2011): Der Muschelkalk in der Schweiz. In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland. Der Muschelkalk. – Schriftenr. dtsch. Ges. Geowiss., 2012.

Jordan, P. & Nüesch, R. (1989): Deformation structures in the Muschelkalk anhydrites of the Schafisheim well (Jura overthrust, Northern Switzerland). – Eclogae geol. Helv. *82*/2, 429–454.

Jordan, P., Wetzel, A. & Reisdorf, A. G. (2008): Jurassic. Swiss Jura Mountains. In: McCann, T. (Ed.): The geology of Central Europe, vol. 2: Mesozoic and Cenozoic (p. 880–889). – Geol. Soc., London.

Jost, J., Kälin, D., Schulz-Mirbach, T. & Reichenbacher, B. (2006): Late Early Miocene lake deposits near Mauensee, central Switzerland: fish fauna (otoliths, teeth), accompanying biota and palaeoecology. – Eclogae geol. Helv. *99*/3, 309–326.

Kälin, D. (1988): Neue Erkenntnisse zur Überschiebung des Falten- auf den Tafeljura um Zeglingen. – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).
— (1993): Stratigraphie und Säugetierfaunen der Oberen Süsswassermolasse der Nordwestschweiz. – Diss. eidg. tech. Hochsch. [ETH] Zürich *10152*.
— (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. – Mémoires et Travaux de l'E.P.H.E., Institut de Montpellier *21*, 515–535.

Kälin, D. & Kempf, O. (2009): High-resolution stratigraphy from the continental record of the Middle Miocene Northern Alpine Foreland Basin of Switzerland. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. *254*/1–2, 177–235.

Kant. Tiefbauamt AG (1961): N 1/02, Sondierschacht 40 (unpubl. Ber.).

Kaufmann, F. J. (1872): Rigi- und Molassegebiet der Mittelschweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz *11*.

Keller, B. (1989): Fazies und Stratigraphie der Oberen Meeresmolasse (Unteres Miozän) zwischen Napf und Bodensee. – Diss. Univ. Bern.

Keller, O. & Krayss, E. (2005): Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial, Teil 1: Einleitung, Aufbau und Abschmelzen des Rhein-Linth-Gletschers im Oberen Würm. – Vjschr. natf. Ges. Zürich *150*/1–2, 19–32.

KELTERBORN, P. (1948): Die Erdölfrage im Molassegebiet von Aarau und Umgebung. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *26*/2.

LAUBSCHER, H. P. (1962): Die Zweiphasenhypothese der Jurafaltung. – Eclogae geol. Helv. *55*/1, 1–22.

— (1965): Ein kinematisches Modell der Jurafaltung. – Eclogae geol. Helv. *58*/1, 231–318.

— (1986): The eastern Jura: relations between thin-skinned and basement tectonics, local and regional. – Geol. Rdsch. *75*/3, 535–553.

— (1987): Die tektonische Entwicklung der der Nordschweiz. – Eclogae geol. Helv. *80*/2, 287–303.

— (1992): Jura kinematics and the Molasse basin. – Eclogae geol. Helv. *85*/3, 653–675.

— (2008): The Grenchenberg conundrum in the Swiss Jura: a case for the centenary of the thin-skin décollement nappe model (Buxtorf 1907). – Swiss J. Geosci. *101*/1, 41–60.

LÄUPPI, U. F. (1983): Geomorphologie im mittelländischen Reussgletschergebiet. – Diss. Univ. Zürich.

LEU, W. (2008): Permokarbon-Kartenskizze (Rohstoffe). Kompilation eines GIS-Datensatzes auf der Basis von bestehenden Unterlagen (Bereich Schweizer Mittelland). – Nagra Arbeitsber. NAB 08-49.

LUSSER, N. (2004): Glazialmorphologische Untersuchungen im Bünztal. – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).

MADER, D. (1982): Genese des mitteleuropäischen Buntsandsteins. – Naturwissenschaften *69*/7, 311–325.

MADRITSCH, H., KOUNOV, A., SCHMID, S. M. & FABBRI, O. (2009): Multiple fault reactivations within the intra-continental Rhine–Bresse Transfer Zone (La Serre Horst, eastern France). – Tectonophysics *471*/3–4, 297–318.

MATTER, A. (1964): Sedimentologische Untersuchungen im östlichen Napfgebiet (Entlebuch, Tal der Grossen Fontannen). – Eclogae geol. Helv. *57*/2, 316–429.

MATTER, A., PETERS, T., BLÄSI, H.-R., MEIER, J., ISCHI, H. & MEYER, C. (1988a): Sondierbohrung Weiach, Geologie. – Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol. *6* (auch: Nagra tech. Ber. 86-01).

MATTER, A., PETERS, T., BLÄSI, H.-R., SCHENKER, F. & WEISS, H.-P. (1988b): Sondierbohrung Schafisheim, Geologie. – Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol. *8* (auch: Nagra tech. Ber. 86-03).

MATTER, A., PETERS, T., ISENSCHMID, C., BLÄSI, H.-R. & ZIEGLER, H.-J. (1988c): Sondierbohrung Riniken, Geologie. – Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol. *5* (auch: Nagra tech. Ber. 86-02).

MERKI, P. (1958): Geologische Untersuchungen im Aargauer Jura: Blatt Aarau, östlicher Teil. – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).

— (1961): Der Obere Muschelkalk im östlichen Schweizer Jura. – Eclogae geol. Helv. *54*/1, 137–219.

MEYER, B., LACASSIN, R., BRULHET, J. & MOUROUX, B. (1994): The Basel 1356 earthquake: which fault produced it? – Terra nova *6*/1, 54–63.

MILLER, K. (1877): Das Molassemeer in der Bodenseegegend. – Schr. Ver. Gesch. Bodensee u. Umgebung *7*, 1–80.

MINERALQUELLE EPTINGEN AG (o. J.): Mineralisation Cristallo elegance. – http://www.eptinger.ch/index.php?TPL=10066 (20.3.2012).

MOESCH, C. (1857): Das Flözgebirge im Kanton Aargau. 1. Teil. – N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw. *15* (1856).

MOLLET, H. (1939): Sanierung der Wasserversorgung Lostorf. – Gutachten Baudept. Kt. Solothurn (unpubl.).

Mühlberg, F. (1896): Der Boden von Aarau. – Sauerländer, Aarau.
– (1902): Bericht über die Exkursionen der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in das Grenzgebiet zwischen dem Ketten- und dem Tafel-Jura, in das aargauische Quartär und an die Lägern. – Eclogae geol. Helv. *7*, 153–196.
– (1908): Geologische Karte der Umgebung von Aarau, 1:25 000. – Geol. Spezkarte, Erläut. *45*.

Muhs, D. R. (2004): 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. – Geol. Spezkarte, Erläut. *121*, Nagra tech. Ber. NTB 84-25.

Nagra (2008): Vorschlag geologischer Standortgebiete für das SMA- und das HAA-Lager. Geologische Grundlagen. – Nagra tech. Ber. NTB 08-04.

Ortlam, D. (1974): Inhalt und Bedeutung fossiler Bodenkomplexe in Perm und Trias von Mitteleuropa. – Geol. Rdsch. *63*/3, 850–884.

Penck, A. & Brückner, E. (1901–1909): Die Alpen im Eiszeitalter (3 Bde.). – Tauchnitz, Leipzig.

