

Geologischer Atlas der Schweiz Atlas géologique de la Suisse

1:25 000

Blatt:

1050 Zurzach

Topographie: Landeskarte der Schweiz 1:25 000

(Atlasblatt 102)

Erläuterungen

verfasst von

THOMAS BITTERLI †, HANS RUDOLF GRAF,
FEDERICO MATOUSEK und MICHAEL WANNER
(Geologiebüro mbn AG)

Mit 11 Textfiguren, 1 Tabelle und 1 Tafelbeilage

2000

Herausgegeben vom Bundesamt für Wasser und Geologie
(Landeshydrologie und -geologie)

Publié par l'Office fédéral des eaux et de la géologie
(Service hydrologique et géologique national)

Empfehlung für das Zitieren im Literaturverzeichnis

Karte:

MATOUSEK, F., WANNER, M., BAUMANN, A., GRAF, H.R., NÜESCH, R. & BITTERLI, T. (2000): Blatt 1050 Zurzach. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 102.

Erläuterungen:

BITTERLI, T., GRAF, H.R., MATOUSEK, F. & WANNER, M. (2000): Blatt 1050 Zurzach. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 102.

Vertrieb: Bundesamt für Landestopographie, CH-3084 Wabern

© 2000, Bundesamt für Wasser und Geologie, CH-3003 Bern. – 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.

ISSN 1420-2913

ISBN 3-906723-43-7

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort.....	4
Geologische und geomorphologische Übersicht.....	5
Stratigraphie.....	8
Prätrias.....	8
Karbon und Perm.....	9
Trias.....	13
Buntsandstein.....	14
Muschelkalk.....	16
Keuper.....	19
Jura.....	20
Lias.....	22
Dogger.....	24
Malm.....	31
Tertiär.....	33
Quartär.....	37
Pleistozän.....	37
Pleistozän oder Holozän.....	50
Holozän.....	53
Tektonik.....	54
Die tektonischen Vorgänge.....	55
Mandacher Überschiebung.....	60
Ostende der Mandacher Überschiebung.....	61
Mettauer Überschiebung.....	62
Randflexuren.....	65
Mandacher Flexur und Ruckfeld-Störung.....	66
Endinger, Unterendinger und Rekinger Flexur.....	67
Flexur von Mellikon.....	67
Abschiebung von Tegerfelden–Kohlgruben.....	68
Grabenzone Rietheim–Zurzach.....	68
Acheberg-Störung.....	70
Hagenfirst-Störung.....	70
Prämesozoische Strukturen.....	70
Felsoberfläche.....	72
Hydrogeologie.....	74
Rohstoffe.....	79
Bohrungen.....	81
Literaturverzeichnis.....	83
Publizierte geologische Karten.....	88

VORWORT

Im Gebiet von Blatt Zurzach spielt die Geologie eine bedeutende Rolle: Seit langer Zeit werden hier die Rohstoffvorkommen des Untergrundes – Bausteine, Eisenerz, Gips und Anhydrit, Salz, Tone, Schotter, Thermalwasser usw. – erkundet und genutzt.

In den achtziger Jahren führte die Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle (Nagra) ausgedehnte geologische Studien in der zentralen Nordschweiz durch, mit der Absicht, das kristalline Grundgebirge, das hier durchschnittlich einige hundert Meter unter der Erdoberfläche liegt, zu untersuchen. Im Rahmen dieser Studie beauftragte die Nagra 1985 das Geologenbüro Schneider & Matousek AG mit der geologisch-strukturellen Kartierung des Schweizer Gebietsanteils von Atlasblatt Zurzach. 1988 erteilte die Landeshydrologie und -geologie (LHG) dem Büro einen Auftrag mit dem Ziel ein Kartenoriginal von Blatt Zurzach für den Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 zu erstellen und den dazugehörigen Erläuterungstext zu verfassen. Ende 1992 wurde diese Arbeit abgeschlossen.

Die Tätigkeiten im Rahmen der beiden Aufträge, insbesondere die Datenauswertung der zahlreichen Bohrungen, brachten den Autoren interessante neue Erkenntnisse, welche die Konstruktion einer detaillierten Strukturkarte des Tafeljuras im Gebiet von Blatt Zurzach mit einer teilweise neuen Interpretation der Tektonik ermöglichten. Da die Drucklegung einer geologischen Karte eine gewisse Zeit in Anspruch nimmt und der Umfang der neuen Erkenntnisse den Rahmen des Erläuterungsheftes gesprengt hätte, entschlossen sich die Autoren, ihre Resultate in den Mitteilungen der Aargauischen Naturforschenden Gesellschaft zu veröffentlichen. Das Kapitel Tektonik und die Tafel in den Erläuterungen sind deshalb, mit Anpassungen, dieser Publikation entnommen.

Die Untersuchung der Stratigraphie des mittleren und jüngeren Pleistozäns in der Nordschweiz, eine von H. Graf vom Büro Schneider & Matousek AG im Auftrag der LHG durchgeführte Studie, führte zur Erkenntnis, dass eine genauere Überprüfung der Quartärformationen auch im Gebiet von Blatt Zurzach notwendig sei. Das Büro – mittlerweile in Matousek, Baumann & Niggli AG umbenannt – führte diese Revision im Jahre 1996 durch.

Das Blatt Zurzach wurde als Testblatt für die gleichzeitige Herstellung von gedruckter Karte und GIS-Datenbank gewählt. Die Firmen Orell Füssli Kartographie AG und Sieber Cassina + Partner führten je einen Teil dieser Arbeit durch. Auch wenn der Test die Herausgabe verzögerte, freut sich die LHG, dieses Produkt sowohl als traditionelle, für jedermann zugängliche und verwendbare Karte wie auch in digitaler Form, die eine Verwendung als Analyseinstrument ermöglicht, zur Verfügung stellen zu können.

Die LHG dankt allen, die zur Erstellung von Karte und Datenbank beigetragen haben.

Juni 2000

Bundesamt für Wasser und Geologie
Landeshydrologie und -geologie

GEOLOGISCHE UND GEOMORPHOLOGISCHE ÜBERSICHT

Das landschaftliche Bild vom Blatt Zurzach ist geprägt durch den Zusammenfluss der beiden Flüsse Rhein und Aare, deren Einzugsgebiete einen Grossteil der Schweiz abdecken. Während der vergangenen Kaltzeiten wurden in diesem Gebiet verschiedentlich mächtige Schotterkörper abgelagert und wieder erodiert. Ihre Reste finden sich heute sowohl in den Tälern als auch auf den Hochflächen. Ihre erdgeschichtliche Deutung ist noch sehr umstritten, und gerade in den letzten Jahren sind viele der früheren Erkenntnisse in Frage gestellt worden.

Viel einfacher erscheint demgegenüber die Ablagerungsgeometrie des mesozoischen und tertiären Sedimentstapels: eine regelmässige, leicht südostfallende Platte (Tafeljura), welcher sich von NW nach SE immer jüngere Schichten aufsetzen. Die Mächtigkeit dieser Sedimentbedeckung nimmt dabei von knapp 50 m im Nordwesten (Leibstadt) bis auf nahezu 900 m im Südosten (Siglistorf) zu.

Die Schichtabfolge besteht aus einer Wechselfolge von Schelfbeckenablagerungen (Tone und Mergel), im Schelfbereich aufgebauten Karbonatplattformen, im Küstenbereich bzw. in Lagunen entstandenen Evaporiten und fluviatil abgelagerten Sandsteinen und Arkosen. Die vergleichsweise geringen lateralen Faziesänderungen erleichtern die durch die schlechten Aufschlussverhältnisse erschwerte geologische Aufnahme wesentlich.

Eine wichtige Ausnahme bilden die Sedimente des mittleren Doggers, welche von der Karbonatplattform im Westen (Hauptrogenstein) in die mergelige Klingnau-Formation des Schwäbischen Beckens im Osten übergehen. Auf dem Gebiet des Blattes Zurzach gibt es einige Aufschlüsse und Bohrprofile, welche diesen allgemein noch schlecht bekannten Übergang dokumentieren.

Die Evaporite der mittleren Trias, welche unter dem Plateau von Reuenthal bis 1989 unter Tage abgebaut wurden, dienten während der alpinen Kompressionsphasen als hauptsächlicher Abscherhorizont (Mettauer und Mandacher Überschiebung). Die nur teilweise vorhandene Salzschicht der Anhydritgruppe wurde im Raum Koblenz–Zurzach mittels mehrerer Bohrungen zur Salzgewinnung erschlossen.

Die ältesten, paläozoischen Sedimente treten nirgends an die Oberfläche, sondern sind nur in den Tiefbohrungen anzutreffen. Sie wurden in breiten Trögen abgelagert, die während der variskischen Orogenese tektonisch eingeeignet wurden.

Trotz der grossflächigen Bedeckung mit quartären Lockergesteinen ist die ursprünglich plateauartige Ausbildung der Oberfläche ansatzweise noch erkennbar. Die nördlichste und tiefste dieser Flächen deutet sich beidseits des Aare-durchbruchs zwischen Reuenthal und Koblenz auf 350 m ü. M. an. Sie wird von einer weiteren, nur noch undeutlich erhaltenen Rumpffläche auf rund 400–420 m ü. M. umschlossen, deren Überreste im nach Norden vorspringenden Sporn von Reuenthal (im Westen), am Laubberg (im Osten), aber auch nördlich des

Rheins (Aarberg, Bürgerwald) zu erahnen sind. Die Erosionskanten werden gegen das Aare- und Rheintal zu durch die Härtlinge des Hauptmuschelkalks und Trigonodus-Dolomits, beim Laubberg durch den Lias gebildet. Möglicherweise muss auch die Umrandung des Ruckfelds zu dieser Rumpffläche gezählt werden.

Wesentlich deutlicher hebt sich das Plateau des Achebergs auf 500–520 m ü.M. ab (s. Fig. 1). Der Steilabfall gegen das Rheintal und das Ruckfeld zu ist weitgehend (aber nicht ausschliesslich) durch die Spatkalke gegeben. Analoge Flächen sind nördlich des Rheins (Bernhardholz oberhalb von Kadelburg) zu erkennen. Die letzte Höhenstufe (530–560 m ü.M.) schliesslich setzt südöstlich einer Linie Tegerfelden–Rekingen an (Im Berg, Baldingen, Güggehübeck nördlich von Böbikon) und wird durch die Kalke der Villigen-Formation und des Kimmeridgiens sowie durch Molassegesteine gebildet.



Fig. 1: Blick von den Firshalden (Blatt Baden) aus nach Norden über die Hochterrassenschotter des Ruckfeldes. Der Acheberg im Hintergrund zeigt deutlich die für das Blatt Zurzach charakteristische tafelförmige Struktur.

Vor allem zwei tektonische Strukturen haben immer wieder zu Diskussionen Anlass gegeben: die Mandacher und die Mettaufer Überschiebung. Was haben diese beiden Kompressions-Strukturen inmitten des «Tafeljuras» zu bedeuten, und wo finden sich deren Fortsetzungen östlich der Aare? An eingehenden

Bearbeitungen (z. B. AMSLER 1915, BADER 1925, BLÖSCH 1910, BRÄNDLIN 1911, BUSER 1952, GSELL 1968, HEUSSER 1926, MOESCH 1867, MÜHLBERG 1904, VON BRAUN 1953, WILDI 1975) fehlt es nicht. Erst die umfangreichen Abklärungen der Nagra 1981–1985 zur Endlagerung von radioaktiven Abfällen im Kristallin der Nordschweiz (v. a. Tiefbohrungen und Reflexionsseismik, vgl. auch LAUBSCHER 1986a und b, MÜLLER et al. 1984, NAEF et al. 1985, SPRECHER & MÜLLER 1986) erbrachten eine Bestätigung zumindest der Mandacher Überschiebung als nördlichster Ausläufer des Faltenjuras. Ihr auffälliges Ostende im Aaretal ist hingegen nach wie vor ungeklärt (vgl. BITTERLI & MATOUSEK 1991).

Die Auswertung der seismischen Profile hat auch deutlich aufgezeigt, was schon früher vermutet worden ist: die Mandacher Überschiebung verdeckt eine bedeutende, älter angelegte (vermutlich oligozäne) Flexur (LAUBSCHER 1987). Unklar ist wiederum, wie diese Mandacher Flexur mit den Flexuren östlich des Aaretals (Flexur von Unterendingen, Endinger Flexur, Rekinger Flexur) in Verbindung gebracht werden muss.

Glücklicherweise wurden im Bereiche des Rhein- und unteren Aaretals eine Vielzahl von Bohrungen abgeteuft, sei es im Zusammenhang mit Salzprospektion, Wasser- und Kernkraftwerkprojekten oder mit der Lagerung radioaktiver Abfälle, welche die Unkenntnisse über den Bau des Felsuntergrundes in den quartärbedeckten Bereichen mildern. Die Tafel im Anhang stellt einen Versuch dar, die gegen 1500 Bohrungen zusammen mit den geophysikalischen Ergebnissen und den Feldaufnahmen auszuwerten und in Form einer Strukturkarte darzustellen.

STRATIGRAPHIE

PRÄTRIAS

K Kristallines Grundgebirge

Das kristalline Grundgebirge ist auf dem schweizerischen Anteil des Blattes Zurzach nirgends anstehend, dafür aber in den Tiefbohrungen Böttstein (Nagra, Endtiefe 1501 m, 1186 m Kristallin), Leuggern (Nagra, Endtiefe 1689 m, 1466 m Kristallin), Zurzach III (Bohrung 1980, Endtiefe 701 m, 299 m Kristallin) und Koblenz (NOK, Endtiefe 161 m) erfasst worden. Aufschlüsse bestehen erst im Südschwarzwald (HUBER & HUBER-ALEFFI 1984, 1990).

Der Böttstein-Granit (PETERS et al. 1986) setzt in der Bohrung Böttstein rund 300 m tief unter dem Talboden der Aare ein und wurde rund 1200 m tief erbohrt. Es handelt sich um einen grobkörnigen, porphyrischen Biotit-Granit mit Kalifeldspat-Grosskristallen. Er enthält viele geringmächtige aplitische bis pegmatitische Gänge und ist von zahlreichen kakiritischen Störungszonen durchzogen. K/Ar-Altersbestimmungen an Biotiten ergaben ein Intrusionsalter von ca. 314–334 Ma (MAZUREK & PETERS 1992).

Die Bohrung Zurzach III (WAGNER 1981) ergab unter den mesozoischen Sedimenten eine 60 m mächtige Brekzienfolge aus Gneisen, unter welchen 90 m anatektisch überprägte Biotit-Gneise folgen. Sie gehen schliesslich in einen Biotit-Granit mit Aplitgängen über, der 150 m tief erbohrt wurde.

Auch die Bohrung Leuggern (PETERS et al. 1989) erbrachte eine Unterteilung in eine hochmetamorphe Gneis-Serie mit Amphibolit-Bänderung, Kalksilikatlagen und aplitischen Gängen oben (223–1387 m Tiefe) und einen biotitreichen porphyrischen Granit unten (1387–1689 m).

Die Gneise stellen mächtige klastische Sediment- und Vulkanitablagerungen dar, die während des Präkambriums (ab 900 Millionen Jahre) gebildet wurden. Eine erste Vergneisung wird im frühen Kambrium (ca. 570 Millionen Jahre) angenommen. Während des Kambriums folgten mindestens zwei Phasen teilweiser Aufschmelzung (Anatexis) sowie eine regionale Metamorphose dazwischen. Im Silur und Devon unterlagen die Gneise einer starken Hebung und Abtragung.

Im Zusammenhang mit den dextralen Horizontalbewegungen während der variskischen Orogenese und der damit verbundenen Bildung von «Pull-Apart-Becken» kam es zur Platznahme der granitischen Gänge und Intrusionen. Die in den Bohrungen nachgewiesenen Biotit-Granite sind in einer Spätphase der Gebirgsbildung oberflächennah intrudiert und zeigen ziemlich scharfe Kontakte zum Nebengestein. Im Gegensatz zu den früher intrudierten Graniten sind sie weitgehend undeformiert.

KARBON UND PERM

Die Oberkarbon- und Permsedimente unter dem Tafel- und Faltenjura sind in ENE–WSW verlaufenden Trögen angeordnet und treten im Gebiet des Blattes Zurzach nicht an die Oberfläche. Zwar deutete sich aufgrund von diversen früheren Bohrungen im Westen (Weiherfeld, Zuzgen, Wintersingen, s. Fig. 2) und im Osten (Dingelsdorf-1) die Existenz eines ausgedehnten, jungpaläozoischen Troges an (SCHMASSMANN & BAYRAMGIL 1946, LEMCKE 1961), konkrete Ergebnisse im fehlenden Zwischenabschnitt erbrachten aber erst die geophysikalischen Untersuchungen und Sondierbohrungen der Nagra 1981–1985, was zur Entdeckung des Nordschweizer Permokarbon-Troges führte. Einen Abriss über die Entwicklung während der Karbon- und Permzeit geben BITTERLI & FRANK (1987), DIEBOLD (1988, 1990) und LAUBSCHER (1986b).

Verbreitung (Fig. 2)

Der Trog s. str. (Stéphanien und Autunien) weist im Querschnitt rund 10 km Breite und eine maximale Tiefe von 6–7 km auf. Er hat seine durch bedeutende Störungen gebildete Nordgrenze unter der Mandacher Flexur (westlich des Aaretals) und der Rekinger Flexur (östlich des Aaretals). Die beiden Flexuren passen nicht linear aufeinander, d. h. der Nordrand des Troges wird unter dem Aaretal vermutlich entlang einer WNW–ESE verlaufenden Störung versetzt. Die Südgrenze ist unter der Lägeren-Kette gelegen.

Die vergleichsweise geringmächtigen Sedimente des Oberperms reichen gegen Norden einige Kilometer über die Trogschultern hinaus (z.B. Bohrung Ruckfeld, Perm in 748 m Tiefe erreicht).

Paläogeographie

Während des Oberkarbons bildete die zentraleuropäische Festlandmasse eine breite, dextrale E–W-Scherzone zwischen den Gebirgen des Urals im Osten und den Appalachen im Westen. Es entwickelte sich eine Vielzahl isolierter und tiefer Senken, in welche die Flüsse den Verwitterungsschutt der variskischen Gebirge ablagerten. Die wegen des feuchtwarmen Klimas üppige Vegetation begünstigte die Bildung von Kohle und bituminösen Schiefern in den untiefen Seen der weiten Senken.

Zu Beginn der Permzeit erfolgte der Umschwung von feuchtwarmem zu weitgehend aridem Klima. Wie in den heutigen Wüstengebieten auch, war die Ablagerung von Sedimenten auf die Zeit der starken Regenfälle beschränkt, welche reissende Bäche entstehen liessen, die jeweils riesige Schlammassen, vermischt mit gröberen Gesteinsbrocken, in die Senken transportierten (*Untere Trogfüllung*).

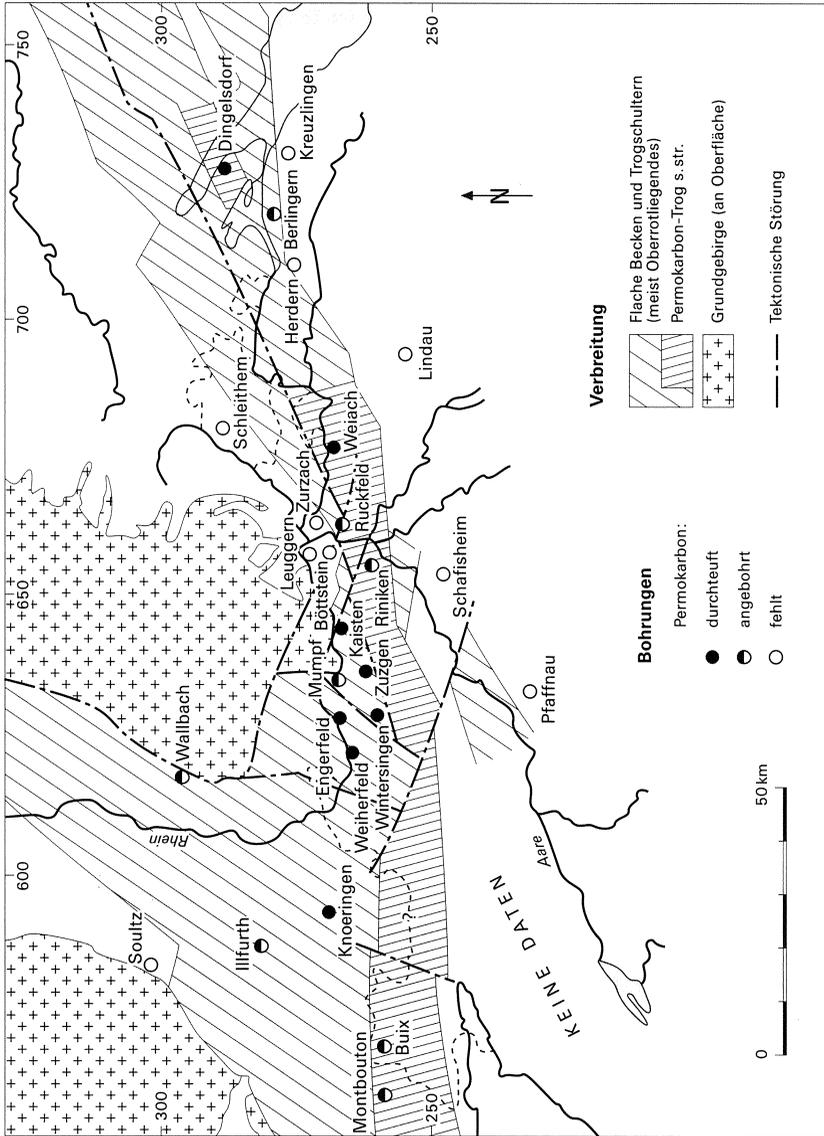


Fig. 2: Vermutliche Verbreitung der Perm- und Karbon-Sedimente (weitgehend nach DIEBOLD 1988).

An der Wende Unter-/Oberperm («*Saalische Phase*» der variskischen Gebirgsbildung) wurden die Senken zunehmend von kompressiven bzw. transpressiven Krustenbewegungen erfasst, seitlich zerschert und stark eingengt. Die diskordant über die Trogschultern hinweggreifende *Obere Trogfüllung* lagerte sich in flachen Senken ab.

Lithologien

Die Bohrung Weiach (einige Kilometer östlich des Atlasblattes) bietet ein vollständiges Profil durch das kohleführende Permokarbon. Unter der Voraussetzung, dass keine tektonischen Verdoppelungen wie in den westlichen Trogsanteilen vorliegen, lässt sie sich nach MATTER (1987) in elf Serien aufteilen (hier z.T. zusammengefasst):

Stéphanien

Untere Sandsteinserien: 270 m

Es handelt sich um Ablagerungen eines anastomosierenden Flusssystems, die sich in drei «fining upward»-Sandsteinzyklen anordnen. Die jeweils siltigen bis tonigen oberen Teile zeigen zudem Kohlelagen, bituminöse Schiefer, Pflanzenreste, Fischschuppen und Tuffite. Letztere werden als Ascheablagerungen in stehenden Gewässern gedeutet.

Die Zyklen des mittleren Abschnittes weisen ein ziemlich grosses Verhältnis zwischen Sandstein und Ton auf und sind in Flussrinnen abgelagert worden. Die feineren Sedimente der beiden anderen Abschnitte entsprechen Ablagerungen in Schwemmebenen.

Kohleserie: 200 m

Die Sedimentabfolge gliedert sich in neun Grosszyklen, in deren Dach jeweils Kohleschichten entwickelt sind. Das Hauptflöz im obersten Teil der Serie zeigt 4 m Mächtigkeit. Darin eingeschaltet finden sich Siderit- und Tuffitlagen.

Die Ablagerungen sind innerhalb eines breitgefächerten Flusssystems erfolgt, zwischen dessen Rinnen sich mit Oberkarbon-Sumpfflora bewachsene Überschwemmungsgebiete ausdehnten. Die Akkumulation von organischem Material wurde hier mehrfach durch Uferwall-Durchbrüche während Hochwasserereignissen und durch lokale Deltabildungen unterbrochen.

Obere Sandsteinserien: 160 m

Die Ablagerungen sind vergleichbar denjenigen der Unteren Sandsteinserien. Der untere, feinkörnige Teil entspricht der Fazies einer Überschwemmungsebene, der obere, grobkörnige Zyklus einer Flussrinnenablagerung.

p **Rotliegendes**

Lakustrine Serie (Autunien; Unterrotliegendes): bis zu 135 m

Die bisher von Sandsteinen dominierten Sedimentationszyklen werden durch eine komplexe Abfolge bituminöser Tone und Siltsteine abgelöst, (Bohrung Weiach). Eine ähnliche, von der Pollenanalyse her gleichaltrige Fazies des Unteren Autuniens ist in der Bohrung Wintersingen westlich des Blattes Zurzach erfasst worden.

Die feinkörnigen Ablagerungen sind in einem untiefen Seenkomplex grösserer Ausdehnung entstanden. Die häufigen Faziesänderungen in der Bohrung Weiach gehen auf die mehrfache Eindeckung der Seen durch grobklastische, fluviatile Deltas zurück, was mehrmals zu Verlandungen bzw. Verlagerungen der einzelnen Seen führte.

Untere Schuttfächer-Serie (Saxonien; Oberrotliegendes): bis zu 200 m

Über der Lakustrinen Serie folgen zunächst graue, sodann rote, teilweise grobklastische Sedimente. Die einzelnen Zyklen beginnen jeweils mit Konglomeraten, Brekzienhorizonten und Grobsandsteinen und gehen gegen oben in Feinsandsteine bis Siltsteine über. Generell nimmt die Korngrösse gegen oben zu.

Diese Ablagerungen sind Zeugen eines sich von den Trogrändern her vorbauenden alluvialen Schuttfächers. Der auffällige Farbwechsel von grau zu rot, der sich in nahezu allen Bohrungen beobachten lässt, entspricht dem Umschwung von einem semihumiden zu einem ariden Klima. Gleichzeitig tritt eine Abnahme der Bioturbation ein, und vereinzelt treten Calicheknollen auf. Die grossen Mächtigkeitsunterschiede werden auf tektonische oder synd sedimentäre Bewegungen zurückgeführt.

Die Bohrung Riniken (südlich des Blattes Zurzach), welche im zentralen Bereich des Troges angesetzt worden ist, nimmt insofern eine Sonderstellung ein, als dass unter der Schuttfächerserie eine grobklastische Abfolge von mindestens 750 m Mächtigkeit erbohrt wurde. Es handelt sich um Ablagerungen einer Flussebene, möglicherweise im distalen Bereich eines Schuttfächers. Äquivalente Sedimente fehlen in anderen Bohrungen, doch ergaben sich aus den Inkohlungsdaten von Weiach Indizien dafür, dass im Bereich der Unteren Schuttfächer-Serie eine Schichtlücke von rund 1000 m besteht. Es ist möglich, dass die in Riniken nachgewiesene Flussebenen-Ablagerung in Weiach durch eine differentielle Hebung während der «Saalischen Phase» erodiert wurde.

Playa-Serie (Saxonien; Oberrotliegendes): bis zu 250 m

Mit einer scharfen Diskordanz («Saalische Phase») folgen die Ton- und Siltsteine der jüngeren Trogfüllung. Sie sind im gesamten Bereich des Permokarbon-Troges nachzuweisen. Die dünnen Sandsteinlagen und die Sedimentstrukturen weisen sie als Ablagerungen einer Playa aus.

Obere Schuttfächer-Serie (Saxonien; Oberrotliegendes): bis zu 70 m

Aufschlüsse und Bohrungen am nördlichen Trogrand belegen den Vorbau eines weiteren Schuttfächers. Die für Bodenbildungen typische Caliche tritt sehr häufig auf und belegt den diskontinuierlichen und langsamen Aufbau des Schuttfächers.

TRIAS

Die Dreiteilung der Germanischen Trias in Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper stammt aus dem 18. Jahrhundert. Eine detaillierte lithologische Beschreibung erfolgte durch MOESCH (1867). Weitere Untersuchungen erfolgten durch MERKI (1961: oberer Muschelkalk), ERNI (1910: Rhät), BAUMANN (1984: Anhydritgruppe), DRONKERT (1987: Anhydritgruppe), EMMERT (1977: Schilfsandstein), HELING (1979: Schilfsandstein) und RAMSEYER (1987: Buntsandstein). Die jüngsten der zitierten Arbeiten stellen Auswertungen der Nagra-Tiefbohrungen dar. Für die Verhältnisse in der Süabdachung des Schwarzwaldes sei auf PAUL (1971) und METZ (1980) verwiesen.

Verbreitung

Der Tafeljura bildet eine vom Schwarzwald her leicht südfallende Platte, welcher sich gegen Süden immer jüngere Schichten aufsetzen. Die Triasgesteine tauchen infolge des generellen Südfallens der Sedimenttafel von 3–5° unter die jurassischen, tertiären und quartären Sedimente ab. Sie treten erst wieder im Faltenjura zu Tage, wo infolge der Verschuppung und Auffaltung die tertiäre und jurassische Bedeckung erodiert wurde.

Entsprechend finden sich die Triasgesteine vor allem im Nordteil des Atlasblattes, wo sie aber vielfach unter den mächtigen Schotterterrassen und Alluvionen verborgen sind. Westlich der Aare bilden sie unter dieser quartären Bedeckung den Felsuntergrund bis gegen Kleindöttingen, östlich der Aare bis in das Gebiet des Achebergs und von Zurzach.

Buntsandstein und Wellengebirge treten südlich des Rheins nirgends an die Oberfläche, sind aber an einigen Stellen erbohrt worden. Die von dolomitischen Mergeln und Gips- und Anhydritlagen dominierte Anhydritgruppe tritt lediglich am Nordabfall des Reuenthal-Plateaus und nördlich von Koblenz auf und ist meist vom Hangschutt oder von Schottern eingedeckt. Demgegenüber treten die Kalke und Dolomite des oberen Muschelkalks als deutliche Geländekanten zum Vorschein und tragen durch ihre Verwitterungsresistenz zur tafelartigen Morphologie des Reuenthal-Plateaus bei. Aufschlüsse finden sich südlich von Leibstadt, bei Felsenau und östlich von Koblenz. Die von ihrer Ausbildung her

mit der Anhydritgruppe vergleichbaren Keupergesteine sind wiederum auf grosser Fläche von Schottern überdeckt und nur stellenweise aufgeschlossen (z.B. NW Rietheim).

Paläogeographie

Mit dem Ausklingen der variskischen Gebirgsbildung kam es zu einer Einbnung des Reliefs. Der vergleichsweise geringmächtige terrestrische Buntsandstein wurde schliesslich über eine weitgehend eingeebnete Fläche abgelagert. Die nachfolgende Zeit stand im Zeichen des zerbrechenden Grosskontinentes Pangäa und einer steten Subsidenz Zentraleuropas. Dadurch wurden grosse Teile der bis anhin kontinentalen Gebiete überschwemmt. Die sich schon während der Ablagerung des obersten Buntsandsteins abzeichnende marine Überflutung setzte sich in der Muschelkalk-Zeit fort. Es entwickelte sich von Norden her ein schmaler, seichter Meeresarm bis in den mediterranen Raum hinein, wobei die mächtigen flachmeerischen Ablagerungen des Muschelkalks gebildet wurden. Die hohe Verdunstungsrate und der beschränkte Wasserzufluss führten infolge der Austrocknung der marinen lagunären Bereiche zur Ausfällung der Sulfate und schliesslich des Steinsalzes des mittleren Muschelkalks. Die damalige Landschaft der Nordschweiz verkörperte vermutlich einen Küstenstreifen, dessen Landschaft geprägt war von Lagunen und Salzmarschen. Während der Ablagerung des oberen Muschelkalks zeigte die Meerwasserzusammensetzung wieder normale Salinitätsbedingungen; entsprechend baute sich eine Karbonatplattform auf, wovon heute Kalke und Dolomite zeugen.

Die Zeit der Obertrias (Keuper) zeichnete sich durch den zunehmenden Einfluss kontinentaler Ablagerungen aus. Bei vermutlich seichten und küstennahen Verhältnissen kam es nochmals zur Gips-, nicht aber zur Salzausfällung.

Lithologien

Buntsandstein

- t₁ Unterer Buntsandstein, diagonalschichtiger Sandstein, Karneolhorizont, Platensandstein und Röt-Tone**
(nur in Bohrungen nachgewiesen, Böttstein: 8,2 m)

Unterer Buntsandstein: 0–60 m

Die der Ausbildung des Oberrotliegenden sehr ähnlichen Sandsteine beschränken sich auf ein Becken westlich des Atlasblattes. Zur Frage der Zugehörigkeit zum Rotliegenden oder zum Buntsandstein finden sich in der Literatur verschiedene Ansichten (DISLER 1914, SCHMASSMANN & BAYRAMGIL 1946).

Diagonalschichtiger Sandstein: 0–15 m

Die hellen, grobkörnigen bis feinkonglomeratischen Abschnitte des rötlichen und grünbeigen Sandsteins zeigen eine ausgeprägte Schrägschichtung, was für die Namengebung ausschlaggebend war. Die gut gerundeten Sandkörner werden von einem Ton- und Quarzzement zusammengehalten. Kalifeldspat kommt vergleichsweise häufig vor.

Die starke Rundung der Quarzkörner deutet auf ein entfernteres Grundgebirgs-Liefergebiet hin. Die Ablagerung erfolgte in einem Flusssystem mit rasch wechselnden Strömungsverhältnissen (PETERS et al. 1989).

Karneolhorizont: 1–9 m

Die dünnen, bunten, teils violett gefärbten Bänke, welche oftmals erst die Abtrennung zwischen oberem und mittlerem Buntsandstein erlauben, heben sich durch die zahlreichen Karneolschlieren und -knollen ab. Im Bohrkern erscheint der Horizont als ausgesprochen harte Schicht, in Aufschlüssen hingegen wittert er wegen des erhöhten Karbonatzementanteils stark zurück. Die vielen Wurzelspuren deuten auf grossflächige Bodenbildung bzw. auf lokal nachlassende Sedimentschüttung hin (PETERS et al. 1989).

Plattensandstein: 2–7 m

Der heterogene Sandstein zeigt einen hohen Anteil an toniger Matrix, der im Dach der Kleinzyklen bis zu zentimeterdicke Lagen bilden kann und damit die plattenartige Struktur bewirkt. Die mittel- bis grobkörnigen Sandsteine zeigen oft Schrägschichtung und enthalten einzelne Karneollagen und -linsen. Die Ablagerung der Sandsteine dürfte durch kleine Flüsse auf einem Schwemmfächer erfolgt sein (MATTER et al. 1988).

Die bis zu 2,5 m mächtige *Mühlsteinbank* im Hangenden gehört einer lokalen Fazies in der Umgebung von Waldshut an. Die starke Verkieselung ist für die ausserordentliche Verwitterungsbeständigkeit verantwortlich und war Grund für den Abbau in Steingruben und Stollen (FALKENSTEIN & KOERNER 1989).

Röt-Tone: 0–8 m

Vom Plattensandstein abgetrennt durch einen Karneolhorizont folgen dunkle, rotbraune Tone und einzelne gerippte Sandsteinlagen. Das Röt ist in den Tiefbohrungen teilweise nur sehr unvollständig erhalten. Gegen oben treten vermehrt Sulfate (Fasergips, Anhydrit) und Karbonate auf. Deren knollenartige Struktur wird als beginnende Caliche-Bildung in Bodenhorizonten angesehen.

Muschelkalk

t_{IIa} «Wellengebirge» (nur in Bohrungen nachgewiesen)

Wellendolomit: ca. 11 m

Unregelmässige Abfolge von hellen, teilweise dolomitischen Mergeln und knolligen Tonen. Eine eigentliche Dolomitbank besteht entgegen dem Namen nur an der Basis. Den oberen Abschluss bildet eine etwas härtere, bleiglanzführende Dolomitbank mit häufigen Crinoidenvorkommen. Frühere Ausbeutungsversuche wurden wegen der zu geringen wirtschaftlichen Bedeutung aufgegeben. Dank der Funktion der Röt-Tone als Wasserstauer bildet der Wellendolomit in den deutschen Gebieten einen markanten Quellhorizont.

Der Wellendolomit dokumentiert marine Verhältnisse, die bereits während der Ablagerungen der Röt-Tone mit der Bildung knolliger Evaporite eingeleitet worden sind. Die Abfolge der Faziestypen belegt einen Wechsel des Untergrundes bis hin zu offenmarinen Verhältnissen.

Wellenmergel (Wellenkalk): 26–27 m

Feinschichtige, einförmige Abfolge von olivgrauen bis grauschwarzen Tonen mit zwischengeschalteten Kalk- und Mergelbänken. Die Bezeichnung Wellengebirge stammt von den kennzeichnenden Rippeln und Rinnen. Sie wurden früher als Wellenrippeln in Wattablagerungen gedeutet, heute aber eher als sedimentäre Strukturen von Flachseeablagerungen.

Orbicularis-Mergel: 6–9 m

Flaserig-laminar geschichtete, dunkelgraue Mergel mit zwischengelagerten, dünnen Kalkbänkchen und Anhydritlagen. Der obere Teil ist stark bituminös und wird entsprechend auch als *Stinkmergel* bezeichnet. Das Leitfossil ist die Muschel *Myophoria orbicularis*.

Die bituminöse Ausbildung und die Evaporitlagen lassen auf einen mehr oder weniger abgeschlossenen, schlecht durchlüfteten Ablagerungsraum schliessen.

t_{IIb} **Anhydritgruppe**

Untere Sulfatzone: 6–8 m

Vorwiegend aus Tonen und dolomitischen Mergeln aufgebaute Schichtfolge, die von den Orbicularis-Mergeln durch eine Basis-Dolomitbank abgetrennt ist. Gegen oben gehen die Mergel immer mehr in massigen Anhydrit und schliesslich in eigentliche Anhydritbrekzien über.

Die Untere Sulfatzone leitet von den flachmarinen Ablagerungsverhältnissen zu einer sehr flachen Küstenlandschaft über. Die häufigen Wühlgänge und fächerartigen Anhydritkristalle der Basis zeigen noch Wasserbedeckung an. Der massige Anhydrit ist als Eindampfungsrückstand von Restwassertümpeln aufzufassen.

Salzschichten: Mächtigkeit sehr variabel

Die wiederholte sedimentologische Bearbeitung der Anhydritgruppe hat zu unterschiedlichen Grenzziehungen und Feinunterteilungen geführt (BAUMANN & STUCKY 1984, DRONKERT 1987, HAUBER 1971, WIDMER 1991), die z.T. nur lokal Gültigkeit haben. Die Einteilung nach WIDMER (1991), welche zwei Salzlagen unterscheidet, lässt sich zumindest teilweise auch auf das Blatt Zurzach übertragen.

Die eigentlichen Salzlagen bestehen aus grobkristallinem, durchsichtigem Steinsalz von rauchbrauner, grauer und rötlicher Farbe. Häufig sind tonige und anhydritische Einschlüsse; sie deuten darauf hin, dass die Sättigungsgrenze zur Ausfällung von Steinsalz nur knapp, teilweise überhaupt nicht überschritten wurde (z.B. Bergwerk Felsenau). Die Auslaugung durch Grundwasser (Subrosion) mag mit ein wichtiger Grund für die unregelmässige Mächtigkeitsverteilung des Salzes (bis zu 20 m im Gebiet Zurzach, bis zu 100 m bei Rheinfeldern) sein.

Das Salzlager gehört dem Germanischen Becken an, das von Norden her bis ins heutige Mittelland reichte. Die Ausbildung erfolgte in zwei Zyklen, dessen Bildung jeweils mit Salzausfällungen begann und durch Subrosionsbrekzien und detritische Sedimente (Beckenrandfazies) abgeschlossen wurde.

Obere Sulfatzone: 20–40 m

Die Obere Sulfatzone lässt sich aufteilen in eine untere Serie (*Heterogene Anhydritzone, Obere Anhydritschichten*), die aus massigem und gebändertem Anhydrit und einer feinschichtigen Anhydrit-Ton-Dolomit-Wechsellagerung besteht, und eine obere Serie aus dolomitischen Tonen und Mergeln. Die Transgression, die zur Ablagerung der Oberen Sulfatzone führte, bewirkte eine umgekehrte Evaporitabfolge von sulfat- zu karbonatdominierten Ablagerungen. Die oberen Anteile sind im oberen Tidal- bis Supratidalbereich entstanden.

Dolomit der Anhydritgruppe: 7–15 m

Braunbeige, feinlaminierte bis feinplattige und poröse Dolomite. Sie sind charakterisiert durch Silexbänder und -knollen. Die zumeist rauhwackenartige Ausbildung führte auch zur früheren Bezeichnung *Zellendolomit*. Der Übergang aus den liegenden Dolomitmergeln ist meist fließend.

t_{IIc} Hauptmuschelkalk: 40–45 m

Trochitenkalk: 20–25 m

Ein unterer Teil besteht aus hellgrauen, etwas plattigen, zum Teil leicht dolomitischen, mikritischen bis sehr feinkörnigen Kalken. Die Mikrite haben wegen der starken Verwühlung etwas knolligen Charakter, weisen aber weder Schillagen noch Trochiten auf. Teils findet sich an der Basis eine dünne Oolithbank, die aber nur sehr lokal ausgebildet ist (z.B. Felsenau). Darüber folgen die mächtigen und massigen Bänke des oberen Trochitenkalks. Bankweise sind sie voll von Bruchschill, Muschelschalen und Trochiten (Stielglieder der Seelilie *Encrinus liliiformis*).

Plattenkalk (Nodosuskalk): 20 m

Die Ausbildung ist ähnlich wie beim Unteren Trochitenkalk: unregelmässige Abfolge von grauen, plattigen Mikriten und dünnen Mergel- und Dolomitbändern. Wühlgefüge sind häufig. Die Abgrenzung gegenüber dem Trochitenkalk ist nicht überall eindeutig durchzuführen, so dass die beiden Glieder oft zu einer Formation zusammengefasst werden.

Die über den ganzen Schichtkomplex hinweg auftretenden Mikrite entsprechen ruhigen Kalkschlammablagerungen in einem flachen Meer. Die Schill- und Trochitenbänke werden meist als Sturmablagerungen interpretiert.

Fossilien des Hauptmuschelkalks: Seelilien (*Encrinus liliiformis*), Terebrateln (*Terebratula vulgaris*), Rhynchonellen, Muscheln (*Pecten* sp., *Lima*, *Mytilus*, *Myophoria*), Schnecken (*Natica* sp.), Ammoniten (*Ceratites* sp.).

t_{IIId} Trigonodus-Dolomit: 20–25 m

Gelblich-beiger, sich kreidig anführender Dolomit mit einzelnen Muschellagen und Silixbändern. Das Leitfossil ist die Muschel *Trigonodus sandbergeri* ALBERTI. Das Gestein ist ziemlich porös und zeigt immer wieder Rauhwachkehorizonte (frühere Bezeichnung: *Oberer Zellendolomit*). Die Hohlräume sind oft mit Kalkspat ausgefüllt.

Die Ablagerungen des Trigonodus-Dolomits geschah in einem randlichen Bereich des sich zurückziehenden Germanischen Muschelkalkmeeres. Die Dolomitisierung erfolgte während der Diagenese; entsprechend bildet die Untergrenze lediglich eine Fazies und verläuft ziemlich unregelmässig.

Keuper

t_{III} Gipskeuper, bunte Keupermergel, Keuper ungegliedert: 110–130 m

Lettenkohle: 2–5 m

Die Lettenkohle (in der Schweiz fehlen Kohleeinlagerungen ganz) besteht aus zwei Schichtgliedern, welche faziell miteinander verzahnt sind. Die *Estherien-schiefer* (unten) sind grauschwarze Tone mit Siltlagen. Sie führen Fischschuppen und -zähne. Der darüber folgende *Grenzdolomit* ist ein hellgrauer, mikritischer Dolomit, der sich durch seine grossen, mit Gips gefüllten Lösungshohlräume auszeichnet.

Die Lettenkohle stellt eine Übergangsfazies von den marinen Verhältnissen des Muschelkalks zum kontinentalen Keuper dar. Sie ist in Deutschland eher kontinental, in der Schweiz eher marin ausgebildet. Von Norden her baut sich ein ausgedehnter Deltakomplex gegen das südwärts zurückweichende Muschelkalkmeer vor.

Gipskeuper: 70–90 m

Die heterogen zusammengesetzte Formation besteht hauptsächlich aus dolomitischen Tonen und Mergeln, deren grünliche und rötliche Färbungen kennzeichnend für den Keuper sind. Evaporite treten in der oberen Hälfte überwiegend als Knollen oder als mosaikartiger, in der unteren Hälfte lagiger und massiger, laminiertes Anhydrit auf. Der Gips selbst beschränkt sich auf den obersten und basalen Bereich. Die Bohrungen von Böttstein, Beznau und Weiach erlaubten eine Feineinteilung in 6 Untereinheiten, die mittels einer *Anhydrit-Muscheldolomit-Leitbank* miteinander korrelierbar sind.

Die Entstehung des Gipskeupers wird einem Sabkha-Milieu zugeschrieben, wie es heute in den Küstensedimenten der Emirate am Persischen Golf zu beobachten ist. Die knollige Gips- und Anhydritstruktur deutet auf eine frühdiagenetische Bildung im Sediment hin. Die Vergipsung an der Ober- und Untergrenze ist sekundär und geht auf den Wasserzutritt aus den angrenzenden, durchlässigeren Formationen zurück.

Schilfsandstein s. str.: 10–20 m

Es handelt sich um eine Serie von Sandsteinkörpern, die in feinlaminierte dolomitische Tone und Mergel eingebettet sind. Die Sandkörper selbst können sehr grobkörnig, aber auch feinsandig bis siltig sein. Sie sind bekannt für ihre Kohlenflöze und Pflanzenreste.

Die Ablagerungen sind Teil eines riesigen Delta-Komplexes, der von Skandinavien bis in die (heutigen) Westalpen verfolgt werden kann. Die Sandsteine

wurden in Rinnen, die Mergel in Stillwasserbereichen der Überschwemmungsebenen abgelagert. Die Abgrenzung gegenüber den hangenden *Unteren Bunten Mergeln* ist häufig nicht klar definierbar.

Bunte Mergel und Gansinger Dolomit: 15–20 m

Die Bunten Mergel bestehen aus bunt gefleckten, blutroten und grünen dolomitischen Tonmergeln. Teilweise enthalten sie feine Sandlagen. Das weithin korrelierbare Band des Gansinger Dolomits (*Hauptsteinmergel*) unterteilt die feinklastischen Ablagerungen in zwei Abschnitte, wobei der untere Teil nicht immer eindeutig vom Schilfsandstein s. str. abzutrennen ist.

Die Mergel sind in einer alluvialen Schwemmebene entstanden. Trockenrisse und «bird's-eyes» deuten auf arides Klima hin. Der Gansinger Dolomit enthält marine Muscheln und zeugt damit von einem kurzzeitigen Meereseinbruch mit untiefem Ablagerungsraum.

Stubensandstein und Knollenmergel: 0–15 m

Die grünen und roten Ton- und Dolomitmergel der Knollenmergel unterscheiden sich, abgesehen von den karbonatischen Konkretionen, kaum von den Bunten Mergeln. Die untere Abtrennung ist im östlichen Aargauer Jura nur möglich, wo der geringmächtige Stubensandstein – hier ein feinsandiger Dolomit – noch ausgebildet ist.

Der *Stubensandstein* wurde vom Böhmischem Massiv her, wo er bis zu 150 m Mächtigkeit erreicht, bis in die Ostschweiz geschüttet. Die wenigen Fundorte im Gebiet des Blattes Zurzach (Bohrungen Weiach und Riniken) entsprechen den westlichsten Ausläufern. Die *Knollenmergel* in der Nordschweiz werden als Bildungen alluvialer Schwemmebenen aufgefasst, wobei die laminierten Mergel in Tümpeln entstanden sind und die Karbonatkonkretionen und Brekzien auf Prozesse der Bodenbildung zurückgehen.

Rhät

Die Quarzsandsteine des oberen Keupers mit den bekannten «bonebeds» fehlen im östlichen Aargauer Jura, da das Gebiet zu einer N–S gerichteten Hochzone gehörte.

JURA

Die Ablagerungen der Jurazeit sind durch eine Wechsellagerung von Tonsteinen, Mergeln und Kalken charakterisiert. Im Gegensatz zur Trias fehlen Evaporite und kontinentale Ablagerungen. Klassischerweise wird die Jurazeit in

Lias (Schwarzer Jura), Dogger (Brauner Jura) und Malm (Weisser Jura) unterteilt. Die wichtigsten, stratigraphisch und sedimentologisch ausgerichteten Bearbeitungen sind: IMHOF (1980) und JORDAN (1983) für den Lias, BLÄSI (1987) für den Dogger allgemein, LUSSER (1980) und BURKHALTER (1996) für die Schichtabfolge des unteren Doggers, SCHMASSMANN (1945), ERNST (1991) und GONZALES (1993) für den Haupttrogenstein, BITTERLI (1977) für den oberen Dogger und GYGI (1969) sowie GYGI & PERSOZ (1986) für den Malm. Einen guten Überblick vermitteln die lithologischen und sedimentologischen Beschreibungen der Bohrkerne von Riniken (MATTER et al. 1987) und Weiach (MATTER et al. 1988).

Verbreitung

Abgesehen von den mächtigen Quartärablagerungen im Aare- und Rheintal nehmen die Gesteinsschichten der Jurazeit den grössten Anteil des Blattes Zurzach ein. Sie bauen weitgehend die tafeligen Höhenzüge des Achebergs und dessen südöstlicher Fortsetzung auf, wobei der mittlere Dogger wegen seiner mergeligen Faziesausbildung weniger zu Felswänden und Steilhängen neigt als in westlicher gelegenen Gebieten. Die mächtige Tonsteinschicht des Opalinus-Tons ist naturgemäss kaum in natürlichen Aufschlüssen zu sehen, aber auch Lias, Passwang-Alloformation und Klingnau-Formation sind selten aufgeschlossen. Im Südosten, wo die Effinger Schichten und Malmkalke dominieren, tauchen die Juraschichten unter eine mächtige Tertiärbedeckung ein.

Im Westteil des Atlasblattes macht sich der Fazieswechsel des mittleren Doggers bemerkbar: Die mergelige Klingnau-Formation geht in die Oolithbänke des Haupttrogensteins über, was eine stärker akzentuierte Oberflächenmorphologie mit ausgeprägten Steilstufen zur Folge hat. Zudem wirkt sich hier der nördlichste Ausläufer des Faltenjuras, die Mandacher Überschiebung, reliefbetonend aus.

Paläogeographie

Das Vindelizische Hoch, welches während der Trias das Germanische Becken von der Tethys im Süden abtrennte, zerfiel im Gebiet der Nordschweiz Ende der Trias (Rhät) und zu Beginn des Jura (Lias) durch diverse Krustenbewegungen in eine Inselkette (Alemannisches Land). Damit entstand eine Meeresverbindung von der Tethys zum Germanischen Becken, dessen Abgeschlossenheit dadurch endete. Die dadurch geschaffenen kurzlebigen Landrücken, sich vorbauende Karbonatplattformen und Tröge sowie Subsidenz, Transgression und Regression führten zu den charakteristischen Wechsellagerungen und seitlichen Faziesänderungen.

Die tonig-mergelige Lias-Abfolge entstand noch im Küstenbereich eines von zahlreichen Inseln durchsetzten seichten Schelfmeeres. Zu Beginn des Doggers stellt sich eine einheitliche Silt- und Tonsedimentation in einem tieferen Becken ein (Opalinus-Ton). Der mittlere Dogger ist geprägt durch ein unregelmässiges, sich immer wieder änderndes Relief, bedingt durch das Zerschneiden und Aufgliedern in flache Plattformbereiche (Burgundische Karbonatplattform) im Westen und tiefere Schelfbeckenbereiche (Schwäbisches Becken) im Osten. Während in der Beckenfazies eher tonig-mergelige und sandige Sedimente überwiegen, zeichnet sich die Plattformfazies vorwiegend durch eine Karbonat-sedimentation aus. Auf der Karbonatplattform im Westen kam es im nur wenige Meter tiefen, tropisch warmen Wasser zur Ausfällung von Kalk und zur Bildung von Kalkooiden, die den Haupttrogenstein aufbauen. Diese Ooide wurden auch ins tiefere Becken verfrachtet. Die Faziesgrenze verläuft mitten durch das Blatt Zurzach.

Im Malm bietet sich in der Nordschweiz ein vergleichbares Bild zwischen «raurachischer» Plattform-Fazies im NW und «argovischer» Beckenfazies im SE, welche im Blatt Zurzach anzutreffen ist. Erst im oberen Oxfordien treten im Atlasblatt wieder Plattformkalke auf.

Lithologien

Lias

I Psiloceras- bis Jurensis-Schichten: 35–46 m

Aufschlüsse von Lias-Schichten finden sich zwischen Hettenschwil und dem Weiler Hagenfirst, im Bachtobel südlich von Riethem (Insektenmergel und Arietenkalk), am Aareufer bei Beznau und am Schmidberg bei Böttstein. Eine Baugrube bei Klingnau (Fig. 3), heute überbaut, war einen guten Aufschluss, um den oberen Teil diesen Schichten zu beobachten.

Psiloceras-Schichten (Insektenmergel): 6–9 m

Grauschwarze, teilweise sandige, bituminöse Tone, unterbrochen von dünnen Sandstein- und Schillagen (Muscheln, Seeigel, Fischzähne) und vereinzelt Pyritlinsen. Die von HEER (1865) beschriebenen Insektenfunde in der Nähe von Brugg (Schambelen an der Reuss) sind als lokale Vorkommen zu werten. Sie dokumentieren nebst dem warmen Klima den Einfluss eines nahen Landstrichs auf die marinen Ablagerungen in einem wenig bewegten Meeresbecken. Die Schillagen werden als Sturmablagerungen gedeutet.

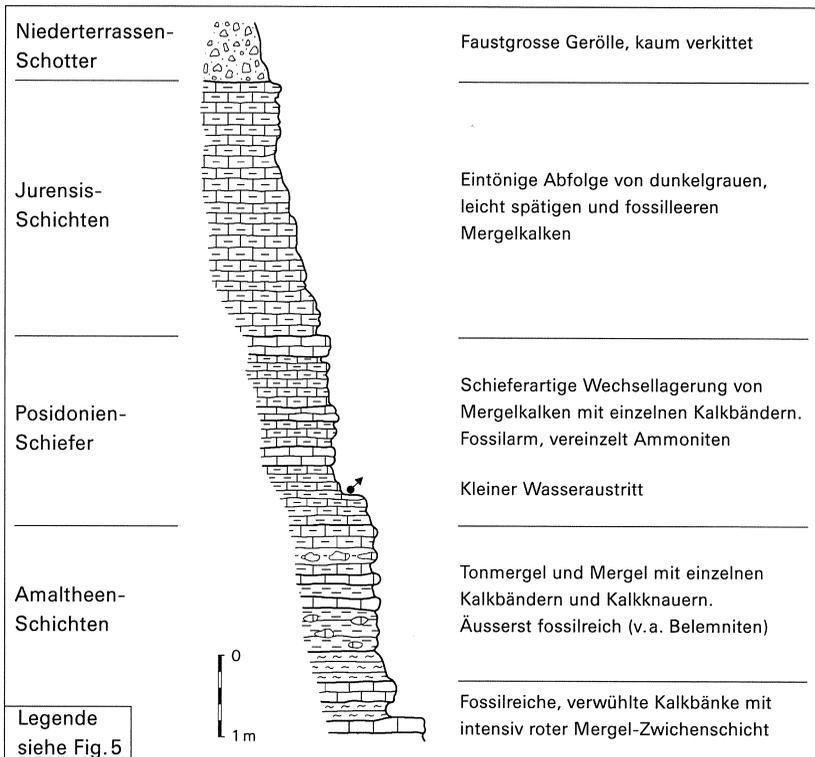


Fig. 3: Lias-Profil bei Klingnau (Baugrube, heute überbaut; 660.900/270.600/330 m).

Angulatenschichten und Arietenkalk: 4 m

Die Angulatenschichten bestehen aus einer geringmächtigen, eisenoolithischen Kalk-Mergel-Abfolge. Darüber folgt die eisenschüssige *Kupferfelsbank*.

Der morphologisch als Rippe hervortretende Arietenkalk besteht aus gut gebankten, spätigen und leicht eisenschüssigen Kalken, die zahlreiche Fossiltrümmer, Schillagen, v.a. Gryphäen und Pecten enthalten. Die Kalke sind stark zerwühlt und zeigen oft pyritführende Hartgrundbildungen. Die Angulatenschichten entstanden in einem ausgedehnten Flachmeer in warmem Klima, welches die Wühlstätigkeit und die Eisenausfällung begünstigte. Die stark zerbrochenen Fossiltrümmer des Arietenkalks dokumentieren einen kräftigen Strömungsgang im gut durchlüfteten, untiefen Meer an.

Obtusus-Tone: 13–14 m

Eintönige Abfolge von grauen, glimmerführenden Tonen, die eine intensive Bioturbation aufweisen. Das Zonenfossil (*Asteroceras obtusum*) ist sehr selten. Die generelle Fossilarmut wird auf eine bedeutende und verdünnende Sand-schüttung vom Alemannischen Land (im Süden) her zurückgeführt. Demgegenüber lieferten die sandigen Schlammablagerungen einen günstigen Lebensraum für Sedimentbewohner.

Obliqua-, Numismalis- und Amaltheenschichten: 2–3 m

Die stratigraphische Aufteilung beruht auf Zonenleitfossilien und ist zumeist nicht durchführbar. Obliqua- und möglicherweise auch Numismalis-Schichten fehlen im östlichen Aargauer Jura. Die Amaltheenschichten bestehen aus grauen, knolligen, z.T. glaukonitischen Tonmergeln. Sie zeichnen sich durch Belemniten- und Muschelschill-Anhäufungen sowie durch Hartgründe und Kondensations-horizonte aus. Sie sind deutliches Zeichen einer äusserst geringen Sedimenta-tionsrate bzw. von Sedimentationsunterbrüchen in einer Hochzone.