Pfirter-Nyfeler AG [Pfirter, Nyfeler + Partner AG] (1999): Erdwärmebohrung H. u. M. Mangold-Schaub/Oltingen. – Geol.-hydrogeol. Ber. (Aufschlussnr. BL 65 Z 1), z. H. Amt f. Umwelt u. Energie, Basel-Landschaft.

Preusser, F. (1999): Luminescence dating of fluvial sediments and overbank deposits from Gossau, Switzerland: fine grain dating. – Quaternary Geochronol. *18*, 217–222.

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.

Preusser, F., Graf, H. R., Keller, O., Krayss, E. & Schlüchter, C. (2011): Quaternary glaciation history of northern Switzerland. – J. Quaternary Sci. *60*/2–3, 282–305.

Preusser, F. & Schlüchter, C. (2004a): Quartärstratigraphie des Schweizer Mittellandes, Aare- und Emmental. Exkursionsführer. – Tag. AGAQ [Arbeitsgruppe Alpenvorland-Quartär], 30.4.–2.5.2004, Wasen i.E.
– (2004b): Dates from an important early Late Pleistocene ice advance in the Aare valley, Switzerland. – Eclogae geol. Helv. *97*/2, 245–253.

Quervain, F. de (1961): Gestein aus dem Jura an historischen Bau- und Bildwerken des Aargaus. – Mitt. aargau. natf. Ges. *26*, 58–85.
– (1983): Gesteinsarten an historischen Bau- und Bildwerken der Schweiz. Aufzeichnungen 1954–1982. Bd. 4, Aargau. – Inst. f. Denkmalpflege eidg. tech. Hochsch. [ETH] Zürich.
– (1984): Gesteinsarten an historischen Bau- und Bildwerken der Schweiz. Aufzeichnungen 1954–1983. Bd. 7, Luzern–Solothurn. – Inst. f. Denkmalpflege eidg. tech. Hochsch. [ETH] Zürich.

Rahn, M. K. & Stumm, F. G. (2011): Alter und Herkunft vulkanischer Apatite in der Molasse des Baselbieter und Aargauer Tafeljuras (NW-Schweiz). – Mitt. natf. Ges. beid. Basel *13*, 129–142.

Rais, P., Louis-Schmid, B., Bernasconi, M. & Weissert, H. (2007): Palaeoceanographic and palaeoclimatic reorganization around the Middle–Late Jurassic transition. – Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. *251*, 527–546.

Reber, R., Akçar, N., Ivy-Ochs, S., Tikhomirov, D., Burkhalter, R., Zahno, C., Lüthold, A., Kubik, P. W., Vockenhuber, C. & Schlüchter, C. (einger.): Deglaciation of the Reuss glacier in the Alps at the end of the Last Glacial Maximum. – Quaternary Geochronol.

Reichenbacher, B., Kälin, D. & Jost, J. (2005): A fourth St. Gallen Formation cycle (?) in the Karpatian Upper Marine Molasse of central Switzerland. – Facies *51*, 160–172.

REIN, S. (2007): Die Evolution der Biospezies «Ceratites nodosus» – vom typologischen Art-Konzept zum Biospezies-Konzept. – Beitr. Geol. Thüringen [N.F.] *14*, 85–112.

REISDORF, A.[G.] (2001): Neue Lias-Profile entlang der Transitgastrasse der TRG 3: Wirbligen (BL) und Titterten (BL). In: SCHMAEDECKE, M. & JORDAN, P. G. (Ed.): Ein Schnitt durch den Jura. Geologische und archäologische Aufschlüsse beim Bau der Transitgasleitung TRG 3 (S. 43–48). – Ber. aus Archäologie u. Kantonsmus. Basell.

REISDORF, A. G., WETZEL, A., SCHLATTER, R. & JORDAN, P. (2011): The Staffelegg Formation: a new stratigraphic scheme for the Early Jurassic of northern Switzerland. – Swiss J. Geosci. *104*/1, 97–146.

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. – Eclogae geol. Helv. *98*/3, 385–405.

RENGGER, A. (1829): Ueber den Umfang der Juraformation, ihre Verbreitung in den Alpen und ihr Verhältniss zum Tertiargebirge. Als Einleitung einer Beschreibung des Aargauischen Juragebirges, sammt einem Querdurchschnitte des letzteren. – Denkschr. schweiz. Ges. Natw. *1829*, 173–238.

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.

ROTSTEIN, Y. & SCHAMING, M. (2004): Seismic reflection evidence for thick-skinned tectonics in the northern Jura. – Terra nova *16*/5, 250–256.

RÜETSCHI, W. (1953): Nutzbare Gesteine und Mineralien. – Mitt. aargau. natf. Ges. *24*, 317–335.

— (1966): Das Erdöl im Gönhard bei Aarau. – Mitt. aargau. natf. Ges. *27*, 153–170.

RÜTIMEYER, L. (1862): Eocaene Säugethiere aus dem Gebiet des Schweizerischen Jura. – N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw. *19*, 1–98.

SCHAER, A., FETZ, H. & PAULI-GABI, T. (2006): Ein Dach über dem Kopf. – Archäol. Schweiz *29*/2, 4–15.

SCHINDLER, C. (1962): Gipsbruch Riepel. – Gutachten Jura-Cement-Fabriken (unpubl.).

SCHLÜCHTER, C. (Kompil.) (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM), 1: 500 000. – GeoKarten500, Bundesamt für Landestopografie swisstopo.

— (2010): Das Eiszeitalter in der Schweiz. Eine schematische Zusammenfassung. – Stiftung Landschaft und Kies, Uttigen.

SCHMASSMANN AG [Geologisches Institut Dr. Schmassmann AG] (1994a): Aarau, SBB Hauptabteilung II, Ingenieurbau, 2. Doppelspur Aarau – Däniken, Eppenbergtunnel. – Geotech.-hydrogeol. Ber. d. Bohrg. BT 5 u. BT 6/BT 6*, 5002 ME (unpubl.).

— (1994b): Aarau, SBB Hauptabteilung II, Ingenieurbau, 2. Doppelspur Aarau – Däniken, Eppenbergtunnel, Quellenüberwachungsprogramm. – Schlussber. 5002 ME, Aarau (unpubl.).

SCHMASSMANN, H. (1945): Stratigraphie des mittleren Doggers der Nordschweiz. – Tätber. natf. Ges. Basell. *14*, 13–180.

— (1977): Die Mineral- und Thermalwässer von Bad Lostorf. – Mitt. natf. Ges. Solothurn *27*, 149–290.

— (1990): Hydrochemical and isotopic investigations on groundwater origin and flow paths in Switzerland. In: PARRIAUX, A. (Ed.): Water resources in mountain regions (p. 230–243). – Mem. 22nd Congr. int. Assoc. Hydrogeol.

SCHMASSMANN, H., BALDERER, W., KANZ, W. & PEKDEGER, A. (1984): Beschaffenheit der Tiefengrundwässer in der zentralen Nordschweiz und angrenzenden Gebieten. – Nagra tech. Ber. NTB 84-21.

SCHNEIDER, H., BRODHAG, S. & JORDAN, P. (2010): Jump-Balancing (Bilanzierung von drei ausgewählten Profile im Ostjura). – Ber. z. H. Nagra (unpubl.).

SCHNEIDER & MATOUSEK AG (1988): Geologische und hydrologische Untersuchungen Seetal Papier AG, Seon. – Geol. Ber. z. H. Seetal Papier AG, Seon (unpubl.).

– (1989): Geologisches Profil der Bohrung Ühler-Dössegger, Seon. – Geol. Bohrprofil z. H. S. & U. Ühler-Dössegger, Seon (unpubl.).

– (1990): Sanierung Seetalbahn Seon. – Geol. Ber. z. H. Tiefbauamt Kt. Aargau (unpubl.).

– (1995): Hydrogeologischer Bericht tiefe Grundwasserfassung Seon. – Geol. Ber. z. H. Gde. Seon (unpubl.).

SCHWARZ, H. U. (1975): Sedimentary structures and facies analysis of shallow marine carbonates (Lower Muschelkalk, SW Germany). – Contr. Sedimentol. *3*, 1–100.

SCHULTHESS, O. (1932): Die Römische Zeit. – Jber. schweiz. Ges. Urgesch. *24*, 51–91.

SCHÜRCH, R. (2003): Atlasblatt Aarau 1089. Historische Fluss- und Bachläufe (und diverse anthropogene Spuren). – Manuskr.-Karte, Arch. Landesgeol. Nr. 450.

SC+P AG [Sieber, Cassina & Partner AG] (1985): Thermalbad Lostorf. Kur- und Ausbildungszentrum, Neubau Hoteltrakt. – Baugrunduntersuchung (unpubl.).

SKS [Schweizerisches Komitee für Stratigraphie] (2004): Lithostratigraphie. Richtlinien zur Anwendung der lithostratigraphischen Nomenklatur. – GEOForumCH actuel *19*, 8–15.

STALDER, P. (1985): Glazialmorphologische Untersuchungen zwischen See- und Suhrental. – Phys. Geogr. *20*.

STEHLIN, H. G. (1922): Neue Säugetierfunde aus dem oberen Ludien von Obergösgen. – Eclogae geol. Helv. *17*, 377–379.

STUMM, F. [G.] (1964): Das Tertiär des Basler Tafeljura. Mit besonderer Berücksichtigung der miozänen Ablagerungen. – Verh. natf. Ges. Basel. *75*/2, 153–218.

SUPPE, J. (1983): Geometry and kinematics of fault-bend folding. – Amer. J. Sci. *283*, 684–721.

SUPPE, J. & MEDWEDEFF, D. A. (1990): Geometry and kinematics of fault-propagation folding. – Eclogae geol. Helv. *83*/3, 409–454.

TANNER INGENIEUR-BUREAU (1967): Versuchsbohrung in der Birchmatt, Seon. – Geol. Bohrprofil z. H. Gde. Seon (unpubl.).

TIEFBOHR- UND BAUGESELLSCHAFT AG (1964): Wasserversorgung Seon, Geologisches Bohrprofil der Sondierbohrung Gehren. – Geol. Bohrprofil z. H. Gde. Seon (unpubl.).

TRÖSTER, J. (1987): Biostratigraphie des Obertoarcium und der Toarcium/Aalenium-Grenze der Bohrungen Weiach, Beznau, Riniken und Schafisheim (Nordschweiz). – Eclogae geol. Helv. *80*/2, 431–447.

TRÜMPY, R. (1980): Geology of Switzerland – a guide-book. Part A: an outline of the geology of Switzerland. – Wepf, Basel.

TSCHANZ, X. & SOMMARUGA, A. (1993): Deformation associated with folding above frontal and oblique ramps around the rhomb shaped Val-de-Ruz basin (Jura Mountains). – Ann. Tect. *7*, 53–70.

USTASZEWSKI, K. & SCHMID, S. M. (2007): Latest Pliocene to recent thick-skinned tectonics at the Upper Rhine Graben – Jura Mountains junction. – Swiss J. Geosci. *100*/2, 293–312.

VAMUS [Verband Aargauer Museen und Sammlungen] (2012): Datenbank Industriekultur. – http://www.vamus.ch/industriekultur/firma_detail.cfm?search=firmen.branche%20like%20%27Abbau%20und%20Verarbeitung%20von%20Steinen%20und%20Erden%25%27&start=11 (22.3.2012).

VILLINGER, E. & FISCHER, G. (2005): Geologische Übersicht der Schichtenfolge in Baden-Württemberg. 11. Ausg. – Regierungspräsidium Freiburg, Landesamt f. Geol., Rohst. u. Bergbau [LGRB] Bad.-Württemb.

VONDERSCHMITT, L. & TSCHOPP, H. J. (1953): Die Jura/Molasse-Grenze in der Bohrung Altishofen (Kt. Luzern). – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. *20*/58, 23–28.

WARD, J. H. (1963): Hierarchical grouping to optimize an objective function. – J. amer. statist. Assoc. *58*, 236–244.

WEGMÜLLER, S. (1992): Vegetationsgeschichtliche und stratigraphische Untersuchungen an Schieferkohlen des nördlichen Alpenvorlandes. – Denkschr. schweiz. Akad. Natw. *102*.

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 mudstone: an example from the Middle Jurassic of Switzerland. – J. sediment. Res. *70*, 170–180.

– (2003): Der Opalinuston in der Nordschweiz: Lithologie und Ablagerungsgeschichte. – Eclogae geol. Helv. *96*/3, 451–469.

WETZEL, A., ALLIA, V., GONZALEZ, R. & JORDAN, P. (1993): Sedimentation und Tektonik im Ostjura. – Eclogae geol. Helv. *86*/1, 313–332.

WETZEL, A. & MEYER, C. A. (2006): The dangers of high-rise living on a muddy seafloor: an example of crinoids from shallow-water mudstones (Aalenian, northern Switzerland). – Palaios *21*, 155–167.

WIDMER, T. (1991): Stratigraphie und Sedimentologie der Evaporite des Muschelkalks im Basler Tafeljura. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *79*.

WIDMER-DEAN, M. (2003): Dorfgeschichte Gränichen. – Heimatver. Gränichen.

WILDI, W. (1976): Die Molluskenfauna des Gansinger Dolomites (Trias, Karnian, Mittlerer Keuper) im aargauischen Tafeljura (Nordschweiz). – Eclogae geol. Helv. *69*/3, 671–684.

WULLSCHLEGER, E. (1966): Bemerkungen zum fossilen Korallenriff Gisliflue-Homberg. – Mitt. aargau. natf. Ges. *27*, 101–152.

– (2005): Das Bohnerz von Küttigen. Entstehung, Fossilien- und Mineralgehalt. – Mitt. aargau. natf. Ges. *36*, 27–60.

WURSTER, P. (1964): Geologie des Schilfsandsteins. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg *33*, 1–140.

– (1968): Paläogeographie der deutschen Trias und die paläogeographische Orientierung der Lettenkohle in Südwestdeutschland. – Eclogae geol. Helv. *61*/1, 157–166.

ZAUGG, A., GEYER, M., RAHN, M., WESSELS, M., SCHLICHTHERLE, H., HASENFRATZ, A. & BURKHALTER, R. (2008): Blatt 1033/1034 Steckborn-Kreuzlingen. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Erläut. *112*.

ZIEGLER, P. A. (1990): Geological atlas of Western and Central Europe (2nd Ed.). – Shell, Den Haag.