Posidonienschiefer: 5–7 m

Diese weiträumig korrelierbare Leitschicht besteht aus feinlaminierten, schiefrig anwitternden Kalkmergeln. Sie ist ziemlich fossilreich (Rhynchonellen, Ammoniten, Posidonien, Belemniten, Überreste von Reptilien und Fischen). Einzelne Bänke sind stark bituminös (*Stinkkalkbänke*) und haben während des 2. Weltkrieges zu Erdölprospektionen Anlass gegeben. Die Ablagerung erfolgte in einem Meeresbecken mit stagnierendem, sauerstoffarmem Bodenwasser, was zu einem unvollständigen Abbau der organischen Substanzen führte.

Jurensis-Schichten: 4–6 m

Fossilreiche, graue Mergel und Kalkmergel. Sie sind oft knauerartig ausge-bildet und weisen reichlich Belemniten auf. Die Jurensis-Mergel sind in einem flachen Schelfmeer vor dem Alemannischen Land, dessen Küste etwa unter dem heutigen Mittelland lag, entstanden. Die geringen Mächtigkeiten und der geringe Sandgehalt deuten auf eine Schwelle im Bereich des Aargauer Juras hin.

Dogger

Morphologie und Verbreitung

Die Doggerablagerungen verdanken ihre braune Gesteinsfarbe der damals weitverbreiteten Abscheidung von Eisenverbindungen aus dem Meerwasser. Die

Schichten des Doggers bauen sich grösstenteils aus Tonsteinen, eisenschüssigen Sandkalken, Mergeln und Kalken auf.

Die Lithologien der einzelnen Doggerformationen prägen die Morphologie. Sanfte Böschungen und Terrassen wechseln mit Steilstufen, was oft auch das einzige Indiz für die geologische Kartierung bildet. Über dem tonig-mergeligen Opalinus-Ton, welcher wellige, grasbewachsene Abhänge bildet, folgt die bis 20 m hohe, fast senkrechte Felswand der kalkig-sandigen Sissach-Schichten. Auf die Terrasse der Sauzei-Schichten folgt eine kleine, durch die Humphriesi-Schichten gebildete Steilstufe. Die darüber folgenden Rothenfluh-Schichten und Klingnau-Formation bilden einen etwas weniger steilen Hang. Das Dach des Doggers wird durch eine bis 20 m hohe Steilstufe, bestehend aus den harten Bänken der Spatkalke und den Varians-Schichten, gebildet.

Sedimentationszyklen

In den Profilen des Doggers können Sedimentationszyklen erkannt werden. Die stratigraphischen Profile zeigen eine vertikale Entwicklung von tonigen Beckensedimenten über Sand- bzw. Mergelkalke bis hin zu flachmeerischen Kalken und schliesslich zu abschliessenden Hartgründen oder Eisenoolithen, die eine geringe Sedimentationsrate belegen. Die Hartgründe weisen oft unregelmässig gewellte Oberflächen auf, sind reich an Fossilien und Bohrspuren und oft von eisenoxidischen Krusten überzogen.

Die Sedimentationszyklen sind auf periodische Meeresspiegelschwankungen und den dadurch beeinflussten Vorbau der Karbonat-Plattform zurückzuführen.

a₁ Opalinus-Ton: 100–120 m

Monotone, fossilarme Serie dunkelgrauer bis schwarzer, pyrit- und glimmerhaltiger Ton- und Siltsteine. Sie sind stellenweise durchsetzt von Sandlagen, seltener von etwas fossilreicheren Mergelkalkbänkchen. Im oberen Teil treten zusätzlich auch graue, mikritische Kalk- und Dolomitknuern, sogenannte Septarien, auf.

In den verwitterten und durchnässten oberflächennahen Anteilen neigt der Opalinus-Ton zu Hangrutschungen, was sich häufig in einer unruhigen, gewellten Morphologie ausdrückt. Solche Rutschgebiete erfordern oft kostspielige Hangsanierungen, wie etwa am Rebberg oberhalb von Zurzach, am Rappenschnabel bei Rietheim und bei Klingnau–Döttingen. Historisch belegt ist die 1876 erfolgte Rutschung am Schmidberg bei Böttstein (s. Fig. 8), welche bis hinunter zur Aare reichte (BALTZER 1876).

Die Sedimentation erfolgte in einem sauerstoffarmen Schelfbecken als Schlammablagerung. Die leichte Zunahme des Kalkanteils gegen oben deutet auf eine Änderung zu einem weniger tiefen, stärker bewegten Ablagerungsmilieu hin.

a₂-i₁ Passwang-Alloformation
(BURKHALTER 1996)

Sissach-Schichten (= *Murchisonae-Schichten*): 5–25 m

Über dem Opalinus-Ton folgen mit meist scharfen Kontakt die Sissach-Schichten. Diese bestehen aus einer Wechsellagerung von gelblich-braunen Sandkalken, grauschwarzen, pyritführenden Tonmergeln, eisenoolithischen Kalken und Echinodermenkalken. Sowohl die lithologische Ausbildung als auch die Mächtigkeiten ändern jeweils auf sehr kurze Distanz.

Im westlichen Randgebiet des Atlasblattes (östlich von Hottwil und Wil, Blatt 1049 Laufenburg) wird die Basis der Sissach-Schichten von grauen, sandigen Kalken und glimmerführenden Mergeln gebildet. Die darüber folgenden, bis 6 m mächtigen grauen, glimmerreichen und fossilarmen Mergel werden durch eine geringmächtige (0,3–0,5 m) eisenoolithische Kalkbank mit limonitüberkrusteten Konkretionen, die *Concavus-Schicht*, abgeschlossen.

Im Gebiet Müllital östlich von Mandach und Nassberg–Rotberg südlich von Böttstein zeigen sich die Sissach-Schichten als engständige Kalk-Mergel-Wechsellagerung, beginnend mit einem markanten, grobspätigen und eisenoolithischen Echinodermenkalk. Dieser lässt sich auch gegen Osten (z.B. Beznau) feststellen, ist aber im Gebiet des Achebergs nicht vorhanden.

Die Kalk-Mergel-Wechsellagerung wird östlich der Aare durch einen bis zu 7 m mächtigen Sandkalk-Komplex mit dünnen Mergelzwischenlagen ersetzt. Bei Kadelburg (Deutschland) auf der rechten Rheinseite treten die tonigen Lagen in den Sissach-Schichten noch mehr zurück und die Sandkalk-Bänke sind stärker entwickelt. Die Grundmasse (Matrix) setzt sich aus einem Gemisch von Eisenhydroxiden (Limonit, Goethit), Tonmineralien und einem eisenreichen, kalzitischen Mikrit zusammen. Die Sandkalke weisen ausser Lamination, Flaserschichtung, Belastungsmarken auch viele Fossilien (Brachiopoden, Belemniten, Ammoniten) und intensive Bioturbation (Frass- und Weidespuren) auf. Charakteristisch sind sichelförmige Weidespuren von *Zoophycos* isp. Zusammen mit den Eisenoolithen deuten sie auf ein untiefes Ablagerungsmilieu mit geringer Sedimentationsrate hin (submarine Schwellen).

Waldenburg-Schichten (= *Sowerbyi-Schichten*)

Dieses vorwiegend aus tonigen Mergeln und Sandkalken bestehende Intervall zeigt generell von Westen nach Osten eine bedeutende Mächtigkeitsabnahme. Die Waldenburg-Schichten bestehen am Frickberg (westlich des Blattes Zurzach) aus ca. 12 m siltigen, kalkigen Tonsteinen, die durch einen eisenoolithischen Horizont abgeschlossen sind. Nach Osten reduzieren sie sich über kurze Distanz und sind im Gebiet des Atlasblattes durch eine 0,2–0,4 m mächtigen Eisenoolith mit Phosphorit-Klasten vertreten, der am Nassberg, südlich von Böttstein, nicht nachweisbar ist.

Brüggli-Schichten (= *Sauzei- und Humphriesi-Schichten*)

Die *Sauzei-Schichten* (= «neutrale Zone») bestehen unten aus blaugrauen, glimmerhaltigen tonigen Mergel, oben aus Sandkalken mit *Zoophycos* isp. und fossilreichen biodetritischen Kalken. Ihre Mächtigkeit nimmt von 14 m am Nassberg auf 2 m östlich der Aare ab (vgl. Fig. 4).

Die markante, häufig durch Rutschungen der darüber lagernden tonigen Klingnau-Formation verdeckte Leitschicht der *Humphriesi-Schichten* (1–3 m) lässt sich weit über die Grenzen des Blattes Zurzach hinaus korrelieren. Sie besteht aus vorwiegend rötlichen, eisenoolithischen, z.T. spätigen, fossilreichen Kalken und Mergelkalken mit dunklen, tonig-mergeligen Zwischenlagen. Im unteren Teil sind knollige, meist kalkreiche Mergel mit schwach eisenoolithischen Kalkbänken entwickelt, im oberen Abschnitt sind dagegen die Kalklagen eisenooideicher und mächtiger.

Die Rotfärbung stammt von den relativ grossen, nestartig verteilten Eisenooiden und dem in der feinkörnigen Grundmasse dispers verteilten oxidischen Eisen. Die Schichtoberflächen der Eisenoolithbänke sind unregelmässig gewellt und weisen Limonitkrusten, Schalen inkrustierender Organismen und horizontale Wühlgänge auf.

Die eisenoolithischen Kalke und Mergel der *Humphriesi-Schichten* zeichnen sich durch einen grossen Reichtum an Makrofossilien aus (v.a. Brachiopoden und Belemniten). An Bivalven sind Pleuromyen, Pholadomyen, Trigonien, Ostreen und Pectiniden aufzufinden.

**i₁ Rothenfluh-Schichten (Blagdeni-Schichten) und Klingnau-
Formation (Parkinsoni-Schichten, Schwäbische Fazies) bzw.
Hauptrogenstein (Keltische Fazies): 50–55 m**

Über dem abschliessenden Hartgrund der *Humphriesi-Schichten* folgt die monotone Wechsellagerung von dicken Mergelbänken und grauen, fossilarmen, spätigen Kalkbänken der *Rothenfluh-Schichten*, die hier – anders als bei GONZALEZ (1993) und GONZALEZ & WETZEL (1996) – exact die *Blagdeni-Schichten* entsprechen. Eine eindeutige Korrelation ist nur in den westlichen Anteilen des Atlasblattes möglich, wo die Obergrenze durch den Hauptrogenstein gegeben ist. Im Osten lässt sich die Abtrennung gegenüber der darüber folgenden Klingnau-Formation nur dort durchführen, wo die ooidführenden *Garantiana-Schichten* bzw. die Eisenoolithe der *Subfurcaten-Schichten* (Bohrung Weiach und Wutach-Gebiet) ausgebildet sind. Am Nassberg südlich von Böttstein fehlt dieses Unterscheidungsmerkmal, so dass die *Rothenfluh-Schichten* möglicherweise gar nicht durchgehend abgelagert sind.

Westlich der Aare kann die Mächtigkeit 14 m erreichen, aber im Osten nimmt sie auf wenige Meter ab (Blitzberg bei Klingnau 6,5 m, vgl. Fig. 4).

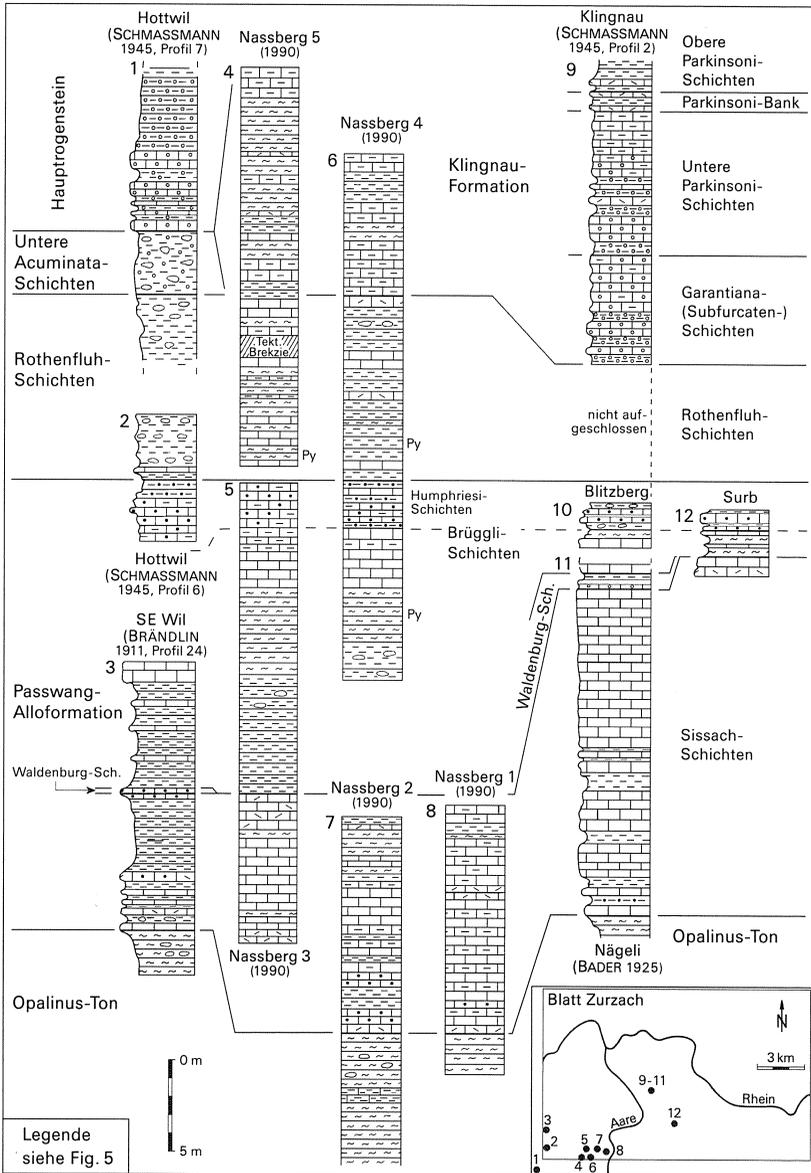


Fig. 4: Detailprofile des stratigraphischen Intervalls zwischen Opalinus-Ton und Hauptrogenstein bzw. Klingnau-Formation (Schichtefallen berücksichtigt).
 Referenz: 1990 = SCHNEIDER + MATOUSEK AG 1990.

Der Übergang zwischen der Karbonatplattform des Hauptrogensteins im Westen (Keltische Fazies) zur tonig-mergeligen, un tiefen Beckenfazies im Osten (Schwäbische Fazies) vollzieht sich in der Westhälfte des Blattes Zurzach. Der seitliche Fazieswechsel geschieht zum Teil auf sehr kurzer Distanz, jedoch erschwert die intensive Verzahnung die Korrelation.

Der obere *Hauptrogenstein* vermergelt bereits westlich des Atlasblattes entlang einer NNW–SSE verlaufenden Zone zwischen Gansingen, Mönthal und Schinznach. Der untere Teil des Hauptrogensteins reicht etwas weiter nach Osten und bildet eine komplizierte Übergangszone. Einzig im südwestlichsten Zipfel des Atlasblattes, bei Mandach, ist er in seiner typischen Ausbildung als oolithischer und bioklastischer Kalk vertreten. In der Bohrung Riniken, 5 km südlich davon, liegt er als Randfazies (Wechselagerung zwischen oolithischen, spätigen Kalk- und Mergelbänken) vor. In den Bohrungen am Nassberg südlich von Böttstein finden sich überhaupt keine Oolithe mehr, dafür eine Wechselagerung aus bioturbirten, ooidfreien Mergelkalken und Mergeln; demgegenüber sind wenig nördlich oolithische Kalkmergel verbreitet. Die den Nassberg bedeckenden, z.T. über 20 m mächtigen Rutschmassen bestehen teilweise aus einem richtiggehenden Ooidbrei.

Östlich der Aare wird der Hauptrogenstein durch die Kalkmergel der *Klingnau-Formation* (vgl. GONZALEZ 1993) abgelöst. An der Wutach beginnen diese Schichten mit der eisenoolithischen *Subfurcaten-Schichten*, welchen auch am Ostrand des Atlasblattes (Bohrung Weiach) angetroffen wurden. Zwischen Böttstein und Zurzach ist die Basis der Klingnau-Formation als 10–12 m mächtige oolithische, z.T. fossilreiche Mergel-Mergelkalk-Wechselagerung (*Garantiana-Schichten*) ausgebildet und zeigt damit noch Anklänge an die Kalkoolith-Fazies des Westens. Nach den Befunden der Bohrungen am Nassberg südlich von Böttstein sind sie allerdings nicht durchgehend vorhanden.

Charakteristisch ist in diesem unteren Teil der Klingnau-Formation auch ein ca. 20 cm mächtiger (BADER 1925 und eigene Feldaufnahmen), grauer oolithischer harter Kalk, der von der Muschelspezies *Pseudomonotis echinata* (SOW.) erfüllt ist. Bei den darüber folgenden 20–40 m mächtigen *Parkinsoni-Schichten s. str.* handelt es sich um graue bis schwarze, leicht sandige, fossilarme Tone bis Mergel. Lokal finden sich einzelne Bänke eines feinspätigen, mergeligen Kalks eingeschaltet. Den oberen Abschluss bildet eine oolithische Doppelbank, der *Parkinsoni-Oolith*, der westlich der Aare fehlt.

Die Grenzziehung zwischen den Unteren und den Oberen Parkinsoni-Schichten s. str. mit Hilfe der an Ammoniten reichen *Parkinsoni-Bank* (SCHMASSMANN 1945) bzw. der eher tonigen Ausbildung unten und mergelig-spätigen Ausbildung oben ist im Gelände kaum durchführbar.

i_{2,3} **Spatkalk und Varians-Schichten** **Macrocephalus- bis Anceps–Athleta-Schichten**

Spatkalk bzw. Wuerttembergica-Schichten: 9–17 m

Beim *Spatkalk*, einem altersmässigen Äquivalent zum Ferrugineus-Oolith im Westen, handelt es sich um eine Wechsellagerung von grauen Mergeln mit grobspätigen, eisenschüssigen Kalkbänken. Die Basis ist häufig leicht mergelig ausgebildet, der höhere Teil des Spatkalks besteht aus mächtigen Kalkbänken. Er bildet häufig eine deutliche Geländestufe und fällt durch seine rostrote Färbung auf. Bei Beznau und am Acheberg weisen einige Spatkalkbänke reichlich Exemplare von *Rhynchonelloidella alemanica* (früher *Rhynchonella varians* genannt) auf, was schon MOESCH (1867) und BADER (1925) veranlasste, den Spatkalk faziesmässig zu den Varians-Schichten zuzuordnen.

Der fazielle Übergang vom Spatkalk als Vertreter der keltischen Fazies zu den als feinsandige Tone und Tonmergel ausgebildeten *Wuerttembergica-Schichten* (Schwäbische Fazies) geschieht östlicher als beim Hauptrogenstein. Der Spatkalk reicht bis Kadelburg–Dangstetten im Klettgau, während im Wutach-Gebiet die Wuerttembergica-Schichten bereits voll ausgebildet sind. Der östlichste, vermergelte Ausläufer des Spatkalks im Dach der Wuerttembergica-Schichten konnte sogar noch in der Bohrung Weiach (östlich des Atlasblattes gelegen) erfasst werden. Der oberste Teil der Wuerttembergica-Schichten wird wegen des massenhaften Auftretens der Auster *Ostrea (Catinulla) knorri* als *Knorri-Tone* abgetrennt.

Varians- bis Anceps–Athleta-Schichten: 2–10 m

Über den Spatkalken folgt eine Wechsellagerung von braunen bis grauschwarzen Mergeln und Mergelkalken mit spätigen, mergeligen Kalkbänken. Im zentralen und östlichen Aargauer Tafeljura und im Klettgau–Wutach-Gebiet schliesst diese Abfolge der *Varians-Schichten* mit dem *Aspidoides-Oolith* ab, einer knapp metermächtigen eisenoolithischen Kalkbank. Die darüber folgenden *Macrocephalus- bis Anceps–Athleta-Schichten* liegen als 0,1–0,5 m mächtiger Kondensationshorizont vor. Lithologisch zeigt sich dieser als dunkler, fein- bis grobkörniger, zuweilen knolliger, eisenooidführender, mergeliger Kalk. In der ockergelben, rotvioletten bis rotbraunen Grundmasse schwimmen Eisenooiden und bis 3 cm grosse, mit Limonit überzogene, z. T. eisenoolithische, ockerfarbene Gerölle.

Die Mächtigkeit dieser Sedimentfolge nimmt gegen Osten beträchtlich ab und ist vor allem im Westteil des Atlasblattes entlang einer N–S streichenden Schwellenzone derart stark kondensiert, dass kaum mehr eine Feingliederung durchführbar ist (Mandacher Egg: 1,6 m, s. Fig. 5). Im Ostteil des Atlasblattes erreichen die Sedimente wieder knapp 10 m Mächtigkeit (Acheberg 4–7 m), wobei der grösste Anteil auf die Varians-Schichten entfällt.

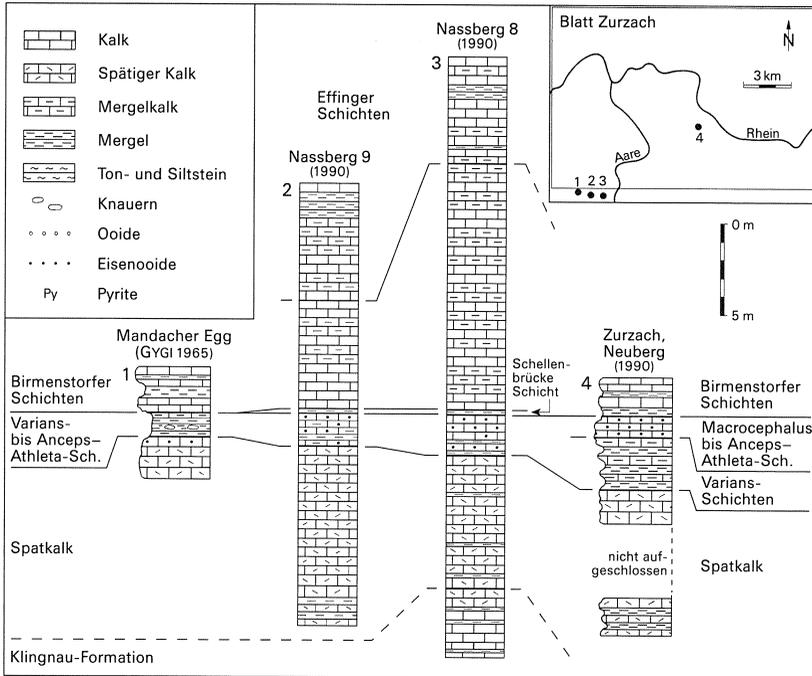


Fig. 5: Detailprofil Spatkalk bis Effinger Schichten (Schichtefallen berücksichtigt).
Referenz: 1990 = SCHNEIDER + MATOUSEK AG 1990.

Einzig in der Bohrung Weiach ist eine Unterteilung in die Mergel-Kalk-Wechsellagerungen der Varians-Schichten, den fossil- und eisenolithreichen *Aspidoides-Macrocephalus-Oolith* und die eisenhaltigen Anceps-Athleta-Schichten möglich.

Malm

i₅₋₆ Wildegg-Formation

Birmenstorfer Schichten: 1–14 m

Dieser für die Kartierung gut verwendbare, gleichmässige Leithorizont besteht aus grauen, mikritischen Kalken, die in einem 100–150 m tiefen Becken abgelagert worden sind. Im Aargauer Jura sind die Birmenstorfer Schichten durch

ihren Reichtum an Schwämmen und Schwammnadeln charakterisiert. Die Basis bildet die selten aufgeschlossene, wenige Zentimeter mächtige, eisenoolithische *Schellenbrücke-Schicht*, die im Osten in glaukonitische Sandmergel übergeht (*Glaukonithorizont* des Schwäbischen Juras).

Unklarer ist die Abgrenzung gegenüber den Effinger Schichten, die im Gelände meist mit der Abnahme der Verwitterungsresistenz gezogen wird. Wie bereits GYGI (1969) nachgewiesen hat, können die charakteristischen Schwämme bis weit in die Effinger Schichten hinauf auftreten, was durch den Vergleich von zwei Bohrungen am Nassberg bei Villigen bestätigt wird: Die Mächtigkeit der Schwamm- bzw. Kalkfazies variiert über eine Distanz von lediglich 600 m zwischen 7 m und 14 m («Normal»-Mächtigkeit: 3–4 m), wobei die Fazies einzelner, miteinander korrelierbarer Bänke ändert. Generell nimmt die Mächtigkeit gegen Osten ab; sie ist in der Bohrung Weiach auf rund einen halben Meter reduziert.

Effinger Schichten: 90–200 m

Die Effinger Schichten bilden eine eintönige, fossilarme Abfolge von hellgrauen, tonigen bis kalkigen Mergeln, in welche einzelne Kalkbänke eingeschaltet sind. Bei gedrängtem Auftreten machen sie sich im Gelände als undeutliche Steilstufen bemerkbar und lassen lokal sogar zur Korrelation verwenden (GYGI 1969). Die Mächtigkeit der Effinger Schichten erreicht im Westteil des Atlasblattes rund 200 m; sie nimmt gegen NE generell ab (Zurzach: 135 m, Weiach: 87 m).

Die Effinger Schichten sind im Schwäbischen Becken, unterhalb der Wellenbasis in einer Tiefe von 50–100 m, abgelagert worden. Der Übergang zu den Riffkalken der keltischen Karbonatplattform (Rauracien) erfolgt viel weiter westlich im Basler Jura.

i₆ **Villigen-Formation: 30–65 m**

Die Schichtglieder des oberen Oxfordiens sind bei der Kartierung nur mit Mühe voneinander zu unterscheiden. Im obersten Teil gehen die Effinger Schichten fließend in die grob gebankten Kalke der *Geissberg-Schichten* über. Gegenüber den hellgrauen Effinger Schichten zeigen diese häufig einen Farbumschlag ins Braungelbliche. Zusammen mit den hangenden, schwammreichen *Crenularis-Schichten*, deren Name auf den Seeigel *Hemicidaris crenularis* zurückgeht, werden sie im Nordostteil des Atlasblattes von den 10 m mächtigen Schwammkalken der *Hornbuck-* oder *Lochen-Schichten* abgelöst. Im Steinbruch bei Mellikon enthalten die Crenularis-Schichten Schwammbioherme von bis zu 60 m Grösse (GYGI 1969).

Die darüber folgenden *Wangener* und *Letzi-Schichten* (im Klettgau *Küssaburg-* bzw. *Wangental-Schichten* genannt) sind wohlgeschichtete, hellgraue

bis braungelbliche, mikritische Kalke, die sich nur mittels der 1–4 m mächtigen, glaukonitischen *Knollenschicht* voneinander abtrennen lassen.

i, Badener Schichten, Schwarzbach- und Wettinger Schichten:
0–130 m

Die Schichten des Kimmeridgiens sind nur im östlichsten Kartenanteil ausgebildet. Die im Steinbruch Mellikon (s. auch LEUTHARDT 1930) lediglich 2,5 m mächtigen *Badener Schichten* bestehen aus hellbeigen, oft knauerig gebankten mikritischen Kalken mit charakteristischen, grünlichen Glaukonitnestern und -schlieren. Durch ihren Fossilreichtum bilden sie einen wichtigen Leithorizont. Sie gehen 3 km weiter östlich in die mehrheitlich mergeligen, fossil- und schwammreichen, rund 20 m mächtigen *Schwarzbach-Schichten* über. Gegenüber den hangenden, massig ausgebildeten, braungelben und mikritischen Schwammkalken der *Wettinger Schichten* wittern sie als auffällige Geländemulden zurück. Im östlichsten Kartenanteil (Bohrung Weiach) sind wiederum die schwäbischen Faziesäquivalente ausgebildet: gut geschichtete Mergel und Mergelkalke der *Quaderkalke*, gefolgt vom ungeschichteten, für den Schwäbischen Jura (besonders im Gebiet des Randen und am Rheinfall) so typischen, bis zu 90 m mächtigen *Massenkalk*.

TERTIÄR

Neben VON BRAUN (1953) gibt es nur sehr wenige detaillierte Bearbeitungen zur Tertiärstratigraphie des Blattes Zurzach.

Verbreitung

Tertiäre Gesteine finden sich nur südöstlich einer Linie Rekingen–Tegerfelden, wo einerseits die Auflagerungsfläche (gegen SE einfallende Sedimentplatte) tiefer liegt, andererseits die Tertiärablagerungen an Mächtigkeit zunehmen. Die leicht tafelartige Morphologie ist bedingt durch die steilen Abbrüche der von Malmkalken dominierten Unterlage. Die Tafeln sind teilweise mit Deckenschottern bedeckt. Das Tertiär ist generell schlecht aufgeschlossen. Oft wurde früher als anstehendes Tertiär kartiert, was heute als Quartär erkannt ist (z. B. Baldingen).