GEOLOGISCHE KARTEN

Geologische Karte der Schweiz 1: 500 000

Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

Tektonische Karte der Schweiz 1: 500 000

Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) 1: 500 000

Bundesamt für Landestopografie swisstopo, Landesgeologie, 2009.

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. VOGELSANG, 1876.
Blatt VIII Aarau – Luzern – Zug – Zürich (2. Aufl.), von A. AEPPLI, E. BAUMBERGER, E. BLÖSCH A. BUXTORF, A. ERNI, R. FREI, ALB. HEIM, J. HUG, P. NIGGLI, F. MÜHLBERG, A. WETTSTEIN & A. JEANNET, 1913.

Geologischer Atlas der Schweiz 1: 25 000

Nr. 50 Wohlen (LK 1090), von H. JÄCKLI, 1966.
Nr. 110 Frick-Laufenburg (LK 1069/1049), von P. DIEBOLD, P. BITTERLI-BRUNNER & H. NAEF, 2005.
Nr. 113 Murgenthal (LK 1108), von H. A. JORDI, T. BITTERLI & M. E. GERBER, 2003.
Nr. 120 Baden (LK 1070), von H. R. GRAF, P. BITTERLI-DREHER, H. BURGER, T. BITTERLI, P. DIEBOLD & H. NAEF, 2006.
Nr. 150 Schöftland (LK 1109), von H. R. GRAF, J. JOST, M. EBERHARD, H. KRUYSSE, D. REBER & H. WILLENBERG, 2012.

Geologische Spezialkarten

Nr. 1 Karte vom Canton Basel, 1: 50 000, von A. MÜLLER, 1862.
Nr. 2 Geologische Karte der Umgebung von Brugg (Aargau), 1: 25 000, von C. MOESCH, 1867.
Nr. 12 Der Niederterrassenschotter ausserhalb der inneren Moränen, 1: 250 000, von L. DU PASQUIER, 1891.
Nr. 26 [Geologische Karte von] Gelterkinden, 1: 25 000, von A. BUXTORF, 1901.
Nr. 31 Geologische Karte des unteren Aare-, Reuss- und Limmat-Tales, 1: 25 000, von F. MÜHLBERG, 1904.
Nr. 45 Geologische Karte der Umgebung von Aarau, 1: 25 000, von F. MÜHLBERG, 1908.
Nr. 54 Geologische Karte der Umgebung des Hallwilersee und des obern Winen- und Surtales, 1: 25 000, von F. MÜHLBERG, 1910.
Nr. 65 Geologische Karte von Zofingen, 1: 25 000, von P. NIGGLI, 1912.
Nr. 67 Geologische Karte des Gebietes Roggen – Born – Boowald, 1: 25 000, von F. MÜHLBERG & P. NIGGLI, 1912.
Nr. 73 Geologische Karte des Hauensteingebietes, 1: 25 000, von F. MÜHLBERG, 1915.
Nr. 121 Geologische Karte der zentralen Nordschweiz, 1: 100 000, von A. ISLER, F. PASQUIER & M. HUBER, 1984.

Geologische Karten mit offizieller topografischer Grundlage

A_1 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. – Eclogae geol. Helv. *13*/4, Taf. 13.

A_2 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. I.

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.

M MÜHLBERG, F. (1896): Geologische Karte der Umgebung von Aarau, 1:25 000. In: Der Boden von Aarau. – Sauerländer, 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. – Natk. Ver. Lehrver. Zürich und geol. Ges. Zürich.

Geologische Karten ohne offizielle topografische Grundlage

GSELL, F. (1968): Geologische Karte Oltingen – Oberhof – Wittnau, 1:20 000. Taf. XI in: Geologie des Falten- und Tafeljura zwischen Aare und Wittnau und Betrachtungen zur Tektonik des Ostjura zwischen dem Unteren Hauenstein im W und der Aare im E. – Diss. Univ. Zürich.

– (1968): Geologisch-tektonische Karte zwischen dem Unteren Hauenstein und der Aare, 1:50 000. Taf. X in: Geologie des Falten- und Tafeljura zwischen Aare und Wittnau und Betrachtungen zur Tektonik des Ostjura zwischen dem Unteren Hauenstein im W und der Aare im E. – Diss. Univ. Zürich.

Unpublizierte geologische Karten [1)]

BAUMANN, W. (2000): Geologische Kartierung des Gebiets von Blatt Aarau südlich der Aare, 1:25 000. – Manuskr.-Karte [unvollst.], Arch. Landesgeol.

GAUTSCHI, A. (1988): Geologische Kartierung des Gebiets zwischen Auenstein und Schloss Wildenstein, 1:10 000. – Diplomkartierung, Arch. Landesgeol.

JORDAN, P. (1981): Geologische Karte von Rohr und Umgebung, 1:10 000. – Diplomkartierung, Arch. Landesgeol.

MERKI, P. (1958): Geologische Kartierung der Umgebung von Obererlinsbach, 1:10 000. – Diplomkartierung, Arch. Landesgeol.

MÜRI, J. (1959): Geologische Kartierung auf Blatt Rupperswil (Gebiete nördlich der Aare), 1:10 000. – Diplomkartierung, Bibl. geol. Inst. eidg. tech. Hochsch. [ETH] Zürich.

SCHÜRCH, R. (2003): Atlasblatt Aarau 1089. Historische Fluss- und Bachläufe (und diverse anthropogene Spuren). – Manuskr.-Karte, Arch. Landesgeol.

Topografische Grundlage

1068–1070
1088–1090
1108–1110
} Blätter der Landeskarte der Schweiz 1:25 000

[1)] Die Liste erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit; sie führt die Kartierungen auf, die während der Feldarbeiten oder bei der Erstellung des Kartenoriginals konsultiert wurden.

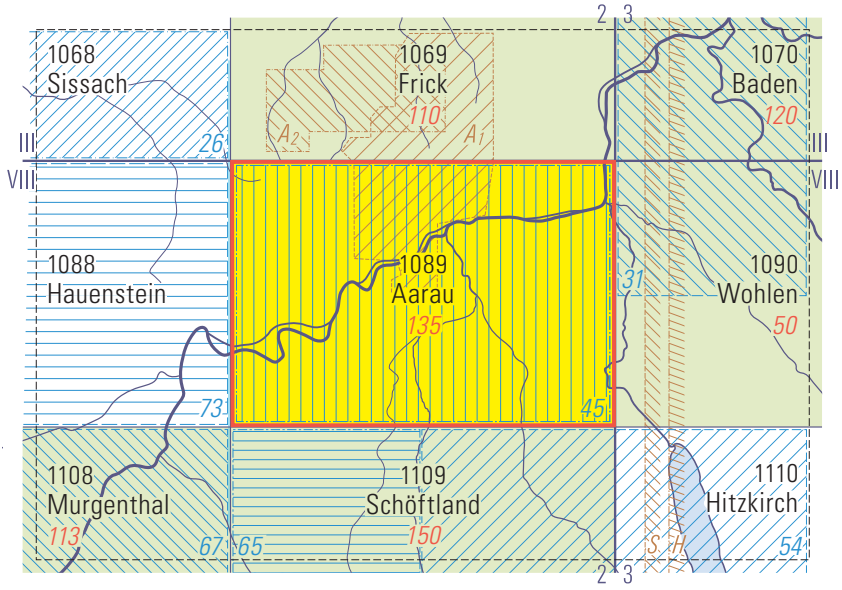


Fig. 24: Publizierte geologische Karten (ab 1900) mit offizieller topografischer Grundlage.