Abgesehen von den eozänen Ablagerungen finden sich von SE gegen NW immer jüngere tertiäre Sedimente. So liegen bei Siglistorf noch die USM, bei Rekingen die OMM und gegen Tegerfelden im Gebiet «Im Berg» die OSM in Juranagelfluh-Fazies den Malmkalken auf.

Paläogeographie

Während rund 100 Millionen Jahren (Kreide–Eozän) war der Aargauer Jura Festland und bei warmem, oft feuchtem Klima einer intensiven Verkarstung ausgesetzt. Sie führte zur Anreicherung von unlöslichen Verwitterungsprodukten (Quarzsande, eisenhaltige Tone, Erze) in lateritischen Böden.

Ab dem oberen Oligozän wurden durch starke Subsidenzbewegungen des alpinen und voralpinen Raumes, verbunden mit einer teilweise verminderten Schuttfuhr ins Molassebecken, weite Teile des Vorlandes unter Wasser gesetzt. Es bildeten sich viele Brackwasserbecken. Auch bildeten sich vom zentral-schweizerischen Alpenrand her Schuttfächer weit ins Vorland hinaus. Dies führte zur Ablagerung der *Unteren Süsswassermolasse*. Die Schwermineral-Assoziation weist hauptsächlich auf den Einfluss von Freiburger und Thunersee-Schüttung (BERGER 1996) hin.

In der Zeit der *Oberen Meeresmolasse* kam es zur mehrmaligen Transgression sowohl vom südwestlichen als auch vom nordöstlichen Teil des Molassebeckens her. Dieses Meeresbecken wurde immer noch mit Material von den Schuttfächern des nördlichen Alpenrandes (v.a. Napf) beliefert. Ausser in Schuttfächernähe, im Küstenbereich und in Buchten, wo Brackwasser dominierte, herrschten normale Meeresverhältnisse vor.

Während der *Oberen Süsswassermolasse* entwickelte sich entlang dem heutigen Faltenjura ein rund 20 km breites Stromsystem, die sog. *Glimmersandrinne*. Mit dem Rückzug des Meeres der Oberen Meeresmolasse kam die bis anhin vorherrschende, W–E gerichtete Schüttung vollständig zum Erliegen, und während der ganzen Oberen Süsswassermolasse dominierte eine E–W-Schüttung. Im Süden hielten die Schüttungen an (Napf, Hörnli), im Norden bewirkte die Hebung des Schwarzwaldes analoge Schüttungen von Norden her (*Juranagelfluh*).

Lithologien

e Siderolithikum: 0–10 m

In der langen Festlandperiode ab Ende der Jurazeit reicherten sich die unlöslichen Verwitterungsrückstände in Senken und Karstlöchern an. Dabei handelt es sich um tonige Quarzsande (*Huppererde*) und um stark eisen- und kaolinhaltige, rotgefärbte Tone (*Bolustone*), welche oft bis haselnussgrosse Eisenerzkongregationen (*Bohnerz*) und noch grössere Silexknollen (z.B. bei Böbikon und südöstlich von Tegerfelden) enthalten. Im Bereich des Blattes Zurzach handelt es sich zumeist um die charakteristisch ockerroten Bolustone, die unregelmässig tief und taschenartig in die verkarstete Malmoberfläche eingreifen. Typisches Merkmal dieser Tone ist der fehlende Kalkgehalt.

m₁ Untere Süsswassermolasse (USM): 0–140 m

Die 140 m mächtige Abfolge in der Bohrung Weiach besteht aus einer zyklischen Abfolge von durchschnittlich 20 m mächtigen, grüngrauen Glimmersandsteinen und bunten, oft rot und grün gefärbten Mergeln. Ein Zyklus beginnt jeweils mit «granitischen» Grobsandsteinen und endet mit pyritführenden Feinsand- und Siltsteinen. Gegen NW zu nimmt die Mächtigkeit rasch ab, wobei der prozentuale Anteil an Sandsteinbänken konstant bleibt. Im Bereich Rekingen–Endingen keilt die Untere Süsswassermolasse vollständig aus. Nur die im SE des Atlasblattes abgeteuften Bohrungen erlauben gewisse stratigraphische Aussagen, da im Bereich der Unteren Süsswassermolasse kaum Aufschlüsse vorhanden sind. In den Bohrungen für die Erweiterung der Tongrube Fisibach (wenig östlich des Atlasblattes) wurden graue und buntgefärbte Ton- und Mergellagen mit wechselnden Glimmeranteilen sowie vereinzelte Kalkkonkretionen und linsartige Sandsteine angetroffen.

Es handelt sich um typische fluvioterrestrische Sedimente, die durch die seitliche Wanderung der Flussrinnen geprägt sind. Entsprechend beginnen die Zyklen mit groben Ablagerungen der eigentlichen Flussrinnen, welche in Uferwall- und schliesslich in Durchbruchsfächer und Überflutungsablagerungen der Schwemmebene (mit Calicheknollen, Wurzelhorizonten und Trockenrissen) übergehen (KELLER et al. 1990).

m₃ Obere Meeresmolasse (OMM): 4–20 m

Dank ihrer charakteristischen Ausbildung (glaukonitische Sandsteine und regional verfolgbare Gerölllagen) bildet die OMM eine gut verfolgbare Leitschicht. Die Mächtigkeiten sind am grössten am östlichen Blattrand und reduzieren sich gegen NW bis auf wenige Meter.

Lithofaziell kann die OMM in die untere Abteilung («Burdigalien») und in die obere Abteilung («Helvétien») gegliedert werden. Die marine Transgressionsfazies der unteren Abteilung («Burdigalien») ist auf dem Atlasblatt möglicherweise nicht mehr vertreten, sondern setzt erst etwas südöstlich davon ein.

Die obere Abteilung («Helvétien») besteht aus zwei marinen Schüttungen mit alpinen Geröllern, die durch einen Verwitterungs- und Transgressionshorizont voneinander abgetrennt sind (VON BRAUN 1953).

Die untere Schüttung (= «unteres Helvétien») ist nur lokal und meist sehr rudimentär ausgebildet, lithologisch mannigfaltig und immer mit einer basalen Führung alpiner Gerölle verbunden. Die obere Schüttung (*Austern-* oder *Quarzitnagelfluh* = «oberes Helvétien») stellt einen lithologisch und verbreitungsmässig einheitlich ausgebildeten Komplex dar, der häufig kontinuierlich als Geländekante verfolgbar ist. Gegenüber der unteren Schüttung ist sie wesentlich mächtiger entwickelt.

Im Steinbruch Musital bei Rekingen, wo der fortschreitende Abbau den Übergang zwischen Malm, OMM und OSM freigelegt hat, wurde ein ca. 0,5 m mächtiges *Basiskonglomerat* angetroffen, das bis zu dezimetergrosse alpine Gerölle enthält und diskordant den Geissberg-Schichten des Malms aufliegt. Obwohl die Zuordnung zu einem der beiden Schüttungen nicht abschliessend beurteilt werden kann, wird dieses Konglomerat eher mit der unteren Schüttung korreliert. Diese Interpretation stützt auch das Modell, wonach die OMM zur Zeit des «unteren Helvétien» am weitesten gegen N und NW transgredierte, d. h. hier direkt dem Malm aufliegt. Die Ablagerungen des «oberen Helvétien» bleiben weiter beckenwärts (Süden) zurück.

m₄ Obere Süsswassermolasse (OSM): bis 70 m

Im Bereich des Atlasblattes besteht die OSM aus Sandsteinen, Mergeln, Süsswasserkalken (rund um Oberbaldingen) und einzelnen Ausläufern von Juranagelfluh. Die bisherige Annahme, dass sich das Verbreitungsgebiet der Juranagelfluh-Fazies, welche den Abtragungsschutt des sich hebenden Schwarzwaldes darstellt, nur über den westlichen Tafeljura und den Klettgau erstreckt, muss revidiert werden. Im Gebiet «Im Berg» zwischen Rekingen und Tegerfelden sind einzelne Juranagelfluh-Ausläufer in den Steinbrüchen (Fig. 6), aber auch im Gelände festgestellt worden. Die im Steinbruch Jungholz östlich von Tegerfelden sehr schön zu beobachtenden rinnenartigen Vertiefungen zeigen deutlich die erosive Wirkung der auf die Malmkalke transgredierenden Juranagelfluh.

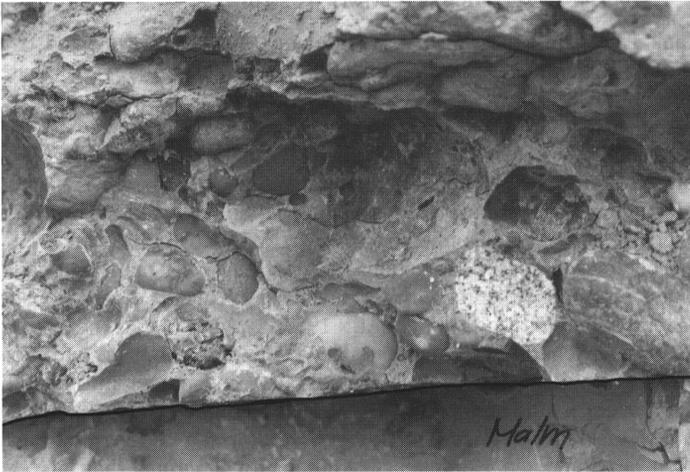


Fig. 6: Transgression des Basiskonglomerates der Oberen Meeresmolasse auf die Malmunterlage (Steinbruch Rekingen).

QUARTÄR

Pleistozän

Der Bereich des Zusammenflusses von Reuss, Limmat, Aare, Rhein sowie der Flüsse aus dem Südschwarzwald bildet für Quartärgeologie und Geomorphologie seit jeher ein Schlüsselgebiet, so dass es nicht an älteren Untersuchungen fehlt, z.B. zur Schotterterrassen-Stratigraphie. Lange Zeit waren die von PENCK & BRÜCKNER (1909) beschriebenen Verhältnisse im Typusgebiet der klassischen alpinen Pleistozänstratigraphie – dem süddeutschen Iller- und Rheingletscher-Gebiet – der Massstab für die Einstufung der eiszeitlichen Ablagerungen, auch in der Schweiz.

Um die verschiedenen Begriffe, welche oft für ein und dieselbe eiszeitliche Bildung verwendet werden, richtig interpretieren zu können, muss zwischen morphostratigraphischen und chronostratigraphischen Bezeichnungen unterschieden werden. Die morphostratigraphischen Begriffe beziehen sich auf die geomorphologische Stellung einer bestimmten Ablagerung in der Landschaft. Die chronostratigraphischen Bezeichnungen bringen zum Ausdruck, mit welchem erdgeschichtlichen Ereignis bestimmte Ablagerungen korreliert werden. Morphostratigraphische Einheiten sind z.B. Höhere und Tiefere Deckenschotter, Hochterrassenschotter und Niederterrassenschotter. Diese werden klassischerweise mit den chronostratigraphischen Einheiten Günz (Höhere Deckenschotter), Mindel (Tiefere Deckenschotter), Riss (Hochterrassenschotter) und Würm (Niederterrassenschotter) korreliert.

Das klassische morphostratigraphische Konzept der Altersabfolge von Schotterterrassen beruht auf einem Wechsel zwischen Akkumulation und Erosion, welcher im Rhythmus der Gletscherbewegungen erfolgt. Nach der Ablagerung eines Schotterkörpers im Gletschervorfeld stellt sich demnach eine Erosionsphase ein, welche eine Talbildung bewirkt. Dabei können neben den eben abgelagerten Lockergesteinen auch darunter liegende Felsschichten erodiert werden. In diesem Taleinschnitt werden beim nächsten Gletschervorstoss erneut Schotter abgelagert, wobei deren Oberfläche tiefer zu liegen kommt als diejenige der älteren Schotter. Die höchstgelegenen Terrassen beinhalten demnach die ältesten Schotter, die tiefstgelegenen die jüngsten. Dieses Wechselspiel bewirkt also eine sukzessive Tieferlegung der Felsoberfläche, was auch gewisse tektonische Vorgänge bedingt (Hebungen im Gebiet der Alpen und des Mittellandes).

Neuere Untersuchungen in der Schweiz zeigen, dass gewisse morphostratigraphische Einheiten intern gliederbar sind, also Ablagerungen mehrerer, teilweise durch Warmzeiten (Interglaziale) getrennter Vergletscherungen umfassen. Dies gilt im speziellen für die Deckenschotter (GRAF 1993) und die Niederterrassenschotter (SCHLÜCHTER 1978, SCHNEIDER + MATOUSEK AG 1995). Die Befunde zeigen, dass die direkte Überlagerung von Sedimenten (vor allem von Schottern)

verschiedener Vergleichen kein Ausnahmefall ist. Damit wird aber die klassische Korrelation der morphostratigraphischen Einheiten im schweizerischen Mittelland mit der Chronostratigraphie des Typusgebietes in Süddeutschland in Frage gestellt.

Die morphostratigraphische Gliederung der pleistozänen Schotterterrassen hat ihre Berechtigung darin, dass sie die Entwicklung der Landschaft und des Flussnetzes im Laufe der Zeit dokumentiert. Die interne Gliederbarkeit gewisser Einheiten erweitert allerdings den zeitlichen Rahmen ihrer Entstehung. Bisher besteht noch keine allgemein gültige Systematik, welche für die Benennung der festgestellten neuen stratigraphischen Einheiten verwendet werden könnte. Aus diesem Grund werden im folgenden die morphostratigraphischen Bezeichnungen der Ablagerungen verwendet und auf eine Benutzung der chronostratigraphischen Begriffe verzichtet. In den Einleitungen zu den jeweiligen Kapiteln wird aber kurz auf diese Bezeichnungen verwiesen. Die ebenfalls verwendete Einteilung «älteres, mittleres und jüngeres Pleistozän» ist nicht streng im Sinne der internationalen Chronostratigraphie zu verstehen. Diese Begriffe werden lediglich als grobe zeitliche Orientierungshilfen verwendet.

ÄLTERES PLEISTOZÄN

Die Ablagerungen des älteren Pleistozäns, in der Schweiz durch die sogenannten Höheren und Tieferen Deckenschotter vertreten, wurden bisher mit der Günz- und Mindel-Eiszeit korreliert. Für den Zeitbereich des älteren Pleistozäns werden im süddeutschen Typusgebiet zusätzlich Haslach-, Donau- und Biberzeitliche Bildungen ausgeschieden. Wahrscheinlich sind deren Äquivalente (mindestens teilweise) in den schweizerischen Deckenschottern zu finden.

Die Deckenschotter wurden früher als «Löcherige Nagelfluh» bezeichnet, womit ursprünglich bezug auf das Vorkommen von matrixfreien Partien zwischen den Geröllen genommen wurde. Besonders löcherig sind die Deckenschotter aber dort, wo sie einen bedeutenden Anteil an Dolomitgeröllen enthalten (z.B. zwischen Böbikon und Siglistorf). Denn diese verwittern zu Dolomitasche, welche leicht ausgespült wird, und es bleiben geröllförmige Hohlräume zurück.

q_{1s} Höhere Deckenschotter: bis 50 m

Die Höheren Deckenschotter bedecken bedeutende Flächen westlich der Aare (zwischen Leibstadt und Mandach) und im Ostteil des Kartenblattes (Acheberg, Hörndli, zwischen Böbikon und Siglistorf).

Die Auflagerungsfläche der Höheren Deckenschotter ist über grössere Gebiete auffällig eben; sie schwankt im Süden um etwa 580 m ü. M. und senkt sich generell nach Nordwesten. Allerdings können darin mehrere rinnenförmige,

von Süden nach Norden verlaufende Eintiefungen festgestellt werden, die 30–40 m tiefer greifen (zwischen Mandach und Leibstadt sowie zwischen Obersiggenthal und Endingen). Es kann also davon ausgegangen werden, dass vor der Ablagerung der ersten Deckenschotter ein in verschiedene Täler gegliedertes Flussnetz existierte. Die Ablagerung von Deckenschottern begann innerhalb der Flussrinnen, und nach deren vollständiger Aufschotterung wurden die angrenzenden flachen Gebiete mit Schottern bedeckt. Dass diese Aufschotterung im Zusammenhang mit Gletschervorstössen stand, ist durch die Sedimentologie der Schotter (typische Ablagerungen eines Gletschervorfeldes), und durch Moräneneinlagerungen (südlich von Hagenfirst) dokumentiert.

Die Höheren Deckenschotter entstanden während mehreren kalten Phasen, welche zum Teil durch Warmzeiten (Interglaziale) getrennt waren. Die Ablagerungen der einzelnen Phasen unterscheiden sich häufig markant in ihrer Geröll- und Schwermineralpetrographie. Dies bedeutet, dass im Laufe der Zeit entweder verschiedene Gletschersysteme Material in ein gewisses Gebiet lieferten, oder dass sich das Einzugsgebiet eines bestimmten Gletschersystems änderte. Darin spiegeln sich wahrscheinlich grössere paläogeographische Veränderungen im Hinterland wider.

Die bisher besten Angaben zur Bestimmung des Alters der Höheren Deckenschotter lieferten Funde von Kleinsäugerresten innerhalb der Abfolge von Höheren Deckenschottern des Irchels (auf dem Gebiet von Blatt 1071 Bülach). Sie ergaben ein Minimalalter der betreffenden Ablagerungen von 1,8 Ma (BOLLIGER et al. 1996).

q_{2s} Tiefere Deckenschotter: bis 60 m

Während das Flussnetz zur Zeit der Höheren Deckenschotter noch stark vom heutigen abwich, war die Verteilung der Täler zur Zeit der Tieferen Deckenschotter bereits den aktuellen Verhältnissen ähnlich. Die Felsoberfläche in den Talsohlen lag mindestens 50 m tiefer als noch zur Zeit der Höheren Deckenschotter. Wenn man die Akkumulationshöhe der Höheren Deckenschotter berücksichtigt, betrug die Tiefenerosion etwa 120 m.

Auf Blatt Zurzach können drei Verbreitungsgebiete der Tieferen Deckenschotter unterschieden werden: das Gebiet westlich des heutigen Aaretals, dasjenige östlich des Aaretals und dasjenige des Bereichs Rheintal–Bachsertal.

Die Tieferen Deckenschotter westlich der Aare gehen im wesentlichen auf ein lokales Gewässernetz zurück. Zumindest im südwestlichen, proximalen Bereich bestehen sie weitgehend aus umgelagertem Material der Höheren Deckenschotter. Im distalen Bereich kann ein Einfluss der damaligen Aare festgestellt werden.

Die Basis der Schotter senkt sich von rund 410 m ü. M. im Süden gegen 390 m ü. M. im Norden. Die ursprüngliche Oberkante der Schotter dürfte im

Süden bei rund 470 m ü.M. gelegen haben. Weiter im Norden kann sie nicht mehr sicher festgestellt werden. Innerhalb der Schotter kommen ausgedehnte und mächtige Sandlagen vor (z.B. Grube Ängi südlich von Hettenschwil).

Die Relikte von Tieferen Deckenschottern östlich der Aare gehen auf eine alte Aaretalfüllung zurück, deren Verlauf im Gebiet von Blatt 1070 Baden über den Bruggerberg, den Iberig und die Firsthalden verfolgt werden kann. Die Relikte im Gebiet von Tegerfelden wurden wahrscheinlich in einer Schleife der damaligen Aare abgelagert.

Im Bereich Rheintal-Bachsertal vereinigten sich zwei Flusssysteme. Das eine folgte dem heutigen Rheintal, das andere dem heutigen Bachsertal. Es können morphologisch zwei Schotterniveaus unterschieden werden, deren Entstehung durch eine Phase der Erosion unterbrochen wurde. Das *obere Niveau* (q_{2st}) ist auf dem angrenzenden Gebiet von Blatt Bülach deutlicher ausgebildet, auf Blatt Zurzach sind nur noch südöstlich von Hintertüfenen und im Gebiet Staneich nördlich von Mellstorf Relikte erhalten geblieben. Die Schotterbasis liegt im Mittel bei etwa 480 m ü.M., die Obergrenze bei etwa 540 m ü.M. Das obere Niveau gliedert sich sedimentpetrographisch in drei Abschnitte, wobei allerdings bisher keine klaren Diskordanzen festgestellt werden konnten (GRAF 1993).

Die Ablagerungen des *unteren Niveaus* (q_{2stII}) erstrecken sich vom Langsaler Buck bis zur Ebni südlich von Rümikon. Ihre Obergrenze dürfte bei rund 500 m ü.M. und die Basis bei rund 450 m ü.M. liegen. Das untere Niveau stellt sedimentpetrographisch einen einheitlichen Körper dar.

Besonders im Bereich des unteren Aaretals können markante Veränderungen der Landschaft seit der Entstehung der Höheren Deckenschotter festgestellt werden. Ein einst über das Gebiet von Mandach verlaufender Fluss lieferte das Material der dortigen Höheren Deckenschotter. In der Folge verlor dieses Tal offenbar seinen Oberlauf. Die ehemalige Flussrinne kann nicht mehr weiter nach Süden rekonstruiert werden, weil im Niveau der Deckenschotter südlich von Mandach heute ausschliesslich mesozoische Gesteine verbreitet sind. Eine Erklärung für diese Umstände könnte in der dort verlaufenden Mandacher Störung liegen. Möglicherweise fand ein Teil der tektonischen Bewegungen (Aufschiebung) im Zeitraum zwischen der Entstehung der Höheren und Tieferen Deckenschotter statt. Anschliessend wurde kein frisches Material aus den Alpen mehr angeliefert und die Tieferen Deckenschotter entstanden aus aufgearbeitetem Material der Höheren Deckenschotter.

Weitere markante Veränderungen des Flussnetzes fanden im Bereich der Lägeren-Struktur statt. Dort tritt noch ein höheres Schotterniveau in den Tieferen Deckenschottern auf (z.B. Gebenstorfer Horn; «Mittlere Deckenschotter» nach GRAF 1993). Die eigentlichen Tieferen Deckenschottern umfassen mindestens drei Schüttungen, welche auf dem Iberig bei Würenlingen durch Paläoboden-Relikte getrennt sind (GRAF im Druck).

Die bestehenden Diskrepanzen bezüglich Akkumulationshöhen und interner Gliederbarkeit verhindern zum jetzigen Zeitpunkt eine direkte Korrelation der Tieferen Deckenschotter der beschriebenen geographischen Bereiche.

Zur Altersstellung der Tieferen Deckenschotter sind bisher nur qualitative Angaben möglich. Wie eine Sondierbohrung im oberen Niveau der Tieferen Deckenschotter östlich von Siglistorf (Hintertüfenen) gezeigt hat, kann die Verwitterung sehr tiefgreifend sein: die gesamte 37 m mächtige Abfolge von Schottern und Schwemmlösslagen erwies sich als vollständig verwittert und entkalkt. Dies kann nur mit einer mehrphasigen Pedogenese mit wiederholter Aufschüttung erklärt werden, was auf ein recht hohes Alter der Tieferen Deckenschotter hindeutet (SCHLÜCHTER 1988, GRAF 1993). Paläomagnetische Untersuchungen ergaben in Tieferen Deckenschottern bei Allschwil (Kanton BL), dass diese Schotter nicht in der heutigen, normal polarisierten magnetischen Epoche (Brunhes) gebildet wurden. Ihr Mindestalter beträgt demnach 780 000 Jahre (Matuyama-Epoche oder älter; FORSTER & SCHLÜCHTER in Vorb.).

ÄLTERES ODER MITTLERES PLEISTOZÄN

Die in diesem Abschnitt beschriebenen Ablagerungen können wegen ihrer uneinheitlichen morphologischen Position und teilweise unklaren Genese zeitlich nur ungenau eingestuft werden. Weil sie geographisch ausserhalb des letzteiszeitlichen Maximalstandes der alpinen Gletscher und ausserhalb des Bereichs der Niederterrassenschotter liegen, müssen sie älter als jene Ablagerungen sein.

q_m Tiefgründig verwitterte Moräne und Schotter, Geröllstreu

Auf Ablagerungen des älteren Pleistozäns und den präpleistozänen Festgesteinen liegen oft Lockergesteine, welche sich durch eine sandig-lehmige Grundmasse und das Vorkommen von alpinem Geröllmaterial auszeichnen. Wegen ihrer uneinheitlichen Höhenlage und geographischen Position können sie nicht einer bestimmten morphostratigraphischen Einheit zugeordnet werden. Bisher wurden diese Bildungen stets als «Moränen der Grössten Vergletscherung» bezeichnet. Dass diese Bezeichnung aufgegeben werden muss, hat zwei Gründe. Einerseits sind diese Ablagerungen nicht alle glazigen; zum Teil handelt es sich auch um tiefgründig, mitunter bis auf die Felsunterlage verwitterte Schotter. Häufig ist aber eine genetische Deutung gänzlich unmöglich, weil lediglich eine Geröllstreu vorliegt. Eigentliche Moränenwälle lassen sich nur ausnahmsweise auskartieren (bei Ebni östlich von Wislikofen).

Andererseits ist heute bekannt, dass die nordalpinen Gletscher im älteren und mittleren Pleistozän mehr als nur einmal weit über die Maximalausdehnung der letzteiszeitlichen Gletscher hinausgingen. Hinweise darauf liefern einerseits ein

Moränenvorkommen in den Höheren Deckenschottern bei Hagenfirst (siehe oben) sowie die Verhältnisse im Endmoränengebiet von Möhlin, dem klassischen Maximalstand der «Grössten Vergletscherung» (DICK et al. 1996, s. Abschnitt «Mittleres Pleistozän»).

q_s Kaltzeitliche Schotter in Nebentälern (Lokalschotter)

In den südlichen Nebentälern des Rheintales (Chrüzlibachtal bei Böbikon sowie Tägerbach- und Butal bei Siglistorf) kommen Relikte von wahrscheinlich kaltzeitlich entstandenen Schottern vor, welche keinem der grossen Flusssysteme zugeschrieben werden können. Vermutlich stellen sie Lokalschotter dar, denn sie enthalten auffällig viel Material lokaler Herkunft. Sie liegen in ganz verschiedenen Höhen, und oft sind weder ihre Basis noch Oberkante bestimmbar. Verantwortlich dafür sind mächtige Deckschichten (Rutschungsmaterial, Hangschutt), welche für diese Nebentäler charakteristisch sind. Zudem sind die betreffenden Schotter teilweise versackt (z.B. südlich von Siglistorf). Aus diesen Gründen können die kaltzeitlichen Schotter der Nebentäler zum jetzigen Zeitpunkt nicht mit den Schottern der Haupttäler korreliert werden.

MITTLERES PLEISTOZÄN

Die Ablagerungen des mittleren Pleistozäns (Hochterrassenschotter und dazugehörige Moränen) wurden bisher mit der «Riss»-Eiszeit korreliert. In der Schweiz wurden sie auch als Ablagerungen der «Grössten Vergletscherung» bezeichnet, deren Maximum klassischerweise anhand der Wallmorphologie des Möhlinerfeldes definiert wurde. Bereits in älteren Publikationen (z.B. MÜHLBERG 1901, BUGMANN 1961, BLÖSCH 1911) wurde die Gliederung der «Riss»-Eiszeit in eine «Hochterrasseneiszeit» und die «Grösste Vergletscherung» vorgeschlagen, weil dazwischen Erosions- und Verwitterungsphasen nachgewiesen werden konnten.

Im klassischen Endmoränengebiet von Möhlin gelang vor wenigen Jahren der Nachweis von zweimaliger Gletscherpräsenz (DICK et al. 1996). Zwischen diesen Eisvorstössen lag eine Warmzeit, welche durch einen Paläoboden dokumentiert ist. Daher kann also von mindestens einer bedeutenden zeitlichen Zäsur innerhalb der morphostratigraphischen Einheit der Hochterrassenschotter und den damit zusammenhängenden glazigenen Ablagerungen ausgegangen werden. Eine Analyse der zahlreichen Sondierbohrungen im Möhliner Gebiet zeigt zudem, dass die seit langem als Moränenwälle (Doppelwall) gedeutete Oberflächenformung nicht durch lithologische Befunde (z.B. glazigene Ablagerungen, glazialtektonisch deformierte Schotter) erhärtet werden kann. Die Bohrungen erschlossen in den obersten Abschnitten durchwegs bis zu 10 m mächtigen Löss- und

Lösslehm. Daher dürfte die wallartige Morphologie des Möhliner Feldes wahrscheinlich auf eine periglaziale Überformung der mächtigen Lössablagerungen zurückgehen und sollte nicht länger als morphologischer Fixpunkt für die Ausdehnung der «Grössten Vergletscherung» betrachtet werden.

In den folgenden Kapiteln werden mögliche Korrelationen der Ablagerungen des mittleren Pleistozäns von Blatt Zurzach mit den neu interpretierten Verhältnissen im Möhlinerfeld vorgeschlagen.

Die Felsoberfläche in der Talsohle der Hochterrassenschotter liegt im unteren Aaretal etwa 90 m unter derjenigen der Tieferen Deckenschotter. Berücksichtigt man deren Akkumulationshöhe beträgt die Tiefenerosion rund 150 m. Im Rheintal dürfte die Differenz etwas grösser sein. Noch beträchtlich grössere Erosionsbeträge (mehrere hundert Meter) können in den Tälern südlich der Lägeren festgestellt werden. Dort wurde die Tiefenerosion durch subglaziale Prozesse verstärkt, während für das Gebiet von Blatt Zurzach von überwiegend fluvialer Erosion ausgegangen werden kann.