ANHANG

Anhang A: *Kleinsäugerfundstellen im Siderolithikum im Gebiet von Atlasblatt Aarau.*

Fundort	Koordinaten	MP-Einheit	Chronostratigraphische Einstufung	Literatur
Obergösgen	639.100/246.775	MP19	Priabonien	RÜTIMEYER (1862), STEHLIN (1922)
Niedergösgen (Gösgen-Kanal)	ca. 640/246	MP18	Priabonien	STEHLIN (1922)
Niedergösgen (Pumpstation)	639.800/246.450		Priabonien («Ludien»)	HÜRZELER (1946)
Gösgen-Stegbach	639.000/246.475		Priabonien («Ludien»)	HÜRZELER (1946)

Anhang B: *Kleinsäugerfundstellen in der USM im Gebiet von Atlasblatt Aarau.*

Fundort	Koordinaten	Lithostratigraphische Einstufung	Schweiz. Lokalzonierung (ENGESSER & MÖDDEN 1997)	MP/MN-Einheit	Chronostratigr. Einstufung
Küttigen (Erzgraben)	645.975/250.675	«untere bunte Molasse»	Küttigen	MP 30	Chattien
Küttigen (Rombach/Bifang)	645.875/250.650	«untere bunte Molasse»	Küttigen	MP 30	Chattien
Aarau-Tellstrasse 16	646.765/248.650	«untere bunte Molasse»	Brochene Fluh 19/20	MP 29	Chattien
Niedergösgen (Gösgen-Kanal)	ca. 640/246	«untere bunte Molasse»	Fornant 6	MP 28	Chattien
Suhr-Suhrerchopf	647.600 – 647.675/247.275/450	«obere bunte Molasse»			Aquitanien
Oberentfelden – Am Berg	647.060/244.800/430	«obere bunte Molasse»			Aquitanien
Oberentfelden-Eistel 1	647.150/244.250/450	«obere bunte Molasse»	La Mèbre 698	MN 2a/2b	Aquitanien

Bearbeitung Aarau-Tellstrasse 16 durch M. Eberhard.

Anhang C: *Aufschlüsse und Kleinsäugerfundstellen in der OMM und OSM im Gebiet von Atlasblatt Aarau.*

Fundort	Koordinaten	Lithostratigraphische Einstufung	Schweiz. Lokalzonierung (ENGESSER & MÖDDEN 1997)	MN-Einheit	Chronostratigr. Einstufung
Muhen-Rütisgraben 1	648.250/242.750/500	Luzern-Fm., Aufarbeitungslagen	Bierkeller	MN 3a	Burdigalien
Gränichen-Moorberg	649.030/244.350/455	Luzern-Fm., Aufarbeitungslagen	Bierkeller	MN 3a	Burdigalien
Gränichen-Vogelsang	649.100/244.690/470	Luzern-Fm., Aufarbeitungslagen	Bierkeller	MN 3a	Burdigalien
Oberentfelden-Eistel 2	647.360/244.075/480	Luzern-Fm., Aufarbeitungslagen	Bierkeller	MN 3a	Burdigalien
Oberentfelden-Fuchsrain	647.300/244.800/500	Luzern-Fm., Aufarbeitungslagen			
Gränichen-Chilehübel	649.775/245.075/460	Luzern-Fm., Aufarbeitungslagen			
Schafisheim-Binze	652.475/247.100/490	Luzern-Fm., Aufarbeitungslagen			
Muhen-Rütisgraben 3	648.300/242.880/510	Luzern-Fm., Aufarbeitungslagen	Bierkeller	MN 3a	Burdigalien
Oberentfelden-Leidenmatt	647.570/243.980/515	Luzern-Fm., Aufarbeitungslagen	Bierkeller	MN 3a	Burdigalien
Schafisheim-Hinterberg	653.100/246.020/465	Luzern-Fm., Sandsteinabfolge			
Suhr-Berg	647.975/245.225/500	Luzern-Fm., Sandsteinabfolge			
Suhr-Obertel	647.700/244.775/505	Luzern-Fm., Sandsteinabfolge			
Suhr-Berg	647.850/245.075/530	Luzern-Fm., Safenwil-Muschelsst.			
Oberentfelden-Leidenmatt	647.500/244.250 – 244.000/560	Luzern-Fm., Safenwil-Muschelsst.			
Oberentfelden-Schornig	647.550/244.675/545	Luzern-Fm., Safenwil-Muschelsst.			
Muhen-Rütisgraben	648.225/243.050 – 648.275/243.025/560	Luzern-Fm., Safenwil-Muschelsst.			
Gränichen-Wällere	648.325/244.850/520	Luzern-Fm., Safenwil-Muschelsst.			
Gränichen-Pfendel Ischlag	649.900/243.275/530	Luzern-Fm., Safenwil-Muschelsst.			
Gränichen-Hochspüel	651.150/245.650/510	Luzern-Fm., Safenwil-Muschelsst.			
Gränichen-Chämbere	652.450/245.050/480	Luzern-Fm., Safenwil-Muschelsst.			

Fundort	Koordinaten	Lithostratigraphische Einstufung	Schweiz. Lokalzonierung (ENGESSER & MÖDDEN 1997)	MN-Einheit	Chronostratigr. Einstufung
Oberentfelden-Schornig	647.500/244.500/560	St.-Gallen-Fm., Staffelbach-Grobsst.			
Gränichen-Wällere	648.325/244.930/540	St.-Gallen-Fm., Staffelbach-Grobsst.			
Gränichen-Wällere	648.400/244.725/540	St.-Gallen-Fm., Staffelbach-Grobsst.			
Gränichen - Pfendel Ischlag	649.750/243.220/545	St.-Gallen-Fm., Staffelbach-Grobsst.			
Teufenthal-Zeisetel	649.800/242.100/550	St.-Gallen-Fm., Staffelbach-Grobsst.			
Seon-Schürberg	653.050/245.050/525	St.-Gallen-Fm., Sandsteinabfolge			
Gränichen - Pfendel Ischlag	649.575/242.975/580	St.-Gallen-Fm., Sandsteinabfolge			
Teufenthal-Chalberweid	652.000/242.475/540	St.-Gallen-Fm., Sandsteinabfolge			
Teufenthal-Nidetel	652.550/242.580/530	St.-Gallen-Fm., Sandsteinabfolge			
Teufenthal-Nidetel	652.300/242.425/555	St.-Gallen-Fm., Sandsteinabfolge			
Teufenthal-Chlützelmütz	653.100/242.100/550	St.-Gallen-Fm., Sandsteinabfolge			
Schafisheim-Mertleberg	652.550/246.025/560–565	St.-Gallen-Fm., Quarzitnagelfluh		MN 4b	
Suhr-Schornig	647.975/244.875/565	St.-Gallen-Fm., Quarzitnagelfluh		MN 4b	
Gränichen-Haspelchopf	652.550/244.325/540	St.-Gallen-Fm., Quarzitnagelfluh		MN 4b	
Gränichen-Rütenen	652.825/243.700/535	St.-Gallen-Fm., Quarzitnagelfluh		MN 4b	
Teufenthal-Chatzenhübel	651.500/242.675/545	St.-Gallen-Fm., Quarzitnagelfluh		MN 4b	
Seon-Bampf 1	653.525/242.850/580	St.-Gallen-Fm., Limnischer Horizont	Mauensee	MN 4b	Burdigalien
Gränichen-Liebeggerwald	653.075/243.125/570	St.-Gallen-Fm., Limnischer Horizont	Mauensee	MN 4b	Burdigalien
Seon-Bampf 2	653.450/242.675/600	OSM, Mergel		MN 4b oder MN 5	
Dürrenäsch-Höchweid	653.650/242.525/605	OSM, Süsswasserkalk			

Bearbeitung durch J. Jost, Seon-Bampf 1 zudem durch M. Eberhard.

BEILAGEN

Tafel I: Strukturkarte des Gebiets von Atlasblatt Aarau
Tafel II: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Aarau
Tafel III: Isohypsenkarte der pleistozänen Rinnen und Becken im Gebiet von Atlasblatt Aarau
Tafel IV: Quartärgeologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Aarau

Strukturkarte des Gebiets von Atlasblatt Aarau

von

Peter Jordan

① Profilspur: vgl. Tafel II

Bohrungen

370 • Lage der jeweiligen Schichtgrenze [m ü. M.]

Tektonische Linien

Verwerfung, Querstörung

Überschiebung

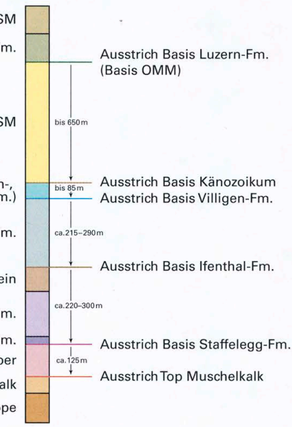
Isolinien ausgewählter Schichtgrenzen
[m ü. M.]

25

50

100

Schichtfolge und ausgewählte Schichtgrenzen



Tektonische Einheiten

Schollen, Synklinalen, Schuppen

BF	Burgflue–Falketenboden
CWS	Chli Wolf – Staffelegg
DEBH	Einolte–Benken–Herzberg (Divertikel)
GW	Gisliflue–Wasserflue
GWS	Gross Wolf – Stäglimatt
MB	Moorberg–Breitenberg
NA	Niederamt
RA	Rütflue–Aarau
SZ	Schuppenzone
TJ	Tafeljura
TV	Thalheim–Veltheim

Antiklinalen, Überschiebungen, Flexuren

Be	Born–Engelberg
Bj	Bänkerjoch
Bs	Born – Engelberg-Süd
Ch	Chlapfen–Heidegg
Gf	Gisliflue
Gu	Gugen
Hb	Homberg
Hd	Hauenstein–Dottenberg
He	Heimetsädel
Ks	Kölliken-Süd
Lb	Leutschenberg–Beguttenalp
Rl	Rütihof–Liebegg
Rr	Rumpel–Rütmatt
Se	Schönenwerd–Eppenberg

Querstörungen

Bü	Büchs
Du	Dulliken
Fg	Fischbach
Lo	Lostorf
Kü	Küttigen
Sm	Schürmatt
St	Stüsslingen
Zf	Zwilflue

Massstab 1:50000

1000 m 0 2 km

© 2011 Bundesamt für Landestopografie swisstopo, CH-3084 Wabern

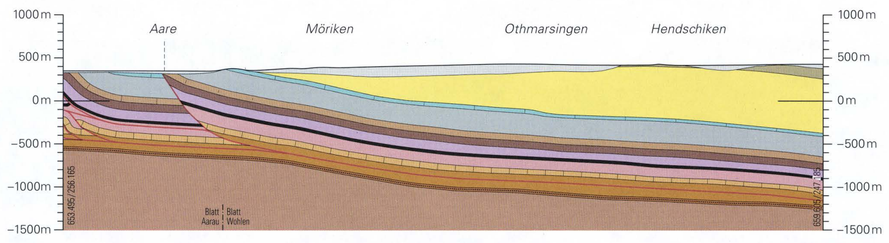
Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Aarau

von

Peter Jordan & Monika Schaub

NW SE

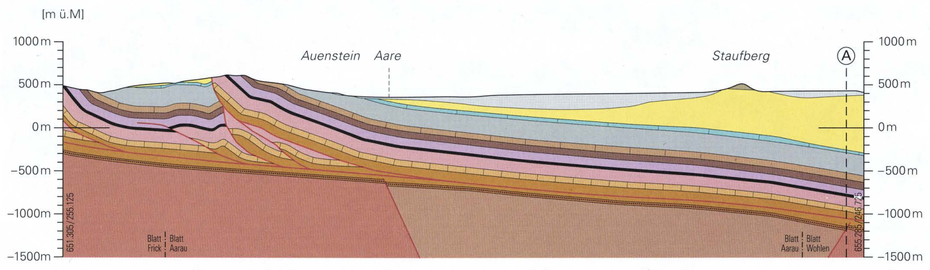
[m ü.M]



10

NNW SSE

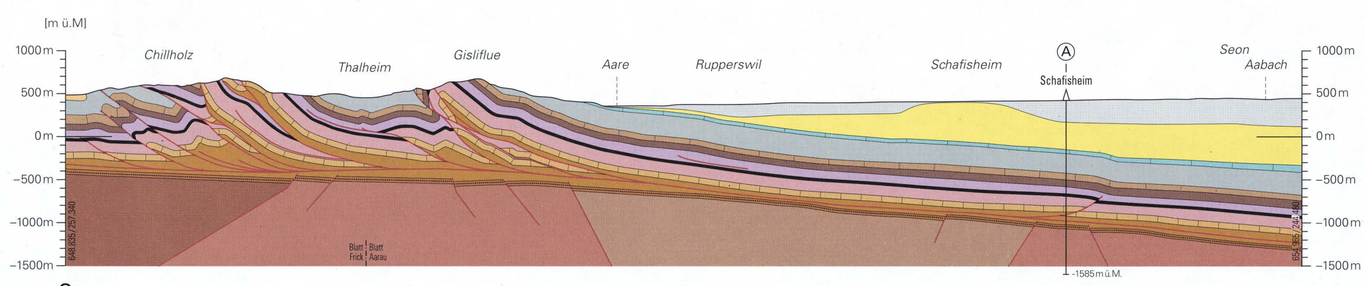
[m ü.M]



9

NNW SSE

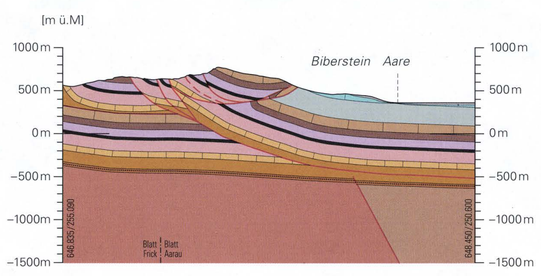
[m ü.M]