Anhand der Felsisohypsen sind im Bereich der Aarenmündung mehrere alte, durch Hochterrassen-Ablagerungen gefüllte Talläufe erkennbar. Aus flussdynamischen Gründen muss davon ausgegangen werden, dass sie nicht alle zur gleichen Zeit entstanden sind bzw. aktiv waren. Im folgenden wird eine dem jetzigen Wissensstand entsprechende Interpretation der Flussgeschichte im Gebiet von Blatt Zurzach vorgeschlagen.

Das wahrscheinlich älteste Flussnetz des Hochterrassen-Systems bestand aus einer Rinne im Ruckfeld, welche sich über den Strick ins heutige Rheintal fortsetzte, einer Rinne im heutigen Rheintal bis Koblenz und einer Rinne im Klettgautal nördlich des heutigen Rheins. Die letzteren beiden vereinigten sich bei Koblenz und setzten sich über das Gebiet des Äpelöö nach Süden fort. Dort beschrieb der Fluss eine scharfe Rechtskurve und vereinigte sich etwa bei Leuggern mit der Ruckfeld-Rinne. Die Mündung der Aare in den Rhein lag damals also einige Kilometer weiter südlich als heute. In dieser Rinne wurden die Schotter der oberen Terrasse (q_{3sl}) abgelagert, die an der Basis Reste von glazigenen Sedimenten (q_{3ml}) enthalten. Wichtige Indizien für den beschriebene Verlauf des ehemaligen Rheins sind Gerölle von Schwarzwald-Kristallin in Aufschlüssen nördlich von Klingnau.

Eine anschliessende Erosionsphase bewirkte eine einschneidende Veränderung des Flussnetzes, indem neue Rinnen östlich von Reuenthal (Moos-Finstergraben) als Fortsetzung der Ruckfeld-Rinne und zwischen Waldshut und Full (Rheintal- und Klettgau-Rinne) entstanden. Darin gelangten die Schotter der mittleren Terrasse zur Ablagerung. Die alten Rinnen im Gebiet Äpelöö und Strick wurden aufgegeben und die neue Aarenmündung in den Rhein lag nun wenig westlich der heutigen.

In einer spätere Phase, welche wahrscheinlich mit dem folgenden, etwa bis Waldshut reichenden Gletschervorstoss in Zusammenhang steht (q_{3mll}), entstand

die kleine Rinne des Steingraben südlich von Koblenz und anschliessend möglicherweise auch die heutige Aare-Rinne zwischen Koblenz und der Felsenau.

Hochterrassen-System

q_{3m} Ältere Moräne

Bisher konnten sichere Vorkommen der älteren Moräne der Hochterrasse nur in Bohrungen am Schnäggenberg westlich von Böttstein nachgewiesen werden. Dabei handelt es sich um heterogene, lehmig-kiesige Ablagerungen, die gegen unten in eine eigentliche Grundmoräne übergehen. Weitere mögliche Vorkommen dieser Moräne wurden in Spülbohrungen auf dem Strick südlich von Reuenthal und im Gebiet Äpelöö nördlich von Klingnau angetroffen (letztere sind auf der Karte nicht angegeben).

Diese Moräne kann vielleicht mit der unteren Moräne im Möhlinerfeld (DICK et al. 1996) korreliert werden.

q_{3s} Schotter der oberen Terrasse: mindestens 100 m

Hochterrassenschotter der oberen Terrasse bilden die Füllung der Äpelöö- und Strick-Rinne. Der tiefere Teil der Lockergesteine in der Ruckfeld-Rinne dürfte ebenfalls aus solchen Schottern bestehen. Ein weiteres Vorkommen befindet sich am Schnäggenberg bei Böttstein. Von der morphologischen Stellung her dürften auch die Schotter bei Rümikon (Oberkante ca. 450 m ü.M.) zur oberen Terrasse gehören. Die Rinnenbasis liegt im Ruckfeld auf etwa 320 m ü.M., im Gebiet Äpelöö auf ca. 310 m ü.M. und unter dem Strick auf rund 300 m ü.M. Im Rheintal können keine Angaben über die Rinnenbasis gemacht werden. Die Schotter reichen in der ehemaligen Kiesgrube am Hönger bei Klingnau bis auf 410 m ü.M. Daraus ergibt sich eine ehemalige Gesamtmächtigkeit von mindestens 100 m. Im Gebiet zwischen Koblenz und Klingnau führen die Schotter Gerölle aus Schwarzwald-Kristallin. Daraus ergibt sich die oben beschriebene Deutung des Flussnetzes in diesem Zeitabschnitt.

Die Hochterrassenschotter der oberen Terrasse sind vielleicht mit den deformierten Schottern unter dem Paläoboden im Möhlinerfeld (DICK et al. 1996) zu korrelieren.

q_{3sII} Schotter der mittleren Terrasse: bis 50 m

Zu den Hochterrassenschottern der mittleren Terrasse werden im Aaretal die Ablagerungen im oberen Abschnitt der Lockergesteine des Ruckfeldes, des Schlattbodens nördlich von Böttstein, des Bereichs Moos–Finstergraben östlich sowie des Schlüsselgrabens nördlich von Reuenthal gestellt. Die Basis dieser Ablagerungen ist nur an wenigen Stellen erfassbar. Anhand von Muschelkalk-

Aufschlüssen im unteren Teil des Finstergrabens kann eine Höhenlage der Rinnebasis auf rund 335 m ü.M. abgeschätzt werden. Eine Bohrung in der Mooshalden südlich von Leuggern (658.250/269.500) erschloss ein Paläoboden-Relikt auf ebenfalls 335 m ü.M. Die Oberkante der Schotter ist demgegenüber besser erkennbar. Sie liegt im Ruckfeld auf rund 400 m ü.M., Auf dem Schlattboden auf 385 m ü.M. und im Gebiet Moos bei rund 380 m ü.M. Im Schlüsselgraben dürfte die Oberkante ebenfalls bei rund 380 m ü.M. liegen.

Im Rheintal kommt eine von der morphologischen Stellung her vergleichbare Terrasse vor, deren Oberkante auf rund 420 m ü.M. liegt.

Diese Ablagerungen können möglicherweise mit dem deformierten Schotter über dem Paläoboden im Möhlnerfeld (DICK et al. 1996) korreliert werden.

q_{3mIII} Jüngere Moräne

Die jüngere Moräne der Hochterrasse überlagert gebietsweise die beiden älteren Hochterrassenschotter. Nachgewiesen ist dies im Ruckfeld, wo sie Fetzen von verwittertem Lockergestein enthält, auf dem Schlattboden (in Bohrungen) sowie im Aufschluss Hönger. Gemäss BUGMANN (1961) sind dort die Schotter im Liegenden der Moräne verwittert. Es kommen bis zu 2 m tiefe Verwitterungstaschen vor. Er beschrieb weitere Vorkommen einer Moräne auf dem Händli östlich von Koblenz-Station und beim ehemaligen Schiessplatz von Koblenz (Gebiet Längg). Im Rheintal kommt eine Moräne mit vergleichbarer stratigraphischer Stellung östlich von Rümikon vor.

Möglicherweise kann diese Moräne mit den glazialtektonischen Deformationen im Möhlnerfeld korreliert werden.

Verschiedene Indizien deuten darauf hin, dass dieser Gletschervorstoss für die Formung der Felsoberfläche im Aare- und Rheintal von grosser Bedeutung war. An mehreren Stellen kommen im Liegenden der Niederterrassenschotter Reste von Moränen vor (Kleindöttingen, Rietheim; in der Karte nicht dargestellt). Diese können nicht im Zusammenhang mit der letzten Vereisung stehen, weil sie weit ausserhalb der entsprechenden Endmoränen liegen. Weitere Moränenvorkommen sind an offenbar existierende Terrassenränder von Schottern der mittleren Terrasse angelagert (z.B. bei Würenlingen, Blatt 1070 Baden), bzw. wurden diese Schotter glazialtektonisch gestört (z.B. östlich von Reuenthal). Es muss also damit gerechnet werden, dass in dieser Phase die Felsoberfläche in den Haupttälern bereits auf das heutige Niveau gesenkt wurde.

q_{3sd} Alter Schwemmsand: bis 30 m

Im Gebiet Schlattboden wird die jüngere Moräne der Hochterrasse durch bis zu 30 m mächtigen alten Schwemmsand überlagert. Im unteren Teil der Abfolge kommen auch kiesige Einschaltungen vor. Ein gleichartiges Vorkommen befindet

sich auf dem Gibrist östlich von Hettenschwil. Diese Sedimente sind wahrscheinlich als Ablagerungen von Schwemm- oder Bachschuttfächern aus dem Verbreitungsgebiet der Tieferen Deckenschotter zu deuten. Letztere kommen wegen ihrer mächtigen Sandeinlagerungen auch als Materiallieferanten in Frage.

q_{3sIII} Schotter der unteren Terrasse: bis 25 m

Im System der Hochterrassen kommen in mehreren Gebieten Terrassen vor, deren Oberfläche tiefer als die Schotterflächen der mittleren Terrasse liegen. Die Oberkanten der darin enthaltenen Schotter sind nur schwer zu bestimmen, weil sie meistens durch mächtige Hangschutt-Auflagerungen oder Lössabfolgen maskiert sind. Es ist bisher nicht klar, ob es sich bei diesen Terrassen um Erosionsformen handelt oder ob sie eine eigenständige Akkumulation beinhalten. Dies betrifft die lössbedeckte Fläche des Chappeli-Geissenloo südlich von Döttingen (ca. 360 m ü.M.), die mit Hangschutt und teilweise Löss bedeckte Terrasse zwischen Fehrental (südlich von Leuggern) und Reuenthal (Oberkante der Schotter auf ca. 355 m ü.M.) und die Terrassenreste zwischen Reuenthal und Leibstadt (ca. 365 m ü.M.).

Morphologisch sind auch die Schotter südöstlich von Koblenz (Härdli, Längg) dazu stellen. Allerdings enthalten sie lokal Gerölle von Schwarzwald-Kristallin, was eher eine Deutung als «Schotter der oberen Terrasse» aufdrängt. Weil eine Abgrenzung zu allfälligen jüngeren Schottern im oberen Teil der Terrasse nicht möglich ist, solche aber stellenweise nachgewiesen sind, wurde für die Einstufung dieser Ablagerungen dem morphologischen Ansatz, und damit einer besseren darstellerischen Gliederung der Landschaft der Vorrang gegeben.

Erratische Blöcke

Erratische Blöcke kommen nur vereinzelt vor. Ein grösseres Exemplar von über 30 m³ liegt im Bachtobel unterhalb der Strasse bei Schmidberg (Gemeinde Böttstein, Koord. 659.100/266.840). Es handelt sich um einen hellen, grobkörnigen, biotitreichen Granit. Weil das gesamte Gebiet von Blatt Zurzach geographisch ausserhalb des letzteiszeitlichen Maximums liegt, gehen alle Erratiker auf ältere Gletschervorstösse zurück.

MITTLERES ODER JÜNGERES PLEISTOZÄN

L Löss und Lösslehm: bis 6 m

Die genaue Entstehungszeit der verschiedenen Vorkommen von Löss und Lösslehm ist nicht bekannt. Es sind jedoch hauptsächlich die Hochterrassen-

schotter, v.a. die Plateaus des Ruckfeldes und von Chappeli (südlich von Döttlingen), die von einer bis zu 6 m mächtigen Schicht aus Löss und Lösslehm bedeckt sind. Daraus könnte geschlossen werden, dass der Löss am Ende des mittleren Pleistozäns entstand. Eine Entstehung während des jüngeren Pleistozäns kann jedoch nicht definitiv ausgeschlossen werden, denn die zu seiner Bildung notwendigen Verhältnisse herrschten auch in jener Zeit.

Der hellbraune bis gelbbraune, z.T. sandige und tonige Silt, der vom Wind aus den Schottern und Moränen ausgeblasen und als Staub verfrachtet wurde, zeichnet sich in den Aufschlüssen durch seine poröse, schichtungslose Struktur sowie seine krustige Oberflächenverwitterung aus.

In der Regel folgt unter einer rund 0,4 m mächtigen Deckschicht aus schwach humosem, karbonatfreiem Löss eine mehrere Meter mächtige, sandig-tonige, geröllfreie Lössschicht. Sie wird von einer geröllführenden Lösszone ohne Karbonatanteil unterlagert.

Unter der Lehmschicht liegt das gelöste Karbonat häufig in Form konkretionärer «Lösskindel» vor. Die für den Löss typische Entkalkung hat teilweise auch noch die darunterliegenden Schotter erfasst, so dass karbonatische Gerölle in den oberen Bereichen fehlen. Parallel zur Entkalkung verlehmt der Löss durch die bei der Verwitterung entstehenden Tonminerale. Gewisse Lagen im Löss können reich an Schneckenschalen sein.

JÜNGERES PLEISTOZÄN

Im Gebiet des unteren Reusstales (Birrfeld) auf Blatt 1070 Baden wurden im Niveau der Niederterrassenschotter Ablagerungen eines Gletschervorstosses nachgewiesen, der zeitlich zwischen die Entstehung der Sedimente des Hochterrassen-Systems und der letzten Eiszeit zu stellen ist (SCHNEIDER + MATOUSEK AG 1995). Ein Paläoboden trennt diese Ablagerungen von den sie überlagernden Schottern der letzten Eiszeit ab. Auf Blatt Zurzach konnten an mehreren Stellen im Liegenden von Niederterrassenschottern ältere fluviatile Ablagerungen erbohrt werden. Sie werden jeweils von Einschaltungen (zum Teil fossilführender) Hangschutt- und Stillwasserablagerungen abgetrennt und sind deshalb wahrscheinlich markant älter als die Schotter der letzten Eiszeit. Diese Vorkommen (auf der Karte nicht dargestellt) befinden sich im südlichen Teil von Zurzach, südlich von Leuggern (Hard), südlich von Full (Steig) und nordöstlich von Leibstadt (Fischeracher). Es besteht die Möglichkeit, dass diese Sedimente mit dem erwähnten Gletschervorstoss im Birrfeld zusammenhängen. Um diesen Umständen, also dem «Fehlen» einer Eiszeit, Rechnung zu tragen, werden die Ablagerungen des jüngeren Pleistozäns auf Blatt Zurzach mit q_5 bezeichnet.

Alter Hangschutt: bis 20 m

Wie erwähnt kommen an verschiedenen Stellen des Kartenblattes im Liegenden der Niederterrassenschotter alte Hangschuttbildungen von bedeutender Mächtigkeit vor. In Bohrungen im Gebiet Hard südöstlich von Leuggern konnten rund 20 m davon erbohrt werden. Im unteren Teil des nördlich anschliessenden Terrassenhangs kommen diese Bildungen zu Tage. Es handelt sich dabei um lehmig-sandige und lehmig-kiesige, fast vollständig verwitterte Ablagerungen von gelbbrauner bis dunkelbrauner Farbe. Lokal führen sie auch Schnecken-schalen und Holzreste.

Die übrigen oben aufgezählten Vorkommen sind in der Karte nicht dargestellt, weil sie bisher nur in Bohrungen nachgewiesen wurden.

Niederterrassen-System

Die *Niederterrassenschotter* sind morphologisch in eine Vielzahl von einzelnen Terrassen gegliedert, die sich nicht immer zu Terrassensystemen zusammenfassen lassen. Die oberste Terrasse hingegen, das sogenannte Akkumulationsniveau, kann als ein zusammenhängendes System betrachtet werden. Aus diesem Grund wurden die betreffenden Terrassen auf der Karte speziell ausgeschieden.

Im Gegensatz zu den Übergängen von den Höheren zu den Tieferen Deckenschottern sowie den Tieferen Deckenschottern zur Hochterrasse, wo anhand der Felsoberfläche jeweils eine klare Tieferlegung des Entwässerungsnetzes festgestellt werden kann, ist dies für den Übergang von der Hochterrasse- zur Niederterrasse nicht möglich. Wie oben erwähnt, hatte der zweite Gletschervorstoss des Hochterrassen-Systems ($q_{3\text{mlf}}$) offenbar eine grosse Bedeutung für die Formung der Felsoberfläche in den Haupttälern. Hingegen ist es klar, dass der Felsoberfläche in den Haupttälern tatsächlich meistens Schotter der Niederterrasse auflagern. Allfällig vorhandene ältere Sedimente wurden wohl vor der Schüttung der Niederterrassenschotter weitgehend erodiert. Eine vorgängige Überprägung der Felsmorphologie kann also nicht ausgeschlossen werden, sie hatte aber nur wenig Wirkung und konnte im Aare- und Rheintal keine klaren, eigenständigen Felsrinnen für die Niederterrasse entstehen lassen. Lediglich das Surbtal könnte, so gesehen, ein eigentliches Niederterrassental darstellen, denn diese Rinne verlässt die alte Ruckfeld-Rinne bei Unterendingen nordwärts, und darin konnten bisher keine Hinweise auf ältere Sedimente gefunden werden.

q_{5st} Schotter der obersten Terrasse: bis 60 m

Die oberste Terrasse der Niederterrassenschotter lässt sich im Aaretal zu einer mehr oder weniger einheitlichen Fläche verbinden. Mit einem durchschnittlichen Gefälle von rund 2,2 ‰ lässt sie sich vom Limmattal her über Würenlingen (355 m ü.M.) und Böttstein (350 m ü.M.) bis Leuggern (340 m ü.M.) verfolgen

und kann entsprechend als Akkumulationsniveau des Walensee–Rhein- und Reuss-Gletschers angesehen werden (HALDIMANN et al. 1984, GRAUL 1962). In der Kiesgrube Rodig westlich von Kleindöttingen wurde 1996 ein insgesamt fast 2 m langer, aber in mehrere Teile zerbrochener Mammut-Stosszahn gefunden. Die ^{14}C -Datierung ergab ein Alter von $19\,850 \pm 150$ Jahren (MBN AG 1998).

Überreste des entsprechenden Akkumulationsniveaus im Rheintal zeichnen sich bei Koblenz (Rüteneu) und im Bernauer Feld bei Leibstadt ab. Mit 1,6–1,7 ‰ ist das Gefälle etwas geringer als im Aaretal.

q_{5sII} Schotter der unteren Terrassen: bis 55 m

Wenig unterhalb des Akkumulationsniveaus finden sich im Gebiet Unterwald zwischen Würenlingen und Böttstein und auf der linken Talseite des Rheintales zwischen Rümikon und Koblenz Terrassenabfolgen mit uneinheitlicher Höhenlage, deren Genese bisher nicht geklärt ist.

Rund 25 m unter dem Akkumulationsniveau liegen recht ausgedehnte Terrassen, welche als zusammenhängendes System angesehen werden können. Sie senken sich im Aaretal von der Beznau (327 m ü.M.) über Kleindöttingen (324 m ü.M.), auf 318 m ü.M. bei Gippingen, und im Rheintal von Reckingen (D) mit 325 m ü.M. über Riethem (321 m ü.M.) bis auf 314 m ü.M. bei Full.

Im Gebiet Hard südöstlich von Leuggern (Niederterrassenschotter der obersten Terrasse) kommt im unteren Teil der Terrassenkante, im Liegenden der Schotter, alter Hangschutt vor (s. oben). Die Schotter der unteren Niederterrassen schliessen lückenlos an die Terrassenkante, d. h. den alten Hangschutt an. Daraus kann geschlossen werden, dass zwischen der Entstehung der Niederterrassenschotter der obersten und denjenigen der untersten Terrassen eine Erosionsphase existierte, und dass letztere eine eigenständige Akkumulation darstellen.

Der Mammut-Fund von Mellikon

Am 22. Juni 1987 entdeckten zwei Schüler in der seit längerer Zeit nicht mehr genutzten Kiesgrube in Mellikon (Niederterrassenschotter, Koord. 669.150/268.975) ein gut erhaltenes, grösseres Mammut-Schädelfragment mit einem Stosszahn (Fig. 7). Dabei handelt es sich um ein Exemplar der Spezies *Mommonteus primigenius*, dem aus Funden in Sibirien bekannten Kältesteppe-mammut. Diese Mammutart wies eine lange Behaarung und bis zu fünf Meter lange, gebogene oder eingerollte Stosszähne auf. Der Schädel ist im Höfli-Museum in Zurzach ausgestellt.

Mit knapp 21 000 Jahren (^{14}C -Bestimmung durch das Geographische Institut der Universität Zürich, UZ-2416: $20\,550 \pm 250$ BP) handelt es sich um einen vergleichsweise jungen Fund. Das Schädelfragment dürfte damit zusammen mit den Niederterrassenschottern im Vorfeld der Gletscher abgelagert worden sein. Der

gute Erhaltungszustand und die Fundlage deuten jedenfalls auf einen nur kurzen Transportweg hin.



Fig. 7: Mammutschädel von Mellikon in Fundlage (Foto W. Suter).

Pleistozän oder Holozän

Weite Gebiete von Blatt Zurzach werden durch Lockergesteine eingenommen, die als gravitativ umgelagerte Verwitterungsprodukte der anstehenden Gesteine, verrutschte oder versackte Gesteinspakete oder als Bildungen lokaler Bäche gedeutet werden können. Zu einem grossen Teil entstanden sie wahrscheinlich während kalter Zeitabschnitte, als periglaziale Verhältnisse mit Permafrost herrschten, welche Hangbewegungen begünstigten.

Diese zum Teil sehr mächtigen Hangbedeckungen konnten nur in Gebieten ausserhalb der Maximalausdehnung der letzten Eiszeit und der heutigen Talsohlen erhalten bleiben, wo sie weder durch Gletscher- noch Flussaktivität ausgeräumt wurden. Dieser Umstand macht es wahrscheinlich, dass sie nicht allein in den kalten Abschnitten der letzten Eiszeit, sondern auch während älterer Kaltzeiten entstanden.

q_L Hanglehm, Schwemmlehm
Fliesserde, Hangschutt, stark verwitterte Schotter
Felssturzschutt

Grosse Gebiete des Kartenblattes werden von Felssturzschutt, blockigem Hangschutt, Hangschutt, kiesigem Hanglehm und Fliesserde sowie Hang- und Schwemmlehm eingenommen. Die Unterschiede zwischen den einzelnen Lithologien sind graduell und eine Abgrenzung oft unmöglich. In mächtigeren Vorkommen überlagern und verzahnen sich die verschiedenen Sedimenttypen.

Die mächtigsten Vorkommen von solchen Hangbildungen wurden im Gebiet Äpelöö nördlich von Klingnau nachgewiesen (über 30 m). Auch im Gebiet Siglistorf–Wislikofen liegen meist mehrere Meter mächtige, zu oberflächennahen Rutschungen neigende Hangbedeckungen auf der Molasse vor. Im Gegensatz zu früheren Kartierungen wurden sie nicht als Molasse, sondern als Quartär kartiert.

Sackungen

Da viele der aufgeschlossenen Gesteine des Mesozoikums im Vergleich zu den westlich anschliessenden Gebieten in eher mergeliger Fazies vorliegen, kommen Sackungen nur vereinzelt vor. Südwestlich von Leibstadt (Brühalden) liegt dem Keuper an mehreren Stellen nochmals Hauptmuschelkalk auf, der sich als bewaldete, eigenartige Kuppen abzeichnet. Die Vorkommen sind am ehesten als alte Sackungsmassen von Westen (Wandfluh) her zu deuten. Etwas westlich davon reicht eine zweite Sackungsmasse aus steilgestelltem Hauptmuschelkalk und Schilfsandstein ziemlich weit ins Rheintal hinunter. Zu erwähnen sind versackte Deckenschotter bei Mülibach (südlich von Wislikofen), südwestlich von Siglistorf und beim Lorihof (nordöstlich von Siglistorf). Versackte Lokalschotter kommen südlich von Siglistorf vor.

Rutschungen

Aktive Rutschhänge treten überall dort auf, wo Klingnau-Formation (Parkinsoni-Schichten) und Opalinus-Ton die Abhänge bilden. Dies betrifft v.a. die Abhänge des Achebergs gegen das Rheintal (Zurzach–Rietheim) und das Aaretal (Rebberg Döttingen–Klingnau). Vom Schmidberg südlich von Böttstein ist ein Erdrutsch aus dem Jahre 1876 belegt (Fig. 8, BALTZER 1876). Während 8 Wochen bewegte sich die rund 100 m breite Front aus Opalinus-Ton mit einer Geschwindigkeit von bis zu 2 m pro Tag talwärts, versetzte die Landstrasse und baute ein Zunge in den Aarelauf vor.

Bei Baldingen und über der Eichhalden (südöstlich von Rekingen) bestehen Rutschungen in der Oberen Süsswassermolasse. In der Gegend von Hettenschwil

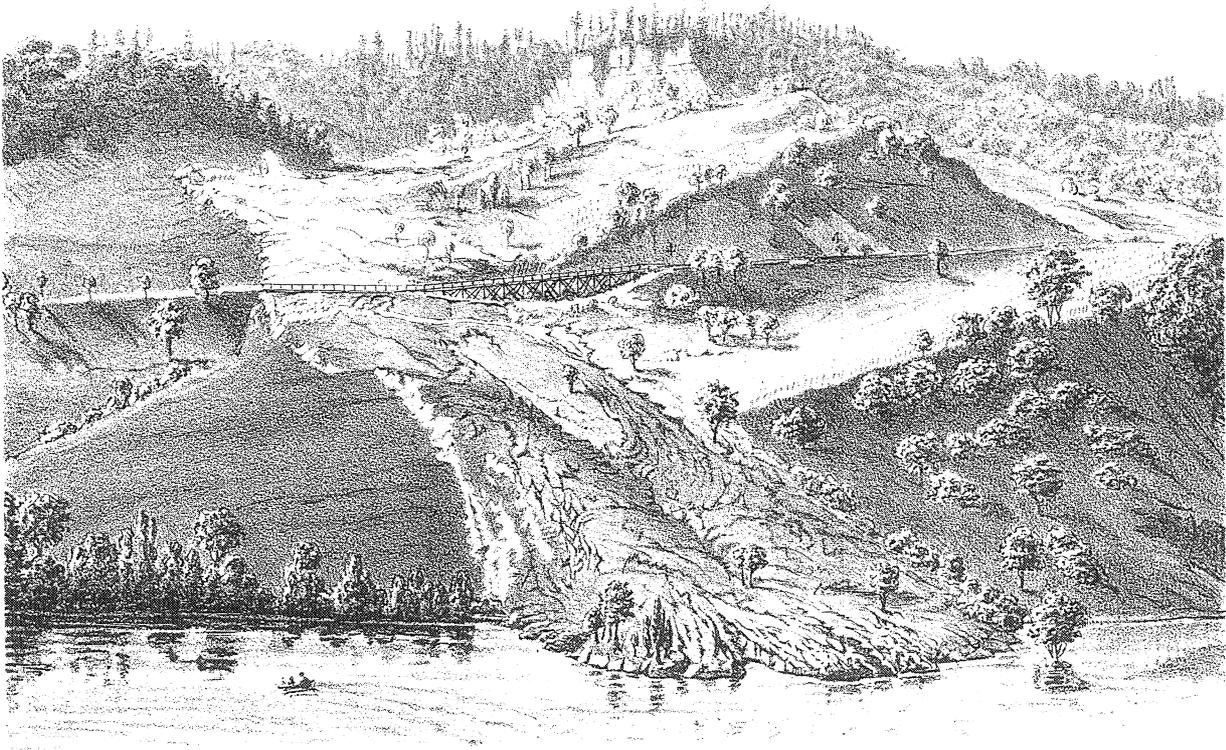


Fig. 8: Der Erdschliff von Böttstein (Stich aus BALTZER 1876).

neigen die sandigen Schichten der Tieferen Deckenschotter zu oberflächlichen Rutschungen.

Am Nassberg (südlich von Böttstein) haben die Bohrungen zur Abklärung der Eignung als Deponiegelände bis zu 24 m quartäre, teils noch aktive Rutschmassen erbracht, die teilweise von glazial überprägten Lehmen unterlagert werden. Die Rutschmassen selbst bilden ein kompliziertes, dreidimensionales, mehrphasiges System von sich überlappenden Zungen, teils aus ooidfreie Klingnau-Formation, teils aus einem richtiggehenden Ooidbrei bestehend. Das zugehörige, ooidreiche Muttergestein steht am Nassberg nirgends an. Die ooidhaltige Fazies der Klingnau-Formation tritt erst weiter nördlich am Bötteberg auf (oder wäre am Nassberg vollständig erodiert).

Bachschuttkegel, Schwemmfächer

Im Übergangsbereich der Talebenen und Schotterterrassen zu den angrenzenden Hängen kommen häufig Bachschuttkegel und Schwemmfächer vor. Diese bilden sich am Ausgang von Seitentälern und bestehen aus dem Material der angrenzenden Hänge. Grössere Bachschuttkegel finden sich z.B. in Zurzach und Leibstadt.

Holozän

Kalktuff

In den römischen Siedlungen in Zurzach wurde gelegentlich auch Kalktuff als Baustein verwendet. Die Abbau-Standorte sind allerdings unbekannt. Bescheidene Vorkommen liegen im Gebiet Z'Flüe–Chessel nördlich von Wislikofen (MÜHLBERG 1896) und nördlich von Mandach (auf der Karte nicht dargestellt).

Sumpf, Ried, Torfmoor

In den ehemaligen Überschwemmungsgebieten der heutigen Talebenen können Bereiche mit Sumpf, Ried oder Torfmoor vorkommen. Solche Bereiche liegen zwischen Rekingen und Zurzach im Rheintal sowie bei Gippingen im Aaretal.

a Junge Talböden, Überschwemmungsgebiete

Wegen der vielen Staustufen von Rhein und Aare sind nur wenige der ursprünglichen Talauen erhalten. Sie finden sich in der Regel wenige Meter höher als der heutige Flusslauf.

Künstliche Aufschüttungen bzw. Auffüllungen, Deponien

Künstliche Umlagerungen von zumeist Niederterrassenschottern sind in besiedelten Gebieten, Fabrikarealen (Sodafabrik Zurzach, Zementfabrik Rekingen u.a.m.), Kraftwerken (Leibstadt, Beznau), Stauwehren (Koblentz, Klingnau, Beznau-Kanal) und Gleisanlagen die Regel. Teile der Steinbruchareale von Mellikon sowie der kleinere Steinbruch von Rekingen sind v.a. mit dem nicht verwertbaren Abbauschutt (vorwiegend OSM) der heutigen Gruben verfüllt.

TEKTONIK

Das Gebiet des Blattes Zurzach enthält eine Vielzahl von Strukturen, die ganz verschiedenen tektonischen Phasen angehören. Sie sind in vereinfachender Form in der geologisch-tektonischen Übersichtskarte und in den drei geologischen N–S-Profilen dargestellt. Die Tafel gibt die detaillierte Auswertung der zahlreichen Bohrungen in Form einer Strukturkarte wieder. Als Referenzflächen wurden im Norden die Basis Hauptmuschelkalk, im Süden der Top Spatkalk verwendet. Die Extrapolation auf diese Horizonte von der jeweils erfassbaren Schichtgrenze aus geschah durch Hinzufügen bzw. Abzählen der Schichtmächtigkeiten. Die zumeist kleinen Schichtneigungen lassen in der Regel eine vertikale Abtragung zu; nur in wenigen Einzelfällen war eine Korrektur der Schichtmächtigkeiten wegen bedeutender Schichtneigungen notwendig. Die Karte beruht auf ungewöhnlich vielen, leider aber auch sehr heterogen verteilten Datenpunkten und lässt damit einigen Interpretationsspielraum offen.

Die folgende Aufzählung stellt einen Versuch dar, die wichtigsten Strukturen in ihrer chronologischen Abfolge zu gliedern (von jung nach alt):

- *Mandacher Überschiebung (spätes Miozän)*: Nördlichster Ausläufer der kompressiven Phase des Faltenjuras. Die Verkürzung von rund 400 m wird im unteren Aaretal vermutlich durch eine Schar von N–S-Horizontalverschiebungen nach Süden transferiert.
- *Mettauer Überschiebung (Oligozän? Miozän?)*: Südvergente Kompressionsstruktur, gemeinhin als gravitatives Abgleiten einer grossen Sedimentplatte vom sich hebenden Schwarzwald gedeutet. Die Struktur ist zweiphasig entstanden und setzt sich zusammen aus einer älteren, mit Anhydritschichten gestopften Antiklinale und einer jüngeren, 600 m grossen Überschiebung (WILDI 1975).
- *Randflexuren (spätestes Oligozän – frühestes Miozän)*: Extensionsstrukturen (v.a. Flexuren, aber auch Abschiebungen und Horizontalverschiebungen) im Zusammenhang mit der Eintiefung des mittelländischen Molassebeckens.

Sie prägen die Tektonik des östlichen Abschnittes. Die wichtigsten Vertreter sind die Mandacher Flexur, Enderinger Flexur, Unterenderinger Flexur und Rekinger Flexur, die Abschiebung von Tegerfelden und Kohlgruben und die Ruckfeld-Störung.

- *Paläozoische Strukturen (Karbon, Perm)*: Kompliziert aufgebaute Extensions- und Kompressionsstrukturen, entstanden in einem Gürtel bedeutender dextraler Horizontalbewegungen während der variskischen Gebirgsbildung. Aus Bohrungen und der Seismik bekannt ist vor allem der von der Nagra entdeckte Nordschweizer Permokarbon-Trog mit einer maximalen Tiefe von 7 km (DIEBOLD 1983, 1988, LAUBSCHER 1986b).
- *Strukturen unbekannter Zuordnung*: Hierzu zählen die Grabenzone Rietheim–Zurzach, die Acheberg-Störung und die Hagenfirst-Störung.

Naturgemäss sind die jüngsten Ereignisse (Mandacher und Mettauer Überschiebung) morphologisch am besten dokumentiert. Die Mandacher und Mettauer Überschiebungen bilden aber jeweils nur schmale Streifen, so dass die weniger spektakulären Randflexuren des Molassebeckens in den restlichen Bereichen dominieren. Die prämesozoische Tektonik äussert sich praktisch überhaupt nicht an der Oberfläche, da sie von den permischen und untertriadischen Sedimenten versiegelt wird. Die einzigen Indizien entstammen den Bohrungen und geophysikalischen Untersuchungen sowie gelegentlichen Reaktivierungen während späterer Phasen, die zur teilweisen Durchpausung des altangelegten Musters führten und bisweilen die Lage und Ausrichtung jüngerer Strukturen beeinflussten.

Die tektonischen Vorgänge

In stark vereinfachender Weise können drei Hauptphasen mit tektonischer Aktivität unterschieden werden, wobei vorhergehende Bewegungen durchaus möglich, aber bislang kaum dokumentiert sind (v.a. DIEBOLD 1988, DIEBOLD & NAEF 1990, DIEBOLD et al. 1991, LAUBSCHER 1982, 1986a und b, 1987, NAEF et al. 1985, NAEF & DIEBOLD 1990, SPRECHER & MÜLLER 1986; vgl. auch Fig. 9):

- spätpaläozoische Transformtektonik,
- oligozän-untermiozäne (paläogene) Zerrungstektonik («Randflexuren»),
- miozän-pliozäne (neogene) Kompressionstektonik.

Zwischen der spätpaläozoischen und paläogenen Aktivitätsphase liegt ein Zeitraum relativer Ruhe von gegen 200 Ma, zwischen den beiden tertiären Phasen (Paläogen und Neogen) von lediglich etwa 5 Ma. Wenn die zeitliche Auflösung der paläozoischen Bewegungen detailliert genug wäre, liessen sich wahrscheinlich auch hier Ruhephasen von ähnlicher Grössenordnung und ähnlich revolutionärer Änderung der Hauptspannungsrichtungen ausscheiden. Die Figur 9 mag als Hilfe für die geologische Zeiteinordnung dienen.



Fig. 9: Schematischer Ablauf der tektonischen und sedimentären Ereignisse.

- *Dinantien (360–333 Ma)*: Vor der Intrusion des Böttstein-Granites lag das Gebiet des Aargauer Tafeljuras in einem der südlichsten Stränge des variskischen Gebirges, das gegen Norden auf das Saxo-Thuringische Becken überschoben wurde. An der Grenze zum Namurien verstärkte sich die Tendenz zu dextralen Transversalverschiebungen («Sudetische Phase», z.B. Badenweiler–Schönau–Lenzkirch-Zone im Schwarzwald), verbunden mit Bildung von «Pull-Apart»-Becken und synorogenen Granitintrusionen.

- *Namurien bis Westphalien (333–296 Ma)*: Der Zeitraum ist gekennzeichnet durch die Bildung von Kohlebecken und durch Granitintrusionen entlang der Transversalverschiebungen. Der Böttstein-Granit als oberflächennahe Intrusion wird ebenfalls zu diesem Zyklus gezählt. Vermutlich geht auch die Hebung und Erosion im Westphalien auf die anhaltenden dextralen Horizontalbewegungen zurück («Asturische Phase»).

- *Stéphanien bis Autunien (296–263 Ma)*: Der Zeitraum zeichnet sich aus durch ein merkliches Abklingen der Überschiebungstektonik, durch weiträumige Absenkungen, die im Innern des variskischen Gebirges zur Ausbildung ausgedehnter Kohlebecken (u.a. Nordschweizer Permokarbon-Trog) führten und durch vulkanische Aktivität sowie Intrusionen (unterer Granitabschnitt von Leuggern). Die Kohleablagerungen von Weiach als Teil eines Beckensystems, das von Bayern bis ins Massif Central reichte, zeugen von vergleichsweise ruhigen Ablagerungsbedingungen mit geringem Relief. Die flachen, weitgeschwungenen Kohlebecken von bis zu 40 km Breite werden als Anfangsstadium eines neuen Zyklus mit dextral-transpressiven Bewegungen («Saalische Phase») gedeutet.

- *Oberrotliegendes (263–245 Ma)*: Die «Saalische Phase» ist geprägt durch bedeutende transpressive Bewegungen in den Beckenzonen, deren Grössenordnung im Bereich von 10–100 km liegt. Der Nordschweizer Permokarbon-Trog wurde dabei von 40 km auf 10–15 km Breite zusammengestaucht und erhielt seine heutige, äusserst komplizierte, spanartige Innenstruktur, dominiert von intensiver Verfaltung, steilen Aufschiebungen, «Flower Structures» und dextral-transpressiven Horizontalverschiebungen. Es ist die Zeit intensiver Tektonisierung auch ausserhalb des engeren Troges, im Bereich des heutigen Aaretals zusätzlich verstärkt durch die Interferenz mehrerer Störungszonen (Nordrand des Nordschweizer Permokarbon-Trogs, Vorwald-Störung, Störungszone von Klingnau, DIEBOLD et al. 1991, LAUBSCHER 1986b).
Die gestauchten Tröge zeigen praktisch keine Diskordanz zu den weit geringer deformierten, oberpermischen Sedimenten, die teils weit über die Trogränder hinausreichen. Sie werden zumeist als Ablagerungen in vergleichsweise seichten, reinen Zerrgräben angesehen.

- *Mesozoikum (245–65 Ma)*: Abgesehen von wenigen paläozoischen Störungen, welche bis in die Trias hinauf Reaktivierungen unterworfen waren, versiegelt die dünne Buntsandstein-Bedeckung praktisch sämtliche älteren Strukturen und zeigt damit eine längere Ruhepause mit leichter Absenkung an. Im allgemeinen sind die Mächtigkeitsschwankungen der mesozoischen Formationen gering, so dass vorwiegend grossräumige, seichte Verbuckelungen während dieser Zeitspanne zu erwarten sind.

- *Oligozän bis frühes Miozän (40–18 Ma)*: Das späte Oligozän und vermutlich auch das frühe Miozän sind durch Dehnungstektonik charakterisiert (Rheingraben, Molassebecken). Dazu gehören auch die sogenannten «Randflexuren» des Molassebeckens (Mandacher, Endinger, Unterendinger, Rekinger Flexur), die zumindest teilweise auf die Reaktivierung von spät-paläozoischen Brüchen zurückgehen. Unklar bleibt die genaue zeitliche Stellung der Abschiebung von Tegerfelden–Kohlgruben, der Acheberg- und Hagenfirst-Störung sowie des Grabensystems Riethem–Zurzach. Zeitlich schwer einordnen lässt sich auch die kompressiv bedingte Mettauer Struktur. Sie setzt sich zusammen aus einem älteren, seichten Antiklinalgewölbe, dessen Füllung weitgehend aus Gips- und Anhydritanhäufungen der mittleren Trias besteht (Waldshut-Antiklinale, Bergwerk Felsenau, Wandfluh), und einer jüngeren, südgerichteten Überschiebung. Das Gewölbe ist von seinem Aufbau her am ehesten mit dem Adlerhof-Gewölbe im Basler Tafeljura zu vergleichen, welches vor den oligozänen Tafeljura-Brüchen angelegt wurde (LAUBSCHER 1982). Hingegen gibt es wenig Anhaltspunkte zur genaueren altersmässigen Abschätzung der jüngeren Überschiebung, welche als SE-gerichtete Schweregleitung vom Schwarzwald her interpretiert wird (WILDI 1975, LAUBSCHER 1982).

- *Spätes Miozän (12–6 Ma)*: Hauptsächlichstes Kennzeichen der «miozänen Revolution» (LAUBSCHER 1987) ist die Umkehr der Dehnungs- zur Kompressionstektonik und damit die Ausbildung des Jurabogens. Die Mandacher Überschiebung stellt das nördlichste, den Hauptsträngen weit vorgelagerte Element dar, dessen Anlage wiederum durch die ererbten, oligozänen (und damit paläozoischen) Strukturen massgebend beeinflusst ist. Über den Zeitpunkt und die Dauer der miozänen Kompressionsphase bestehen etliche Kontroversen. Im allgemeinen wird heute ein Vorrücken der Bewegungen von Süden (10–13 Ma) gegen Norden angenommen. Die Mandacher Überschiebung als nördlichster Ausläufer wäre somit zu den jüngsten Strukturen zu zählen.
Die miozäne Juratektonik beschränkt sich auf den Zusammenschub der Sedimenthaut über den Evaporitlagen der mittleren Trias. Gleichzeitig beginnt die Hebung des Schwarzwaldes, welche bis heute anhält. Sie bewirkte die Schüttungen der Juranagelflugh.

- *Neotektonik*: Die Heraushebung des Schwarzwaldes um 1,5–2 km seit dem Miozän (HUBER & HUBER-ALEFFI 1984) ist die aktivste Bewegung im Bereich der Nordschweiz, welcher sich eine überregionale Hebung des gesamten nördlichen Alpenvorlandes überlagert. Demgegenüber sind die Hebungsbeträge in der Interferenzzone der beiden Hebungszentren wesentlich geringer (450–750 m in den letzten 10–12 Ma, NAEF et al. 1985). Die Präzisionsnivelemente der letzten 40–70 Jahren (GUBLER et al. 1984, MÄLZER 1988) zeigen tendenziell relative Hebungen des Schwarzwaldes bezüglich Laufenburg (0,3 mm pro Jahr), Senkungen im Gebiet von Leibstadt–Zurzach–Rekingen (0,2–0,3 mm pro Jahr) und Hebungen im Raum Wildegg–Baden (0,1–0,3 mm pro Jahr). Indizien horizontaler Bewegungen beruhen weitgehend auf Auswertung von Erdbeben, Spannungsmessungen in situ, Auswertung von Bohrloch-Randausbrüchen und der Morphologie von Flussablagerungen. Die aufgrund der Erdbebenauswertung abgeleiteten horizontalen Bewegungen erfolgen als sinistrale Horizontalverschiebungen entlang rheinisch (NNE–SSW bis N–S) streichenden Störungen und als dextrale Horizontalverschiebungen entlang variskisch (WNW–ESE bis NW–SE) streichenden Brüchen, was mit dem rezenten Spannungsfeld relativ gut übereinstimmt (DEICHMANN 1990, PAVONI 1984). Das Spannungsfeld des Deckgebirges scheint von demjenigen des Sockels entkoppelt zu sein und zeigt nach BECKER (1989) im östlichen Jura abweichende Richtungen (maximale horizontale Hauptspannungsrichtung N bis NE anstatt NW). Die morphologische Analyse der Flussablagerungen im unteren Aaretal (v. a. Niederterrassen, HALDIMANN et al. 1984) lieferte Indizien für jüngste Kippbewegungen mit relativer Hebung im Süden und relativer Absenkung im Norden. Ob die diversen Talübertiefungen und Felsschwellen wirklich auf neotektonische Aktivitäten zurückgehen ist allerdings fraglich. Einzig für die Mandacher Störung konnten einigermaßen vertrauenswürdige Hinweise auf rezente Krustenbewegungen gewonnen werden. Bei Beznau erhebt sich eine aus Bohrungen ermittelte Felsschwelle aus leicht erodierbarem Opalinus-Ton 3–10 m über die Umgebung. Auch aus der Verbreitung von Höheren Deckenschottern im Gebiet zwischen Mandach und Leibstadt ergeben sich neotektonische Implikationen (GRAF 1993). Diese Ablagerungen wurden aus Süden geschüttet, und ihre Basis befindet sich auf etwa 457 m ü. M. (siehe oben). Heute existiert in der südlichen Fortsetzung dieser Schotter keine Felssrinne, welche als ursprünglicher Tallauf in Frage käme. Die mesozoischen Schichten steigen bis auf rund 550 m ü. M. hoch. Diese Verhältnisse können eigentlich nur durch eine Hebung des südlichen Blockes der Mandacher Überschiebung seit der Ablagerung der Höheren Deckenschotter erklärt werden.

Mandacher Überschiebung

Die nordgerichtete Mandacher Überschiebung als morphologisch markanteste Struktur ist im Westen erstmals bei Frick nachweisbar und lässt sich 16 km weit in ENE-Richtung in erstaunlich konstanter Ausbildung verfolgen. Sie zeigt sich einerseits als Verdoppelung von Keuper, Lias und Dogger, andererseits als passive Aufwölbung der hangenden Gesteinspakete. Der vergleichsweise verwitterungsresistente Hauptrogenstein, im Ostteil als Übergangsfazies zu der Klingnau-Formation (Parkinsoni-Schichten) vorliegend, hebt sich dabei morphologisch als langgestreckte Bergkette ab.

Seit jeher hat diese Überschiebung inmitten des Tafeljuras, weitab von den Ketten des Faltenjuras und schief dazu verlaufend, die geologischen Bearbeiter zu Kontroversen veranlasst. Es darf deshalb nicht verwundern, wenn sie in den älteren Publikationen (STUDER 1853, BLÖSCH 1910) als Abschiebung gedeutet wird. Nachfolgende Bearbeiter (z.B. BRÄNDLIN 1911, HEIM 1919) interpretieren sie als steile, aufgepresste Aufschiebung und vermuten einen Zusammenhang mit der Jurafaltung. BUXTORF (1907) glaubt eine Grundgebirgsüberschiebung zu erkennen, deutet sie später aber als Abscherung über der Anhydritzone der mittleren Trias (BUXTORF & NIGGLI 1934). Seit den Untersuchungen der Nagra in den achtzig Jahren (LAUBSCHER 1986a, b, BITTERLI-BRUNNER 1987) scheint diese Deutung weitgehend gesichert.

Die Überschiebungsfläche sticht an der Oberfläche meist sehr steil aus (45–65°), was den erstaunlich geradlinigen Ausbiss erklärt. Zudem teilt sie sich in den obersten Anteilen oft in zwei, seltener sogar drei Bahnen auf, die jeweils einen sehr schmalen, steilstehenden Schnitz aus Keuper–Lias-Gestein begrenzen. Sowohl Profilkonstruktionen als auch Reflexionsseismik zeigen, dass sich die Überschiebungsbahn mit zunehmender Tiefe verflacht und mit annähernd schaufelförmiger (listrischer) Geometrie in den Hauptabscherhorizont des Faltenjuras, nämlich die Gips- und Anhydritgesteine der mittleren Trias, übergeht.

Der ungewohnt steile Ausbiss der Überschiebung sowie der schiefe Verlauf bezüglich des eigentlichen Faltenjuras sind Hinweise darauf, dass die Anlage durch eine unter der Mandacher Überschiebung verborgene, präexistente Struktur kontrolliert wird. In der Tat weisen bereits grobe Profilkonstruktionen auf eine südvergente Flexur von mindestens 200 m Sprunghöhe hin (s. Abschnitt «Mandacher Flexur»). Die diversen seismischen Linien der Nagra wiederum zeigen deren Ausrichtung über dem Nordrand des paläozoischen Nordschweizer Permokarbon-Troges. Diese bereits in der Trias durch die auflagernden Sedimente versiegelte grosse Störung erfuhr im späten Oligozän (Eintiefung des Molassebeckens) eine Reaktivierung und führte zur Mandacher Flexur und untergeordnet zu Abschiebungen, die teils weit in die mesozoische Schichtserie hinaufreichen. In der miozänen Kompressionsphase genügten offenbar die Spannungskonzentrationen im Bereiche der Mandacher Flexur, um die Überschiebung auszulösen. Die steile Geometrie der Überschiebungsfläche ist durch eine im Oligozän reaktivierte

Abschiebung bedingt. Die schmalen, eingeklemmten Lias-Schnitze entsprechen lokalen Anpassungen der Überschiebungsfläche, um die Spannungskonzentrationen im Knickpunkt durch dessen «Auspolsterung» zu mildern. In der hangenden Platte drücken sich die Unregelmässigkeiten der Überschiebungsbahn in kleinen Knick- und Kofferfalten aus.

Im Bereich des Blattes Zurzach sind Lias und Opalinus-Ton sehr steil auf den Haupttrogenstein bzw. die Klingnau-Formation aufgeschoben, was sich infolge der geringeren Erosionsbeständigkeit des Opalinus-Tons morphologisch als deutliche Eintalung zwischen dem Haupttrogenstein bzw. der Klingnau-Formation im Hangenden (S) und derselben Gesteinsformation im Liegenden (N) der Überschiebung abzeichnet. Der Verkürzungsbetrag dürfte gesamthaft 300–400 m ausmachen.

Die hangende Schichtplatte fällt ziemlich regelmässig mit 20–30° Neigung gegen SSE ein und ist von SSE–NNW verlaufenden Horizontalverschiebungen zerschnitten. Die bedeutendste (Störung von Nassbergegg) verstellt die Schichten im Bereich der Überschiebung bis zu 50 m vertikal, verliert gegen S aber rasch an Bedeutung. Da sie sich im Liegenden nicht fortsetzt, muss sie als Horizontalverschiebung aufgefasst werden, die zusammen mit der Mandacher Überschiebung entstand.

In der eintönig einfallenden Schichtplatte lassen sich im Gebiet des Nassberges bei Villigen zumindest zwei knickartige Flexuren erkennen (SCHNEIDER + MATOUSEK AG 1990), die bis zu 60° einfallen. Es lässt sich nicht schlüssig nachweisen, ob sie auf Unregelmässigkeiten in der weit tiefer verlaufenden Überschiebungsbahn zurückgehen oder älteren, oligozän angelegten Flexuren entsprechen, die mitsamt der Mandacher Überschiebung nach Norden transportiert wurden.

Ostende der Mandacher Überschiebung

Östlich von Böttstein ist sowohl die Mandacher Flexur als auch die jüngere, überlagernde Mandacher Überschiebung unter den Quartärablagerungen des Aaretals verborgen. Noch weiter im Osten bestehen wohl einige Flexuren (z.B. bei Endingen und Unterendingen), doch fehlt jegliche Überschiebung in der geforderten Grössenordnung von 300–400 m. Da auch im Norden keine vergleichbaren Kompressionsstrukturen bestehen, müssen die Verkürzungsbeträge notgedrungenenerweise entlang von Horizontalverschiebungen im Aaretal nach Süden versetzt worden sein. Völlig ungewiss hingegen ist, wo diese Störungen durchziehen, welche Richtung sie aufweisen und welches die Ablösestrukturen sind (Ifluh-Flexur, Siggenthaler Antiklinale, Lägeren-Antiklinale).

Dass derartige, N–S verlaufende Horizontalverschiebungen tatsächlich bestehen, lässt sich aus detaillierten Kartierungen am Nassberg südlich von Böttstein schliessen (SCHNEIDER + MATOUSEK AG 1990). Die vergleichsweise

geringen Vertikalverstellungen von 10–25 m liefern hingegen keine Indizien für den Betrag des N–S-Versatzes. Vergleichbare Strukturen sind aus einer dichten Bohrserie unmittelbar an der Überschiebungsfrent (Kernkraftwerk Beznau, Fig. 10) nachweisbar. Die Überschiebungszone selbst ist in diesem Bereich in zwei unmittelbar aufeinanderfolgende Bahnen aufgeteilt. Die südliche Front wird dabei innert kürzester Distanz stufenweise nach Süden versetzt. Die nördliche, schlechter belegte Front scheint demgegenüber nur wenig von den Horizontalverschiebungen betroffen.

Eine weitere N–S-Störung von bis zu 60 m vertikaler Verstellung ergibt sich konstruktiv aus dem Vergleich der Bohrdaten von Beznau–Unterwald (s. Strukturkarte und Tafel). Trotz des bedeutenden Betrages stellt sie allerdings noch nicht das Ostende der Mandacher Überschiebung dar, denn in der seismischen Sektion 82-NF-50 (SPRECHER & MÜLLER 1986), wenige hundert Meter östlich davon verlaufend, ist noch eine deutliche Überschiebung auszumachen. Allerdings verläuft sie flacher als gewohnt, und der Verkürzungsbetrag ist geringer. Der endgültige Südtransfer lässt sich mit den vorhandenen Daten nicht genau lokalisieren. Jedenfalls sind die in der 6 km östlich verlaufenden seismischen Sektion 83-NF-55 (DIEBOLD et al. 1991) erahnbaren Überschiebungen derart klein, dass sie höchstens noch unbedeutende Ausläufer der Mandacher Überschiebung sein können.

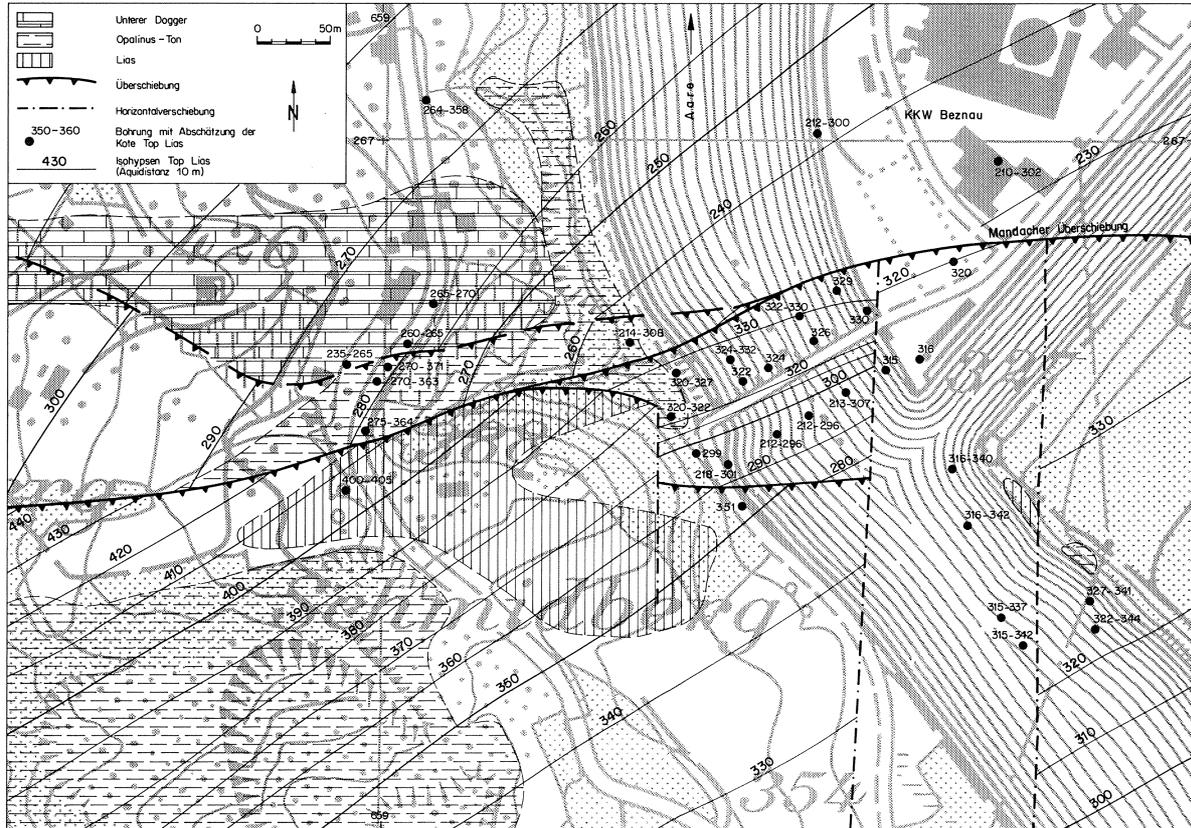
Mettauer Überschiebung

Ähnlich der Mandacher Überschiebung hebt sich auch die Mettauer Überschiebung morphologisch deutlich als 10 km langer Hügelzug ab, der weitgehend aus Muschelkalk besteht und im Süden an die vorwiegend aus Keupergesteinen bestehenden Wiesengebiete grenzt. Sie beginnt wenig östlich von Frick als kleine, südvergente Überschiebung, parallel und nahe zur Mandacher Flexur verlaufend, dreht gegen NE ab und nimmt kontinuierlich an Verkürzungsbetrag zu. Bildet der Muschelkalkdeckel über der südvergenten Rampe im Mittelteil zumeist eine flache Antiklinale, so ist es bei Leibstadt (Wandfluh, Blatt Laufenburg) bereits eine um mindestens 600 m nach Süden überschobene Platte, deren Ostfortsetzung in die Luft ausstreicht.