8

NNW SSE

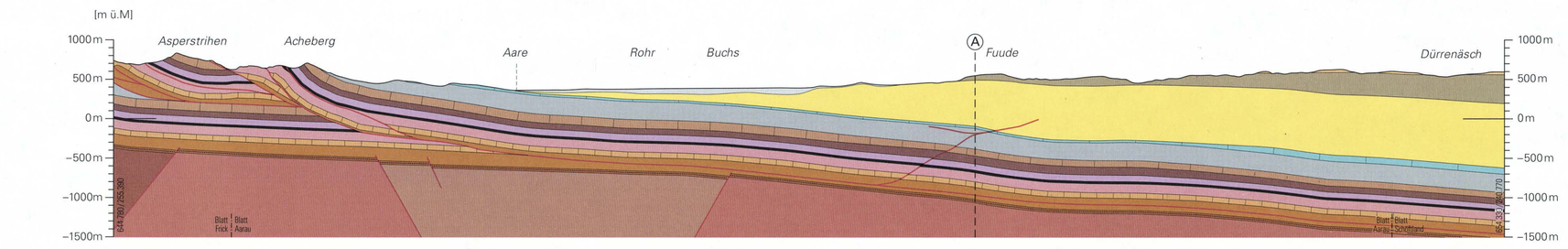
[m ü.M]



7

NW SE

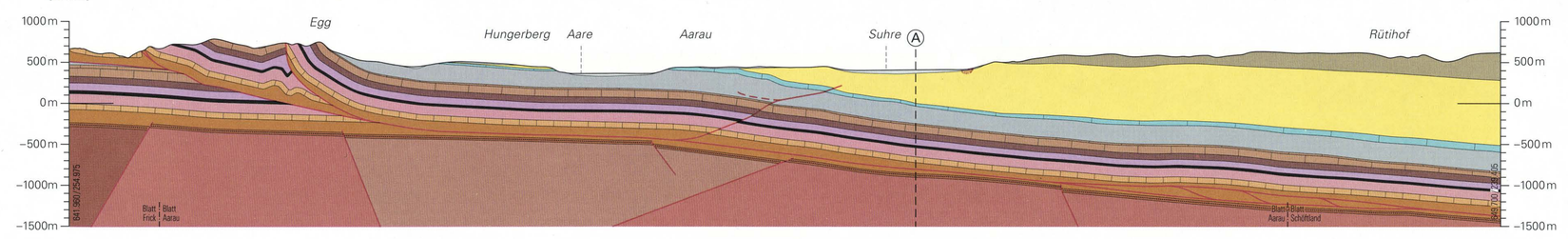
[m ü.M]



6

NNW SSE

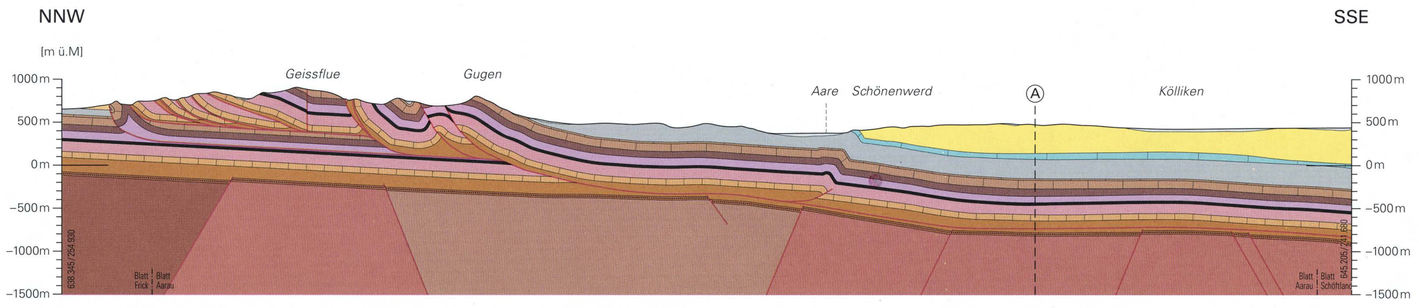
[m ü.M]



5

NNW SSE

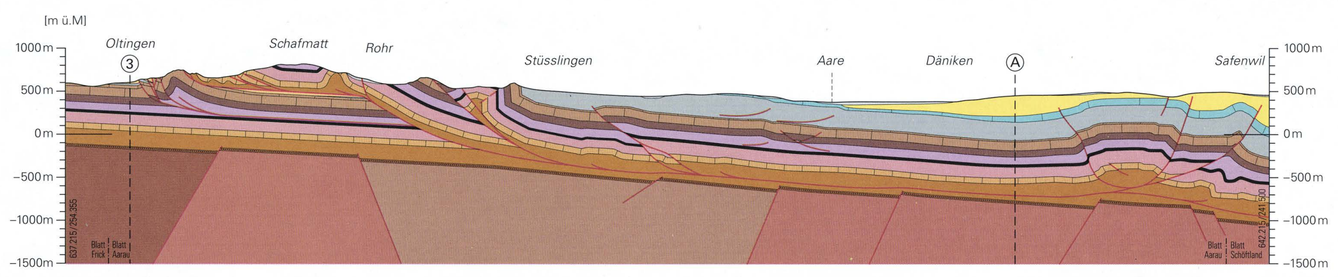
[m ü.M]



4

NNW SSE

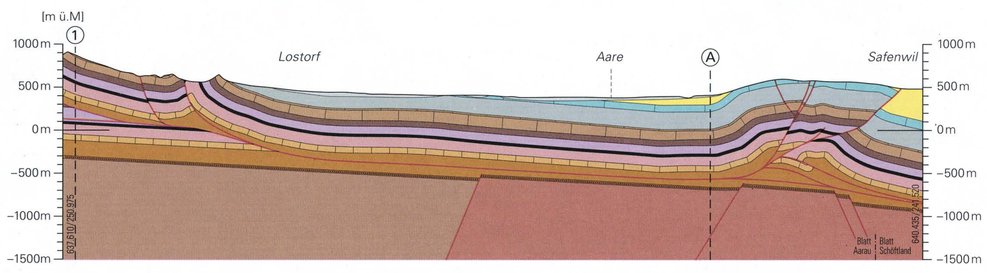
[m ü.M]



3

NNW SSE

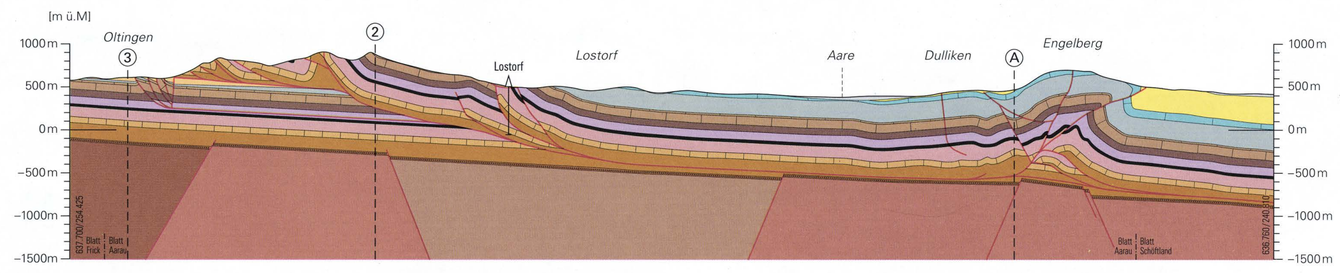
[m ü.M]