Die geradlinige Ausrichtung und die ungewohnte NE–SW-Ausrichtung haben die früheren Bearbeiter dazu verleitet, die Störung als Abschiebung zu werten (MÜHLBERG 1894, BLÖSCH 1910: «Vor Egg-Verwerfung»). BRÄNDLIN (1911) interpretiert die «Aufbruchzone Oeschgen–Leibstadt» erstmals als süd-

Fig. 10: Strukturkarte der Umgebung des KKW Beznau. Der Referenzhorizont Top Lias ist dank einer Häufung von Bohrungen im Bereich der Aarebrücke recht detailliert zu ermitteln. Deutlich ist die Aufteilung der Überschiebungsfrent auf zwei Bahnen, wobei die südliche gegen Osten an Horizontalverschiebungen endet bzw. die Verkürzungsbeträge nach Süden transferiert werden.

Reproduziert mit Bewilligung des Bundesamtes für Landestopographie vom 7.8.1992.



vergente Überschiebung, und HEIM (1919) prägt den Begriff «Unterschiebung des Tafeljuras unter den Schwarzwaldfuß» und postuliert damit die Zugehörigkeit zum System der Jurafaltung.

Auch wenn letztere Hypothese einzig aus Feldangaben nicht zu widerlegen ist, spricht die stark abweichende Streichrichtung doch gegen ein gleiches Alter. WILDI (1975) versucht, die Struktur durch das gravitative Abgleiten eines Sedimentbrettes auf dem Abscherhorizont der Anhydritgruppe vom Schwarzwald her zu erklären. LAUBSCHER (1982) geht von einem zeitlichen Zusammenhang mit dem Adlerhof-Gewölbe weiter im Westen aus, das in seiner Anlage wiederum älter ist als die oligozänen Tafeljurabrüche.

Analog zur Mandacher Überschiebung drängt sich auch bei der Mettauer Überschiebung die Vermutung eines Sockelsprunges auf, welcher zur Spannungskonzentration und damit zur Nukleation der Überschiebungsrampe geführt hätte. Die Niveaudifferenz der beidseitigen Muschelkalkplatten ist – von lokalen Abweichungen abgesehen – allerdings derart gering, dass bestenfalls eine leicht südfallende Flexur zu erwarten ist.

Die mögliche Ostfortsetzung der bedeutenden Überschiebung ist ausgesprochen problematisch. Einerseits verwehrt die mächtige Quartärauflagerung deren Identifikation, andererseits ist die Erosion teils unter den Abscherhorizont in der mittleren Trias fortgeschritten. Der unmittelbar südlich von Leibstadt dem Keuper klippenartig aufliegende, zerrüttete Hauptmuschelkalk liegt viel zu tief für einen allfälligen Zusammenhang mit dem Deckel der Wandfluh und muss wohl als altes, stark erodiertes Bergsturz- oder Sackungsmaterial interpretiert werden. Abgesehen von SW–NE streichenden Kleinfältelungen und Flexuren im Muschelkalk der Felsenau, der intensiven Deformation in der Anhydritgruppe des aufgelassenen Gipsbergwerkes Reuenthal–Felsenau (BAUMANN 1984, BAUMANN & STUCKY 1984) und einer seichten, gegen NE ausklingenden Antiklinale östlich von Waldshut (GOTTSCHLICH 1950, METZ 1980) gibt es keinerlei Hinweise für eine Ostfortsetzung der Mettauer Überschiebung.

Die aufgezählten Strukturen sind einerseits um Grössenordnungen kleiner als die Überschiebung bei der Wandfluh bei Leibstadt, andererseits scheint die gesamte Deformation auf die Gips- und Anhydritschichten der Anhydritgruppe beschränkt, während der Hauptmuschelkalk darüber nur leichte Verbuckelungen zeigt – eine Eigenschaft, die im übrigen auch auf das ebenfalls exotisch anmutende Adlerhof-Gewölbe im Basler Jura zutrifft (LAUBSCHER 1982). Es drängt sich geradezu der Verdacht auf, dass hier nicht die eigentliche Mettauer Überschiebung vorliegt, sondern eine kleine, weitgehend mit Anhydrit und Gips gestopfte Antiklinale, welche gegen SW unter die Mettauer Überschiebung zieht und an der Wandfluh für die erhöhten Anhydritmächtigkeiten verantwortlich ist. Hingegen lässt sich nicht bestimmen, ob es sich dabei um die embryonale Anlage der Mettauer Überschiebung handelt, welche somit als aufgebrochene Antiklinale zu interpretieren wäre, oder ob es sich um eine weit ältere Kompressionsstruktur

handelt, welche als präexistente Schwelle die südwärtige Fortentwicklung des Abscherhorizontes behindert und damit die Mettauer Überschiebung ausgelöst hätte.

Die grossen Überschiebungsbeträge finden demnach im Bereich von Leibstadt ihr Ostende und müssten – unter Annahme einer südgerichteten Schwerkgleitung vom Schwarzwald her (nach WILDI 1975) – durch eine bedeutende, etwa N–S verlaufende Horizontalverschiebung begrenzt sein, die zumindest bis in den Abscherhorizont (Anhydritgruppe) hinunterreicht. Auf deutscher Seite ist dieser weitgehend erodiert; der Hauptmuschelkalk setzt sich erst einige Kilometer nördlich des Rheins wieder als Kappe der Anhydritgruppe auf, zeigt aber keine wesentlichen Störungen.

Demnach dürfte die östliche Begrenzung der Mettauer Überschiebung nicht in N–S-Richtung verlaufen, sondern eher in NW- bis WNW-Richtung, wo die Triasbedeckung weitgehend erodiert ist. Damit wird aber auch die bislang postulierte Süd-Gleitrichtung (WILDI 1975, LAUBSCHER 1982) in Frage gestellt; sie müsste eher in SE-Richtung angenommen werden. Ist es ein Zufall, dass die Verlängerungen der zwei grossen, ESE–WNW verlaufenden Grundgebirgsstörungen (Vorwald-Störung im N, Eggberg-Störung im S) just den Bereich der grossen Überschiebungsbeträge einrahmen, oder könnten sie eventuell auch als Randschienen des oberflächlich gegen ESE abgleitenden Sedimentpaketes gedient haben?

Randflexuren

Dominieren im Westteil des Blattes Zurzach die morphologisch sich deutlich abhebenden Überschiebungen (Mandacher und Mettauer Überschiebung), so ist der flächenmässig grössere Ostteil weitgehend durch Flexuren, untergeordnet durch Abschiebungen charakterisiert. Die durchwegs südfallenden, WSW–ENE streichenden, teils diskontinuierlichen Flexursegmente reihen sich entlang parallel verlaufenden Zonen auf und bewirken eine von Süd nach Nord treppenartig ansteigende Landschaft. Die wichtigste dieser Zonen bildet das System der Mandacher, Endinger, Unterendinger und Rekinger Flexuren mit den Abschiebung von Tegerfelden–Kohlgruben. 5 km südlich davon tritt die parallel verlaufende, grosse Ifluh-Flexur in Erscheinung. Nördlich von Waldshut bestehen weitere, etwas kleinere Parallelflexuren (OBENAUER 1928, GOTTSCHLICH 1950, HUBER & HUBER-ALEFFI 1990).

Anhand der Mächtigkeitsverteilung der Unteren Süsswassermolasse, die ein präexistentes Malmrelief versiegelte, lässt sich nachweisen, dass zumindest die Weiach–Rheinsfelden-Flexur bereits existierte. Die Annahme liegt nahe, dass das Alter der anderen Flexuren (Rekinger, Endinger, Unterendinger, Mandacher Flexur) ähnlich, d. h. frühestes Miozän, eher sogar spätes Oligozän ist. Gemäss NAEF et al. (1985) werden sie als Randflexuren der oligozänen bis frühmiozänen Eintiefung des Molassebeckens angesehen.

Mandacher Flexur und Ruckfeld-Störung

Vergleicht man die Höhenlagen des Sedimentstapels nördlich und südlich der Mandacher Überschiebung, so deutet der beträchtliche Niveauunterschied auf eine südfallende Flexur oder eine Bruchstafel hin. Die Reflexionsseismik der Nagra (Sektionen 82-NF-10, 83-NF-15, 82-NF-30, DIEBOLD et al. 1991, SPRECHER & MÜLLER 1986) zeigt denn auch deutlich die Existenz einer solchen, unter der Mandacher Überschiebung verborgenen Flexur, nur durch wenige, kleine Bruchstufen zerstückelt. Die Flexur ihrerseits sitzt über dem Nordrand des spätpaläozoischen Nordschweizer Permokarbon-Troges (LAUBSCHER 1986a).

Ähnlich den Flexurabschnitten östlich von Böttstein dürfte es sich um einzelne, mehr oder weniger diskontinuierliche Segmente handeln, die jedoch wegen der überlagernden Mandacher Überschiebung nicht voneinander abgetrennt werden können. Immerhin reichen von Norden her einige Störungen mit bis zu 30 m Vertikalverstellung an die Flexur heran (Hagenfirst-Störung, Schlatt-Störung).

Die Mandacher Überschiebung wird unter dem Aaretal gegen Osten immer unbedeutender, wodurch die Geometrie der Mandacher Flexur eigentlich deutlicher erkennbar sein sollte. Die beiden Bohrungen Ruckfeld R1 (662.945/266.850) und R2 (662.375/267.880) im östlichsten Teil des Aaretals zeigen denn auch eine bedeutende Flexur an, deren Sprunghöhe im Bereich von 250 m liegt. In ihrem südlichen Teil fallen die Schichten mit über 45° Neigung ein. Die Grössenordnung stimmt durchaus mit derjenigen des Westteils der Mandacher Überschiebung überein, die Richtung scheint leicht gegen NE abgedreht.

Das Aaretal reicht mit dem Ruckfeld buchtartig in das östlich anschliessende Malmplateau hinein. In der direkten Fortsetzung der aus den Bohrungen rekonstruierbaren Mandacher Flexur zeigt die lediglich anderthalb Kilometer entfernte Malm-Abbruchkante keinerlei Störungen oder Schichtumbiegungen. Auch die Flexur von Unterendingen, 1,5 km südlich davon verlaufend, fällt mit etwa 120 m Sprunghöhe deutlich kleiner aus.

Die 768 m tiefe Bohrung Ruckfeld R1 im südöstlichen Teil des Ruckfeldes (vgl. Fig. 11 und Profil 2 auf dem Blatt) zeigt nicht nur ein unerwartet steiles Schichteinfallen, sondern enthält zusätzlich eine steile Störung, welche etwa 65 m des Schichtstapels ausschneidet. Analog zur Mandacher Flexur ist im Malmplateau, welches das Ruckfeld halbkreisförmig umgibt, keine Fortsetzung dieser Störung zu erkennen.

Die Konstellation lässt eigentlich nur eine Schlussfolgerung zu, die AMSLER (1915) in seiner «orogenetischen Skizze des Juragebirges» ansatzweise bereits darstellte. Da unmittelbar östlich keine äquivalente Struktur zur Mandacher Flexur besteht, muss sich deren Extensionsbetrag auf die kleineren Flexuren im Süden aufteilen, was nur mittels einer Transformzone möglich ist. Nebst den Flexuren von Endingen und Unterendingen bietet sich als Ablösestruktur lediglich die Ifluh-Flexur 5 km im Süden an. Die Verbindung des Ostendes der Mandacher Flexur mit dem Westende der Ifluh-Flexur ergibt die etwas ungewöhnliche NE–

SW-Richtung für die sinistrale Transformzone. Offenbar wurde mit der Störung in der Bohrung Ruckfeld R1 just die wichtigste der begrenzenden Horizontalverschiebungen durchbohrt, welche die abgesunkene Tafel im Westen (Ruckfeld) von der Hochtafel im Osten und Süden (Malm bei Tegerfelden und am Boll) abgrenzt.

Endinger, Unterendinger und Rekinger Flexur

Östlich von Unterendingen quert eine bedeutende Flexur (Unterendinger Flexur) den Abbruch der Malmtafel. Sie streicht E–W und zeigt südgerichtetes Einfallen bis zu 18° . Gegen Westen ist sie unter den Quartärmassen des Surbtales nicht mehr nachweisbar, desgleichen ihr Zusammenhang mit der Mandacher Flexur. Gegen Osten zeigen die wenigen Aufschlüsse keine Flexur mehr an.

Ein ganz ähnliches Problem stellt sich für die Rekinger Flexur, 2 km weiter im Norden verlaufend, deren Sprunghöhe knapp 100 m beträgt, und die sowohl in den Steinbrüchen von Rekingen als auch in der seismischen Sektion 83-NF-55 (DIEBOLD et al. 1991) deutlich in Erscheinung tritt. Sie streicht NE–SW und findet keine Fortsetzung gegen Westen. Die vergleichbare Grössenordnung mit der Unterendinger Flexur legt einen genetischen Zusammenhang nahe. Zwischen den beiden Flexursegmenten vermittelt eine N–S gerichtete, dextrale Transformzone. Vereinzelt, vom Gesamtbild stark ausscherende Werte der Schichtlagerung im Bereich der hypothetischen Horizontalverschiebung geben einen zusätzlichen Hinweis auf deren Existenz.

Die Rekinger Flexur läuft schief auf das Rheintal zu, das hier einen markanten Knick beschreibt, und findet sich in ähnlicher Grössenordnung und Streichrichtung (ENE–WSW) auf deutscher Seite wieder (SCHÖBER 1989). Völlig ungewiss ist der Zusammenhang bzw. die gegenseitige Altersbeziehung zwischen der Rekinger Flexur und der Grabenzone Riethem–Zurzach.

Südlich der Unterendinger Flexur verläuft eine weitere, südfallende Flexur in E–W bis ESE–WNW-Richtung, die in der Literatur vielfach erwähnte und von der gegenüberliegenden Talseite gut erkennbare Endinger Flexur (vgl. BRANDENBERGER 1926). Wahrscheinlich übernimmt sie ebenfalls einen Teil der Dehnungsbeträge der Mandacher Flexur. Ihre Ausrichtung stimmt in auffälliger Weise mit der hypothetischen ESE-Verlängerung der Vorwald-Grundgebirgsstörung im Schwarzwald überein.

Flexur von Mellikon

Im östlichsten Teil des Aargauer Tafeljuras wird die Tertiär- und Quartärbedeckung immer mächtiger, so dass kleinere Flexuren und Störungen nur noch sehr fragmentarisch zu erkennen sind. Eine derartige, seichte Flexur streicht östlich von Mellikon SSW–NNE und ist wahrscheinlich zu verknüpfen mit Flexur-

segmenten weiter südlich, die in den seismischen Sektionen 82-NS-70 und 83-NF-55 (DIEBOLD et al. 1991) auszumachen sind. Ähnlich dem System der Unterendinger und Rekinger Flexuren handelt es sich vermutlich um eine gemittelte Streichrichtung, zusammengesetzt aus SW–NE gerichteten Flexursegmenten und N–S verlaufenden Transformzonen.

Abschiebung von Tegerfelden–Kohlgruben

Die Bohrung Ruckfeld (R2) schneidet eine Abschiebung an, deren Sprunghöhe mit etwa 20 m abgeschätzt werden kann. Weitere Indizien für den Verlauf der südfallenden Abschiebungsfläche ergeben sich in östlicher Richtung aus dem Aussetzen der Dogger-Aufschlüsse an der südlichen Flanke des Surbtales sowie aus dem ungewohnt steilen Schichteinfallen (70–80° nach NW) bei Tegerfelden, die nur als lokale Schleppungerscheinungen entlang einer Störung gedeutet werden können.

Die Ostfortsetzung der Abschiebung in die eintönigen Effinger Schichten hinein ist bestenfalls anhand von morphologischen Kriterien zu erahnen, hingegen tritt sie unmittelbar südlich von Rekingen in der Nordbegrenzung der dortigen Steinbrüche wieder auf. Erkennbar ist die steil südfallende Abschiebung in der seismischen Sektion 83-NF-55 (DIEBOLD et al. 1991), wo sie den obersten Teil der Flexur durchsetzt. Die Störung durchquert hernach in schieferm Winkel das Rheintal und findet ihre Fortsetzung auf deutscher Seite in der Kohlgrubenverwerfung.

Im Vergleich zu den zerstückelten, gegenseitig versetzten Segmenten der Mandacher, Unterendinger und Rekinger Flexur zeigt die Abschiebung eine bemerkenswerte Konstanz. Gemeinsam sind einzig die generelle Streichrichtung und die Vergenz. Im Gebiet von Rekingen durchschneidet die Abschiebung von Tegerfelden–Kohlgruben sogar die Rekinger Flexur in schleifendem Winkel. Allerdings fehlen bislang die Argumente, um die relative Altersbeziehung festzulegen.

Grabenzone Rietheim–Zurzach

Über dieses NW–SE verlaufende Bruchsystem unter der Quartärbedeckung des Rheintales ist wenig bekannt und – abgesehen von vagen Vermutungen (BRÜDERLIN 1965, STURMFELS 1947, WAGNER 1981) – kaum je etwas publiziert worden. Die vorhandenen Informationen stammen praktisch ausschliesslich aus Bohrungen in der Umgebung von Zurzach, teilweise auch aus geophysikalischen Kampagnen (Geoelektrik, Refraktions- und Reflexionsseismik), deren Ergebnisse allerdings nur in wenigen Fällen miteinander in Übereinstimmung zu bringen sind. Die Zuordnung zu einer relativen Altersabfolge einzig aufgrund der Strukturkarte (s. Tafel) bzw. der Bohrungen ist problematisch.

Hinweise auf die Natur des Grabensystems ergeben sich in vier Bereichen:

- *Ettikon*: ABELS (1921) erwähnt auf deutscher Seite einige Abschiebungen und Flexuren mit Sprunghöhen um 10 m, die in SE-Richtung gegen Rietheim zielen. Aus der Konzentration von Bohrungen im Rheinknie ist eine westliche Abschiebung von 10–20 m Sprunghöhe gesichert, der gegenläufig einfallende Ostrand hingegen lässt sich nicht direkt nachweisen.
- *Rietheim*: Die Anhäufung von unmittelbar benachbarten Bohrungen belegt einen 300–400 m breiten, NW–SE verlaufenden, asymmetrischen Graben von 30–35 m Sprunghöhe auf der Westseite und 10–15 m auf der Ostseite. Die Innenstruktur scheint sehr komplex. Inmitten des Grabens zeichnet sich ein schmaler, um 10 m herausgehobener Horst ab.
- *Zurzach Nord*: Die auf ein eng begrenztes Gebiet konzentrierten Bohrungen deuten auch hier auf den Durchgang einer ganzen Schar von Abschiebungen hin. Die bislang einheitliche Grabenstruktur geht offenbar weitgehend verloren. Die Auswertungen der geophysikalischen Untersuchungen der Thermalquelle Zurzach sind leider nur sehr begrenzt verwendbar, da sie einander widersprechende, teilweise absurd hohe Sprunghöhen anzeigen (bis zu 100 m). Immerhin deuten sie auf ein N–S verlaufendes Störungsmuster hin.
- *Sodafabrik Zurzach*: Südlich von Zurzach zeigt das Ostende der seismischen Sektion 83-NS-81 (DIEBOLD et al. 1991) im Talboden des Rheintales enge Antiklinal- und Synklinalstrukturen (evtl. Artefakt der Quartärfüllung?). Die unerwartet geringe Mächtigkeit des Opalinus-Tons von lediglich 70 m (anstatt 100 m) in der Bohrung Z2 inmitten des Areals der Sodafabrik Zurzach lässt sich als Abschiebung in der Fortsetzung des Grabenssystems interpretieren, welche 30 m des Opalinus-Tons ausschneidet.

Soweit aus den wenigen, diskontinuierlichen Rohdaten ableitbar, zeigt das Grabensystem zwar eine generelle NW–SE-Erstreckung, ändert aber seine interne Geometrie innert kürzester Distanz. Völlig hypothetisch ist die SE-Fortsetzung über die Rekinger Flexur (s. Abschnitt «Randflexuren») hinweg, ab welcher das Rheintal in Ostrichtung umbiegt. Das abnormale N–S-Streichen der Störungssegmente im Bereich der Thermalquelle Zurzach könnte eine Folge der Reaktivierung von längst versiegelten paläozoischen Störungen sein, welche gemäss Reflexionsseismik einen engen, N–S verlaufenden Graben bilden.

Die generelle NW–SE- bis WNW–ESE-Richtung widerspiegelt ein Bruchmuster, das für die paläozoische Tektonik dominant ist. Die Störungen sind allerdings nur selten an der Oberfläche zu beobachten, sondern stellen Grundgebirgsstrukturen dar, die im Buntsandstein auslaufen oder allenfalls bis in die mittlere Trias reichen. Hingegen zeichnen sie sich an der Oberfläche als leichte Wellungen ab, die wahrscheinlich durch spätere Reaktivierung der paläozoischen Strukturen entstanden sind. Sehr schön kommt diese Eigenart in der Dogger- und Malmbedeckung des Achebergs (nordöstlich von Döttingen) zum Ausdruck, wo sich kurze und flachgewölbte WSW–ENE gerichtete Antiklinal- und Synklinalsegmente gegenseitig ablösen.

Acheberg-Störung

Die auf engstem Raum abgeteufte Bohrungen der Sodafabrik Zurzach im Gebiet des Achebergs erlauben die Einengung eines komplizierten Störungssystems, für welches zuvor lediglich vage morphologische Indizien bestanden (sprunghafte Mächtigkeitzunahme des Quartärs nördlich des Achebergs, Einmündung im Abhang oberhalb von Klingnau, Abtauchen des Lias südlich von Rietheim). Es streicht weitgehend NE–SW und besteht aus einem steilen bis überkippten Hauptbruch im Norden, dessen Versatz von 25 m gegen die Oberfläche zu stark abnimmt (s. Profil 2 auf Blatt Zurzach). Die entsprechenden Dehnungsbeträge werden von gegenläufig einfallenden Begleitstörungen aufgefangen, die zusammen ein enges Keilgrabensystem bilden – eine Geometrie, die auf einen grossen Anteil an Horizontalbewegungen hindeutet.

Leider beschränken sich unsere Kenntnisse auf dieses kurze Fragment. Die in der Strukturkarte (Tafel) eingezeichnete SW-Fortsetzung unter die Quartärfüllung des Aaretals ist spekulativ. Ebenso unklar ist die Fortsetzung gegen Osten, wo die Acheberg-Störung auf die Grabenzone Rietheim–Zurzach trifft. Als Ablösestruktur am östlichen Rheinufer kommt eigentlich nur die Abschiebung südlich von Kadelburg in Frage, doch sind hier detaillierte Kartierungen ausstehend.

Hagenfirst-Störung

Im Westteil des Blattes Zurzach ist eine NNE–SSW streichende Störung kartierbar, welche den Ostflügel um 30 m in die Tiefe versetzt. Gegen Norden verbirgt die Quartärauflagerung deren direkte Fortsetzung. Indizien für den Verlauf ergeben sich aus den vergleichsweise tiefgelegenen Lias-Aufschlüssen nordöstlich von Hagenfirst, aus einer möglichen Abschiebung in der seismischen Sektion 82-NS-90 (SPRECHER & MÜLLER 1986) sowie aus dem Vergleich der Bohrkoten im Gebiet zwischen Reuenthal und Leibstadt. Mangels weiterer Kriterien wurde die Störung am weit nach Norden vorspringenden Westrand des Plateaus von Reuenthal durchgezogen. Eine entsprechende, parallel verlaufende Störung an dessen Ostrand lässt sich anhand von morphologischen Kriterien vermuten, ist aber mit den verfügbaren Daten nicht zu belegen. Die Funktion und zeitliche Einordnung der Struktur ist völlig unklar.

Prämesozoische Strukturen

Vor den geophysikalischen Untersuchungen und Tiefbohrungen der Nagra 1981–1985 wurden lediglich in vereinzelt Bohrungen im östlichen Basler Jura (Wintersingen, Zuzgen, Weiherfeld) sowie im Bodensee-Gebiet permische Sedimente angefahren, welche die Existenz eines jungpaläozoischen Troges erwarten liessen (SCHMASSMANN & BAYRAMGIL 1946). LEMCKE (1961) postulierte eine

Ausdehnung eines solchen Troges vom Burgund bis zum Bodensee. Nebst den Nadelstichen gleichenden Bohrungen (v.a. Weiach und Riniken, beide ausserhalb des Atlasblattes) sind es vor allem die reflexionsseismischen Daten, welche weitergehende Angaben zur komplexen Struktur des Nordschweizer Permokarbon-Troges erlauben.

Meist wird unterschieden zwischen einer «älteren, unteren Trogfüllung», welche vom Stéphanien bis ins Autunien reicht und sich auf den eigentlichen, lediglich 10–12 km breiten, bis zu 7 km tiefen Trog s. str. (DIEBOLD 1988, LAUBSCHER 1987) beschränkt, sowie einer «jüngeren, oberen Trogfüllung» (Oberrotliegendes), welche in untiefen Senken weit über den eigentlichen Trog hinaus reicht. Eine erste Interpretation als klassischer Zerrgraben (DIEBOLD 1983, SPRECHER & MÜLLER 1986) stand in wesentlichen Punkten im Widerspruch zu den seismischen Befunden, welche auf eine bedeutende, kompressiv bedingte Verschuppung der Kohle-Reflektoren hinweisen. Vorab der Vergleich mit analogen, jungpaläozoischen Gräben im französischen Zentralmassiv deutet auf eine ursprüngliche Ablagerung der Kohle-Serie in einem WSW–ENE orientierten Becken an der Wende Unter-/Oberperm («Saalische Phase») hin, gefolgt von einer Einengung zum schmalen Trog. Der Nordschweizer Permokarbon-Trog stellt damit lediglich ein bescheidenes Teilstück einer riesigen, dextralen Transformationszone während der spätvariskischen Gebirgsbildung dar, welcher sich gleichzeitig kompressive Strukturen überlagerten (Transpression).

Die Nordgrenze des Troges s. str. verläuft im Westen etwa unter der Mandacher Flexur. Entsprechend liegt die Vermutung nahe, dass die aufsitzende Flexur nichts weiteres als eine alttertiäre Reaktivierung der paläozoischen Strukturen darstellt. Der ENE–WSW streichende Trogrand wird von mehreren WNW–ESE verlaufenden Störungen (Eggberg- und Vorwald-Störung) geschnitten und jeweils staffelartig versetzt.

Die Interpretation (vgl. DIEBOLD & NAEF 1990) beruht einzig auf dem relativ grobmaschigen Netz der Nagra-Seismik, einigen wenigen Bohrungen und dem Modell eines ENE–WSW gerichteten, zusammengestauchten Troges, zergliedert durch schief dazu verlaufende (WNW–ESE) Störungen. Unabhängig davon wurde im unmittelbaren Bereich der Thermalquelle Zurzach ein kleines, dichteres Netz von Refraktions- und Reflexionsseismik gelegt, das – nach den damaligen Interpretationen – auf N–S gerichtete, enge Grabenstrukturen schliessen liess, in welchen die tiefsten mesozoischen Sedimente noch bis zu 100 m vertikal versetzt sind. Für die Existenz eines solchen, N–S gerichteten, paläozoischen Bruchmusters sprechen zudem die Aufreihung der Thermalquelle Zurzach, einer Salzbohrung mit Warmwassereintrich im Hauptmuschelkalk (Tegefelden T1) und des Ostendes der Mandacher Flexur entlang einer N–S-Linie sowie die hakenartige N–S-Ablenkung der Grabenzone Rietheim–Zurzach bei Zurzach selbst.

FELSOBERFLÄCHE

Die Auswertung von über 1500 Bohrungen hat es erlaubt, die Felsoberfläche auf dem Atlasblatt zu konturieren, wobei die Informationsdichte lokal sehr unterschiedlich ist. Die Bohrungen konzentrieren sich entlang der Flüsse (Kraftwerke Beznau, Klingnau, Leibstadt, Koblenz und Kadelburg) und in den Salzprospektionsgebieten (Acheberg, Koblenz, Rietheim, Zurzach, Rekingen). Unbefriedigend bleibt der Informationsgehalt im Gebiet des Ruckfeldes und unter den weiträumigen Schotterablagerungen westlich des unteren Aaretales (vgl. hierzu auch WILDI 1984 und HALDIMANN et al. 1984).

Aaretal

Der Felsuntergrund des Aaretales zeigt eine breite Anlage des Talbodens, der weniger stark geschwungen erscheint als der heutige Flusslauf. Im südlichsten Abschnitt auf dem Atlasblatt ist die Ausbildung zweier Rinnen festzustellen. Die tiefste Talachse mit einer breiten, rinnenartigen Felssohle zieht von Unterwald, östlich des KKW Beznau, vorbei gegen das westliche Aareufer bei Eien-Kleindöttingen. Eine undeutlich ausgebildete Nebenrinne verläuft westlich davon unter dem heutigen Aarelauf. Dazwischen erhebt sich ein schmaler, zweigipfelförmiger Felsrücken aus Opalinus-Ton, in dessen Bereich das KKW Beznau erbaut ist.

Bei Gippingen zeigt der Felsuntergrund eine seichte Übertiefung. Der breite Talkessel weist zwei Ausgänge auf: gegen Norden der vergleichsweise enge, heutige Aarelauf, gegen NW die etwas breitere Strick-Rinne (s. u.), welche bei Leibstadt in das Rheintal ausmündet.