2

N S

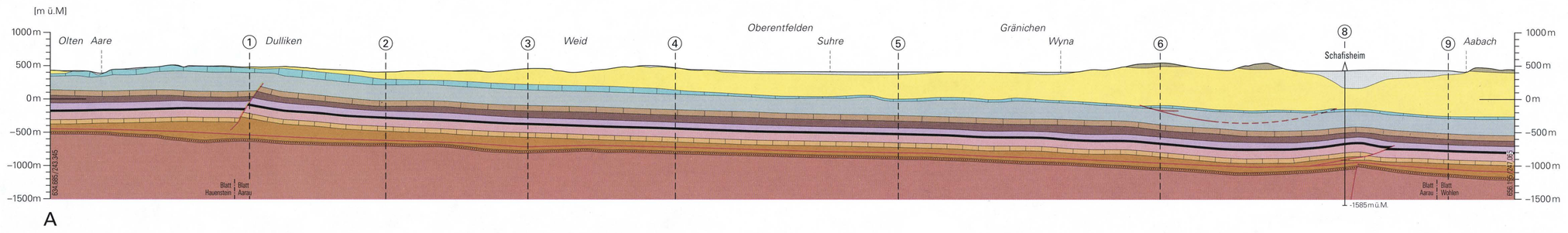
[m ü.M]



1

WSW ENE

[m ü.M]



A

Quartär

- Lockergesteine

Paläogen – Neogen

- Obere Süsswassermolasse
- Obere Meeresmolasse
- Untere Süsswassermolasse

Mesozoikum

- Villigen-Formation, z.T. inkl. Balsthal- und Burghorn-Fm.
- Wildegg-Formation
- Hauptrogenstein und Ifenthal-Fm., im E Klingnau-Fm.
- Passwang-Formation
- Opalinus-Ton
- Staffelegg-Formation
- Keuper
- Oberer Muschelkalk
- Mittlerer Muschelkalk
- Buntsandstein und Unterer Muschelkalk

Paläozoikum

- Permokarbon (Nordschweizer Permokarbon-Trog)
- Permokarbon, vermutet (Mächtigkeit unbekannt)
- Kristallin

- Störung i. Allg.
- Bohrung
- Profilschnittstelle

Lage der Profile

Massstab 1:50000

1000 m 0 2 km

MIX
Papier aus verantwortungsvollen Quellen
FSC® C030149

© 2011 Bundesamt für Landestopografie swisstopo, CH-3084 Wabern

Isohypsenkarte der pleistozänen Rinnen und Becken im Gebiet von Atlasblatt Aarau

von

Hans Rudolf Graf & Heike Willenberg

Isohypsen Basis Quartär (Äquidistanz 10 m)

516 Bohrung mit Kote Oberkante Fels [m ü.M]

Beckensedimente

Tieferer Deckenschotter

① Profilspur: vgl. Tafel IV

Massstab 1:50000

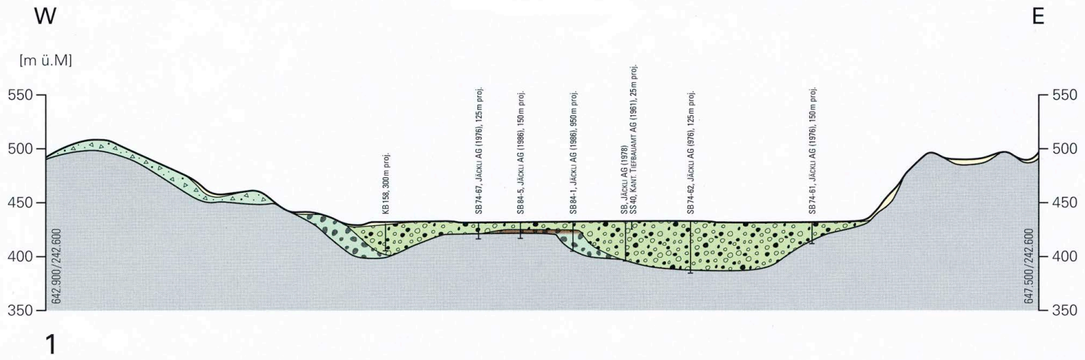
1000 m 0 2 km

© 2011 Bundesamt für Landestopografie swisstopo, CH-3084 Wabern

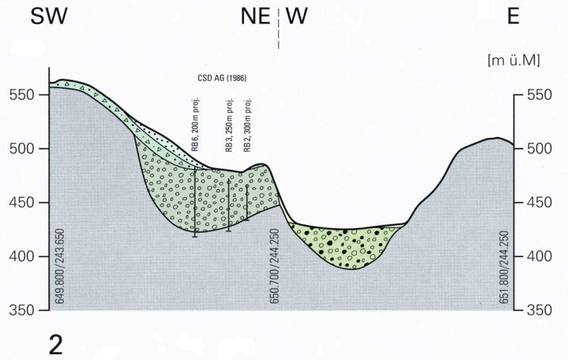
Quartärgeologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Aarau

von

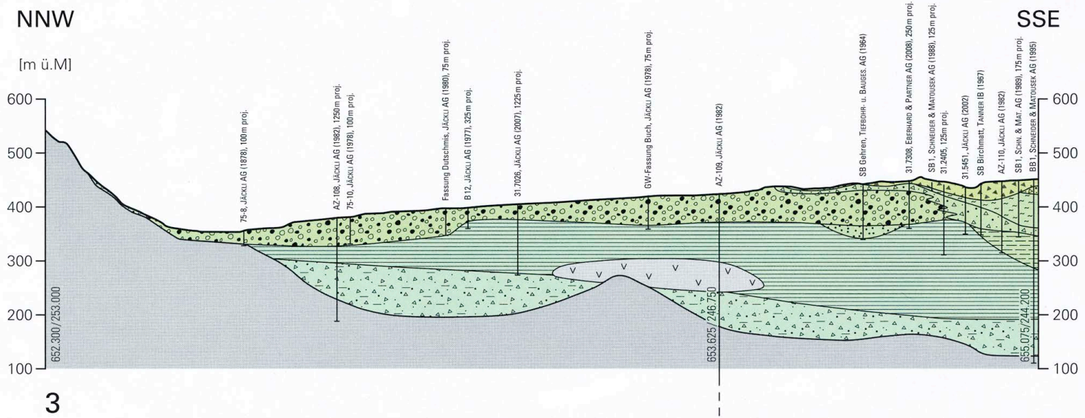
Hans Rudolf Graf



1



2



3

Profile 1 und 2 (5-fach überhöht)

500 m 0 1 km

Massstab 1:25000/1:5000

Profil 3 (5-fach überhöht)

1000 m 0 2 km

Massstab 1:50000/1:10000

Lage der Profile siehe Tafel III

Holozäne Deckschichten i. Allg.

Birrfeld-Eiszeit (Letzte Eiszeit)

Niederterrassenschotter, undifferenziert

Seon-Vorstoss

Fornholz-Till

Fluviatiler Sand (Vorstossbildung)

Emmet-Vorstoss

Obere Seeablagerungen

Niderholz-Till

Fluviatiler Sand (Vorstossbildung)

Untere Seeablagerungen

Paläoboden

Alter Hangschutt

Beringen-Eiszeit (Vorletzte Eiszeit)

Entfelden-Schotter

Seeablagerungen

Rutschmasse (aus USM)

Till und subglazialer Schotter

Till, undifferenziert

Habsburg-Eiszeit

Gränichen-Schotter

Fels

Bohrung

© 2011 Bundesamt für Landestopografie swisstopo, CH-3084 Wabern