Der heutige Flusslauf verläuft nicht immer in der ursprünglichen Talachse, sondern ist teils epigenetisch in die seitlich begrenzenden Talränder eingeschnitten. Zwischen den im Verlaufe der Zeit sich verlagernden Flussläufen sind längliche, mehr oder weniger isolierte Kuppen erhalten geblieben. Dasselbe gilt für die Surb, welche ihren ursprünglichen Verlauf unter dem Ruckfeld an dessen Nordrand verlegt und dabei ein jüngerer, tief in den Fels eingeschnittenes Tal geschaffen hat.

Rheintal

Die Felsunterlage des breiten Talabschnittes zwischen Rekingen und Rietheim-Kadelburg zeigt eine unruhige Morphologie. Die zahlreichen, länglichen Schwellen und Einkerbungen deuten auf einen mehrfachen, seitlichen Wechsel des Flusslaufes hin, was durch die anstehenden erosionsanfälligen Gesteine des Opalinus-Tons und des Keupers erleichtert wurde.

Ab Zurzach flussabwärts zeichnet sich eine Auftrennung in zwei voneinander unabhängige Rinnen ab. Die nördliche Hauptrinne verläuft westlich des heutigen Rheinbettes (Unterfeld, Bünten) von Zurzach gegen Kadelburg, wo sie eine (glaziale?) Talübertiefung von 10–15 m aufweist (HALDIMANN et al. 1984). Eine schmale, weniger tiefe Südrinne zieht dem Hangfuss entlang von Zurzach über Rietheim gegen das Rheinknie bei Ettikon. Die Grundwasser-Austritte von «Im See» (ESE von Rietheim) stehen vermutlich mit dieser südlichen Erosionsrinne bei Rietheim in Zusammenhang. Nördlich des Rheins flussabwärts befindet sich eine weitere alte Erosionsrinne unter den Niederterrassenschottern bei Emmerich zwischen Koblenzer Laufen und Homburg. Die Talenge von Koblenz, wo sich die beiden Rinnen wieder vereinigen, ist bedingt durch die harten Bänke des Trigonodus-Dolomits und des Hauptmuschelkalks, die den Rhein an der seitlichen Erosion hinderten. Weiter südwestlich von Koblenz verlief der Rhein nördlich der Bahnlinie im Gebiet Giriz in einer alten Rinne durch das heutige Aarebett.

Gebiet um Reuenthal, Felsenau und Koblenz

Das im Bereich des Zusammenflusses von Aare und Rhein bestehende Mosaik von Rinnen und Felshebungen wurde bereits im Abschnitt «mittleres Pleistozän» (S. 42) beschrieben, und es wurde versucht, die Genese der Felsmorphologie in einem landschaftsgeschichtlichen Kontext darzustellen. Zwei Gebiete mit speziellen Verhältnissen sollen hier noch erwähnt werden:

- *Gebiet Moos–Felsenau*: Die Prospektionsbohrungen des Gipsbergwerkes haben verschiedentlich nach dem Durchteufen von wenigen Dutzend Metern Felsschichten wieder Lockergesteine (Schotter) erbracht. Die tiefste Bohrung erreichte auf einer Höhe von 274 m ü.M. (d. h. 10–15 m unter dem Felsniveau des Rheintales) noch keinen Fels. Möglicherweise gehen diese Verhältnisse auf Gipsverkarstung zurück (Anhydritgruppe). Ob die Bohrungen einzelne Karstfüllungen erreichten oder ob eine einzige grosse Doline vorliegt, ist bisher nicht klar.
- *Gebiet Äpelöö* zwischen Koblenz und Kingnau: Die Salzprospektions- und Produktionsbohrungen der Solvay, Zurzach erbrachten hier eine tiefste Felsoberfläche auf 264 m ü.M., die also rund 30 m unter den Talsohlen im Aare- und Rheintal liegt. Auch hier ist wahrscheinlich von Auslaugungsvorgängen (Anhydrit, Salz) als Ursache für die Felsmorphologie auszugehen.

HYDROGEOLOGIE

Schotter-Grundwasser

Die ausgedehnten quartären Schotterfelder des Rhein- und Aaretales sowie des Ruckfeldes stellen von ihrer Durchlässigkeit ($k = 10^{-2}$ bis $5 \cdot 10^{-3}$ m/s) her bedeutende potentielle Trinkwasserspeicher dar. Die grossen Grundwasserströme beschränken sich allerdings auf die Niederterrassenschotter (vgl. Grundwasserkarte des Kantons Aargau 1:25 000, Blatt Zurzach, und Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:100 000, Blatt Bözberg–Beromünster).

Im Gegensatz zu den Hochterrassenschottern findet sich in den Niederterrassenschottern keine Grundwasserstockwerkbildung, da die dazu notwendigen undurchlässigen, abdichtenden, tonig-lehmigen Schichten weitgehend fehlen.

Im *Aaretal* verläuft der bis zu 25 m mächtige Grundwasserstrom in einer durchschnittlich 2 km breiten Rinne. Das Grundwasser steht in enger hydraulischer Verbindung mit der Aare, wobei der querende Aarelauf zwischen Böttstein und Döttingen und der künstlich aufgestaute Bezau-Kanal gegen N, der Klingnauer Stausee gegen NW in die Schotter infiltrieren. Entsprechend rasch reagiert der Grundwasserspiegel auf Schwankungen der Aare. Der hohe Anteil von verschmutztem Aarewasser zeigt sich im ausgesprochen niedrigen Sauerstoffgehalt in den Infiltrationsgebieten, was u.a. eine Verlegung der Wasserfassungen bei Klingnau erforderte.

Im *Rheintal* besteht erst flussabwärts von Mellikon ein ergiebiger Grundwasserstrom von 10–20 m Mächtigkeit. Auch hier wirkt der Rhein abschnittsweise als Vorfluter oder als Infiltrant. Während diese Infiltration für die Industriewasser-Entnahme der Sodafabrik Zurzach erwünscht ist, beeinflusst sie die Wasserqualität im Rietheimerfeld negativ, indem der Sauerstoffgehalt erniedrigt wird. Hinzu tritt eine starke Chlorid-Belastung durch die Salzindustrien beidseits des Rheins. Die Salzgewinnung bei Rietheim hat zudem ein eigenes Problem geschaffen: Die Salzförderung verursachte durch das Nachsinken der darüber liegenden Gesteinsmassen Landabsenkungen um einige Meter (2–5 cm pro Jahr), wodurch der Grundwasserspiegel über das heutige Gelände zu liegen käme und daher künstlich abgesenkt bzw. entwässert werden muss.

Am *Koblener Laufen* ist der Flusslauf wieder in den Fels eingeschnitten, baut aber unterhalb der Aaremündung erneut einen Grundwasserstrom auf, der hauptsächlich vom Rhein gespeist wird. Die Infiltration ist weitgehend durch das Stauwerk Albbbruck–Dogern gesteuert. Der bereits bei Full wieder 600 m Breite erreichende Grundwasserstrom weitet sich im Bereich des Leibstadter Feldes bis auf 1200 m aus, redimensioniert sich aber in der Gegend von Bernau auf die ursprünglichen 600 m. Im Bereich der Einmündung des Aaretal-Grundwasserstroms (Strick-Rinne) sind ausgedehnte Ablenkungen festzustellen. Beim Kernkraftwerk Leibstadt kann ein Durchfluss von rund 9000 l/min abgeschätzt werden.

Der Grundwasserstrom des oberen und mittleren *Surbtales* verbleibt nicht in der heutigen Talachse, sondern biegt zwischen Unterendingen und Tegerfelden infolge einer unter quartärer Bedeckung verborgenen Felsschwelle, welche als Grundwasser-Scheide wirkt, gegen NW ab. Er folgt vermutlich der alten mit Hochterrassenschottern gefüllten Schmelzwasserrinne des ursprünglichen *Surbtales* und unterströmt das Ruckfeld in Richtung Aaretal.

Der Grundwasserspiegel unter dem *Ruckfeld* liegt rund 10 m höher als derjenige des Aaretals. Das vergleichsweise grosse Gefälle beim Übertritt des Grundwassers vom Ruckfeld in das Aaretal stimmt mit dem Wechsel von den Hochterrassenschottern des Ruckfelds in die Niederterrassenschotter des Aaretals überein. Möglicherweise ist die Grenzfläche dazwischen durch wenig durchlässiges Moränenmaterial oder eine Felsschwelle abgedichtet.

Kompliziert sind die hydrogeologischen Verhältnisse im Bereich des *Zusammenflusses von Aare und Rhein*. Ein Grossteil des Aaretal-Grundwasserstroms fliesst ab der Talübertiefung von Leuggern nicht etwa durch die Talenge von Felsenau, sondern gegen W durch die mit Hochterrassenschottern gefüllte *Strick-Rinne* Richtung Leibstadt. Dieser Grundwasserstrom weist bei einer Mächtigkeit von 8–20 m eine Breite von 300 m auf. Der Durchfluss kann mit rund 3000 l/min abgeschätzt werden.

Die in den Gebieten *Moos-Finstergraben* (westlich von Felsenau) und *Äpelöö* (nördlich von Klingnau) vorkommenden Rinnen besitzen generell eine gegenüber den Haupttälern erhöhte Felsbasis und dürften deshalb als regionale Grundwasserleiter keine grosse Rolle spielen. Wahrscheinlich werden sie lediglich durch lokales Sickerwasser gespeist. Während vom Äpelöö keine hydrogeologischen Daten vorliegen, ist für das Gebiet Moos das Vorkommen von Grundwasser dadurch belegt, dass das seitliche Anbohren der Lockergesteinsfüllung durch eine horizontale Prospektionsbohrung des Gipsbergwerkes Felsenau einen Wassereinbruch in den tiefsten Etagen zur Folge hatte.

Die *Deckenschotter* liegen zumeist derart hoch über den aktuellen Talböden, dass ihnen in hydrogeologischer Hinsicht nur eine untergeordnete Bedeutung zukommt. Die Auflagerungsfläche der Deckenschotter auf die Molasse bildet lokale Quellhorizonte.

Fels-Grundwasser

Die meist gering durchlässigen Molassegesteine beschränken sich auf den Ostteil des Atlasblattes, nehmen dort aber rasch beachtliche Mächtigkeiten an. Abgesehen von einigen wenigen, lokal wasserführenden Sandsteinbänken (z.B. Quellhorizont in der *Oberen Süsswassermolasse* oberhalb von Baldingen) bilden sie einen undurchlässigen Schirm über den gut verkarstungsfähigen Kalken des Malms. Daraus erklärt sich auch die vergleichsweise geringe Zahl von Karstquellen.

Die *Effinger Schichten* und die *Klingnau-Formation* gelten generell als wenig durchlässig, wobei einzelne Kalkbänke lokal Wasser führen können. Eine der Bohrungen am Nassberg südlich von Böttstein stiess in der Klingnau-Formation sogar auf ein artesisches Grundwasservorkommen, das wegen ungünstiger chemischer Beschaffenheit nicht nutzbar ist. Die Wasserführung des *Passwang-Alloformation* beschränkt sich weitgehend auf deren kalkige Basis (*Sissach-Schichten*). Wegen des unterlagernden, praktisch undurchlässigen *Opalinus-Tons* wirken sie als Quellhorizont, was auch zur Vernässung der Verwitterungsschicht führt und damit verantwortlich ist für die starke Rutschtendenz (vgl. Kapitel Quartär/Rutschungen). Die Kalke des untersten *Lias* bzw. der *Gansinger Dolomit* weisen nur geringe Mächtigkeiten auf.

Der *Gipskeuper* ist praktisch undurchlässig. In Oberflächennähe und unter den Schotterablagerungen der Täler jedoch kann ein Gipskarst entstehen, in welchem durch fortwährende Auslaugung sulfatreiche Wässer zirkulieren. Gefasste Gipsquellen sind im Gebiet des Blattes Zurzach allerdings nicht bekannt.

Die Kalke und Dolomite des *oberen Muschelkalks* können intensiv verkarstet sein und so die wichtigsten Wasserleiter im Festgestein bilden, allerdings mit lokal sehr unterschiedlichem Durchfluss. Im Bereich der Halbinsel Beznau, im Südteil des Atlasblattes, wurde artesisch gespanntes Subthermalwasser in einer Tiefe von 230–300 m angetroffen (Druckhöhe 15 m über Terrain, ca. 26°C nach JÄCKLI & RISSI 1981). Nur anderthalb Kilometer nördlich, in der Bohrung Böttstein, wiesen die entsprechenden Muschelkalkwässer in 120–195 m Tiefe noch rund 20°C bei einem freien Druckwasserspiegel von 14 m unter dem Terrain auf. Sie haben einen Na-Ca-(Mg)-SO₄-Cl-Chemismus und enthalten Spuren von Li, Fe und Br (SCHMASSMANN et al. 1984). Die geringen ¹⁴C- und hohen ⁴⁰Ar-Gehalte der Wässer von Böttstein und Beznau belegen ein Alter von über 17 000 Jahren und damit eine geringe Grundwasserzirkulation dieser im Tafeljura infiltrierten Wässer (PEARSON et al. 1991).

Für die Gips- und Anhydritgesteine des *mittleren Muschelkalks* gelten dieselben Charakteristiken wie für den Gipskeuper. Das Gipsbergwerk von Felsenau stellt ein typisches Beispiel für die generell schlechte Durchlässigkeit der Formation dar. Demgegenüber belegt der hohe Sulfatanteil vieler Quellen, dass der Anhydrit bzw. Gips lokal verkarstet ist. Eigentliche Salzquellen sind unbekannt, doch zeigen die Grundwässer oft einen erhöhten Natrium-Anteil und zeugen damit von der aktiven Auslaugung der Salzsichten. Die Wasserführung konzentriert sich auf die verkarsteten Zonen, kann dort allerdings recht hohe Schüttungswerte erreichen.

Die älteren Gesteinsformationen sind zumeist wenig wasserführend. *Buntsandsteinwässer* aus Tiefbohrungen haben sich oft als stark mineralisiert erwiesen.

Thermalwasser

Thermal- und Subthermalwasser ist im Aare- und Rheintal an verschiedenen Orten angebohrt worden, so im Muschelkalk von Beznau, Böttstein, Zurzach und Tegerfelden bzw. im Buntsandstein des Koblenzer Laufens, von Leuggern, Böttstein und in der Ebene westlich von Zurzach. Das Thermalwasser von Zurzach wurde 1914 zufällig bei der Steinsalz-Prospektion angebohrt, das Bohrloch nachher aber wieder verfüllt. Von der Heilkraft des Thermalwassers überzeugt, bemühte sich der Zurzacher Arzt Martin Erb seit 1925 um eine Wiedererbohrung, erreichte aber erst dreissig Jahre später sein Ziel. Die Bohrung (Zurzach I, 663.970/271.225) traf im obersten Buntsandstein und im verwitterten, zerklüfteten Granit des Schwarzwald-Kristallins in 407–430 m Tiefe auf das erhoffte Thermalwasser (CADISCH 1956). Die Temperatur beträgt 39–41 °C, was auf eine bedeutende Herkunftstiefe hinweist. Auch eine zweite Bohrung 1965 traf im Kristallin in 460 m Tiefe auf einen artesischen Überlauf. Aus den beiden Rohren fliessen durchschnittlich 600 l/min artesisch aus (Druckhöhe 1,8 m über Terrain, SCHMASSMANN et al. 1984). Das Wasser wird in erster Linie als Badewasser, untergeordnet auch für Trinkkuren und als Mineralwasser verwendet.

Ähnlich dem ebenfalls 1955 beim Koblenzer Laufen erbohrten Buntsandstein-Subthermalwasser (150 m u. T., Temperatur 17 °C, Ertrag 49 l/min, Druckhöhe 40 m über Terrain) handelt es sich um ein $\text{Na-SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Cl}$ -Wasser (s. Tab. 1). Der hohe Sulfatgehalt dürfte aus den Gipsschichten des mittleren Muschelkalks oder des Keupers, der Chloridanteil aus den Salzschieben des mittleren Muschelkalks stammen. Der im Vergleich zum Chlorid übermässig hohe Natriumanteil (bei niedrigem Kalziumgehalt) wird durch Ionenaustausch des ursprünglichen Ca gegen Na in den Tonmineralien und Silikaten des Kristallins erklärt (HÖGL 1980). Die Quelle weist den höchsten Fluorid-Gehalt aller schweizerischen Mineralquellen auf. Erhöht ist auch der Lithium- und Arsenatgehalt. Fluor- und Arsenatgehalt müssen vor der Verwendung als Mineralwasser künstlich herabgesetzt werden.

In Zusammenarbeit mit dem Nationalen Energieforschungsfonds (NEFF 1980, VUATAZ 1982) wurde 1980 eine dritte Bohrung (Zurzach III) von 701 m Tiefe abgeteuft, welche unter anderem die Thermalwasservorkommen im zerklüfteten Granit feststellen sollte (Bohrprofil s. Fig. 11). Sie stiess in 279 m Tiefe im Muschelkalk auf artesisch gespanntes Wasser (Ca-Na-Mg-SO_4 -Chemismus) mit einer Temperatur von 28 °C und ab 402 m Tiefe auf 34–35 °C warmes Wasser im Kristallin. Die Abnahme der Mineralisation mit der Tiefe erklärt sich durch den geringeren Einfluss der Muschelkalkwässer. Die gegenüber den beiden alten Fassungen wesentlich niedrigeren Temperaturen deuten auf nur unvollständig miteinander kommunizierende Kluftsysteme mit unterschiedlichen Zirkulationsgeschwindigkeiten und -tiefen hin. Gleichwohl bewirkten die Pumpversuche in der Bohrung Zurzach III eine Beeinträchtigung der bestehenden Fassungen.

Tabelle 1: Zusammensetzung der Wässer der Thermalquelle Zurzach III
(Analyse Senften vom 5.12.1988)

Kationen	mg/l	mval/l	Anionen	mg/l	mval/l
NH ⁴⁺	0,040	–	F ⁻	10,4	
Li ⁺	1,2	–	Cl ⁻	130	3,67
Na ⁺	280	12,18	Br ⁻	0,65	–
K ⁺	7,5	0,19	J ⁻	0,017	–
Mg ²⁺	0,34	0,03	NO ₃ ⁻	<0,1	–
Ca ²⁺	15	0,76	HCO ₃ ⁻	265	4,34
Sr ²⁺	0,59	–	SO ₄ ²⁻	250	5,20
Mn ²⁺	0,050	–	HPO ₄ ²⁻	<0,05	–
Fe ²⁺	0,027	–	HAsO ₄ ²⁻	0,22	–
Cu ²⁺	<0,005	–	Σ Anionen	656	13,21
Ni ²⁺	<0,010	–			
Pb ²⁺	<0,001	–			
Al ³⁺	0,020	–			
Σ Kationen	305	13,16			
Summe der gelösten festen Bestandteile			961 mg/l		
Trockenrückstand (bei 110°C)			849 mg/l		
Gelöste Gase:					
Kohlendioxid (CO ₂)			0 mg/l		
Schwefelwasserstoff (H ₂ S)			0 mg/l		
Sauerstoff (O ₂)			0,16 mg/l		
Wassertemperatur			39,7°C		
Dichte (20/20°C)			1,00079		
pH 7,9					
Elektr. Leitfähigkeit (20°C)			1305 µS/cm		
Aerobe Gesamtkeimzahl			0 pro ml		
Tritiumgehalt			<0,9 TU		
(Analyse Gautschi 12.11.1987)					

Das Infiltrationsgebiet der Zurzacher Wässer wurde bis anhin im Schwarzwald, das natürliche Austrittsgebiet im Bereich der Jura-Hauptüberschiebung (Baden–Schinznach) angenommen, wo der obere Muschelkalk erstmals wieder an die Oberfläche tritt. Das Thermalwasser von Zurzach würde demnach in der

Transferzone zwischen Infiltrations- und Austrittszone dem Muschelkalk- und Kristallin-Aquifer entzogen. Dieses einfache Grundmodell ist durch die heutigen Kenntnisse über den Nordschweizer Permokarbon-Trog, welcher zwischen Zurzach und Baden–Schinznach verläuft, sehr in Frage gestellt und entsprechend in Überarbeitung begriffen (SCHMASSMANN 1990).

Für die Kristallinwässer von Zurzach I und II haben die ^{18}O -Analysen eine mittlere Höhe der Einzugsgebiete von 780 m ü. M. ergeben. Rätselhaft hingegen erscheinen die entsprechenden Werte für die Muschelkalkwässer von Zurzach III: Ihr Ursprung müsste in den hochgelegenen Teilen des Schwarzwaldes (1000–1200 m ü. M.) liegen. Das Alter der Kristallinwässer von Zurzach kann anhand von ^{14}C -Analysen mit 15 000–21 000 Jahren geschätzt werden.

ROHSTOFFE

Abgesehen von der Salzgewinnung durch Solung und der Verwendung in der Zementindustrie haben die Gesteine des Blattes Zurzach nur eine untergeordnete wirtschaftliche Bedeutung. Die meisten der zahlreichen kleinen Gruben, in welchen seit alters her Kalkstein zu Bauzwecken abgebaut wurde, sind bereits seit dem 19. Jahrhundert aufgelassen, der Erzabbau stand stets im Schatten der Gruben von Herznach im Fricktal, der Gips- und Anhydritabbau des Bergwerkes Felsenau ist seit 1989 eingestellt, und die bestehenden Tongruben können nur noch begrenzt ausgebaut werden. Nicht zu unterschätzen sind allerdings die vorhandenen Reserven an nutzbaren Gesteinen, deren Abbau vorläufig nicht wirtschaftlich ist. In Diskussion ist auch die Eignung der Gesteine für die Lagerung von radioaktiven und anderen Abfällen (mögliche Wirtgesteine: Granite des kristallinen Sockels, Anhydrit des mittleren Muschelkalks und des Keupers, Opalinus-Ton, Molasse).

Der Abbau der *Erze* (v. a. Silber) im kristallinen Sockel des Südschwarzwaldes reicht bis ins 10. Jahrhundert zurück und erreichte im 13. und 14. Jahrhundert seine Blütezeit (METZ 1980). Er hat heute seine Bedeutung weitgehend verloren. Zur Eisengewinnung abgebaut wurden die *Spatkalke* im Steinbruch Rothenberg bei Böttstein–Mandach. Die Kalke mit 35–40 % Eisengehalt wurden im 19. Jahrhundert zu Platten gebrochen und zu Eisen verhüttet (MOESCH 1867). Weitere kleinere Abbaustellen finden sich am Acheberg. Im Gegensatz zum Fricktal hatten die stark kondensierten Schichten des *oberen Doggers* keine Bedeutung, hingegen wurden die Bohnerze des *Siderolithikums* in zahlreichen kleinen Gruben (z. B. Grindelbuck–Stocken südöstlich von Tegerfelden) geschürft und den Hochöfen zugeführt.

Im Bergwerk Felsenau wurde seit alters her *Gips und Anhydrit der Anhydritgruppe* zu sehr verschiedenartigen Zwecken (Düngung, Zementzuschlag) gewonnen. Bis zur Schliessung des Bergwerkes im Jahre 1989 wurde der Gips in 18 km Stollen abgebaut. Der in den «Gipsgruben» an der Strasse Rietheim–Koblenz bis ca. 1940 gebrochene Gips wurde in der Gipsmühle nahe dem Koblenzer Laufen verarbeitet.

An zahlreichen Orten des Juras, darunter in der Grube Schmidberg bei Böttstein, wird *Opalinus-Ton* abgebaut. Durch die Verwitterung des Opalinus-Tons bilden sich tonig-lehmige, nährstoffreiche Böden. Früher wurde deshalb der Opalinus-Ton, wie auch die liasischen Insektenmergel, zu landwirtschaftlichen Düngezwecken abgebaut. Heute bildet der Opalinus-Ton einen wichtigen Grundstoff für die *Ton- und Keramikindustrie*. Zur Qualitätssteigerung wird *Löss* als Magerungskomponente beigemischt, der in Gruben auf dem Ruckfeld gewonnen wird. Ebenfalls zur Ziegelproduktion verwendet werden die Tone und Mergel der *Unteren Süsswassermolasse* knapp jenseits des östlichen Kartenrandes (Tongrube Fisibach).

Die *Effinger Schichten* sind von ihrem Kalk-Ton-Verhältnis her zur *Zementherstellung* geeignet. Dank ihrer grossen Mächtigkeit bilden sie noch bedeutende Reserven. Sie werden heute in den Steinbrucharealen von Rekingen und Mellikon gewonnen.

Die *Niederterrassen-, Hochterrassen- und Deckenschotter* des Aare- und Rheintales bilden eine wichtige Kiesreserve, wobei der Abbau der Niederterrassenschotter im Grundwasserbereich allerdings stark eingeschränkt ist. Die Schotter werden heute in mehreren Gruben (z.B. Böttstein) ausgebeutet (JÄCKLI & SCHINDLER 1986).

Die Nutzung der heimischen Kalk-, Tuff- und Sandsteinvorkommen als *Bausteine* geht mindestens bis in die Römerzeit zurück. So wurde die *Mühlsteinbank*, eine 2,5 m mächtige, stark verkieselte Bank im *oberen Buntsandstein*, auf deutscher Seite sogar untertags abgebaut und für Mühlräder verwendet. Aber auch die Sandsteine der *Oberen Süsswassermolasse* wurden früher als Mauerstein und Fassadenverkleidung verwendet.

Ein beliebter Baustoff war der Hauptmuschelkalk, wobei eine speziell grob-bankige, travertinartige dolomitische Lage aus dem Hauptmuschelkalk unter dem Namen *Elbenstein* an einigen Stellen des Wutachtales gewonnen und u.a. zu Brunnenbecken verarbeitet wurde (DE QUERVAIN 1961). Viele Steinbrüche liegen in den Ablagerungen des Plattenkalks, da er als Baustein sehr geschätzt war.

Der *Arietenkalk* (Lias) wurde bisweilen als Schotter für den Strassenunterhalt verwendet; der Abbau ist wegen der geringen Schichtmächtigkeit unwirtschaftlich.

Die Sandkalle der *Sissach-Schichten* wurden lokal zeitweise als Schotter, Bruchstein und Mauerstein abgebaut, so in Hottwil, Böttstein und Mandach. Sie sind nur noch an alten Bauten zu sehen, so an den Strebepfeilern der barocken Schlosskapelle von Böttstein (DE QUERVAIN 1961).

Nebst der Eisengewinnung wurden die rostroten *Spatkalke* auch als Baustein (v.a. für Pflasterungen von Küchen und Gärten) verwendet. Nur sehr lokal gelangten die Kalke des Malms (v.a. *Geissberg-Schichten*, bei Tegerfelden, DE QUERVAIN 1969) zum Abbau.

Die von der Nagra abgeteufte Bohrung Weiach hat in den Sedimenten des Karbons mehrere, teils hochwertige *Kohlenflöze* von bis zu 4 m Mächtigkeit durchfahren. In Anbetracht der Tiefe um 1550 m unter der Oberfläche ist eine Ausbeutung heute technisch und wirtschaftlich nicht durchführbar. Allerdings dürften die Kohlenflöze nach den Auswertungen der seismischen Linien 8 km westlich von Weiach bis 900–1200 m unter die Oberfläche hinaufreichen, was zumindest aus bergbautechnischer Sicht realisierbar wäre (DIEBOLD 1988).

BOHRUNGEN

Ein Grossteil der bisher rund 1500 Bohrungen ist in eng begrenzten Zonen niedergebracht worden, so dass in derartigen Gebieten nur eine Auswahl auf der Karte eingezeichnet werden konnte. Solche Zonen ergaben sich durch die Salzprospektion (z.B. Acheberg mit rund 100 Bohrungen von 300–600 m Tiefe), durch den Bau bzw. Erweiterung von Flusskraftwerken und Kanälen (z.B. Klingnauer Stausee), durch die Projektierung von Kernkraftwerken (Beznau, Leibstadt), durch den Strassen- und Brückenbau (z.B. Döttingen, Zurzach), durch den Abbau von Schottern, Tonen, Kalken und Gips (Rekingen, Mellikon, Felsenau, Böttstein), durch die Standortabklärung für Deponien (Nassberg südlich von Böttstein), durch die Nutzbarmachung von Thermalwasser (Zurzach) u. a. m. So sind die Kenntnisse unter dem Aare- und Rheintal weit besser als etwa unter dem Ruckfeld oder den quartärbedeckten Gebieten westlich des Aaretales. Sehr schlecht belegt sind die mit mächtigen Molasse-Sedimenten eingedeckten Tafeln im östlichen Abschnitt des Atlasblattes.

Die Abklärungen der Nagra zur Endlagerung radioaktiver Abfälle im Kristallin der Nordschweiz haben zusätzlich einige sehr tiefe Bohrungen (Böttstein, Leuggern, Weiach) beschert, deren detaillierte Auswertung viele Neuerkenntnisse zum Kristallin sowie zu den Karbon- und Permablagerungen, aber auch zur Tektonik und Hydrogeologie erbrachte.

Die Figur 11 vermittelt eine Übersicht der wichtigsten Bohrungen des Atlasblattes.

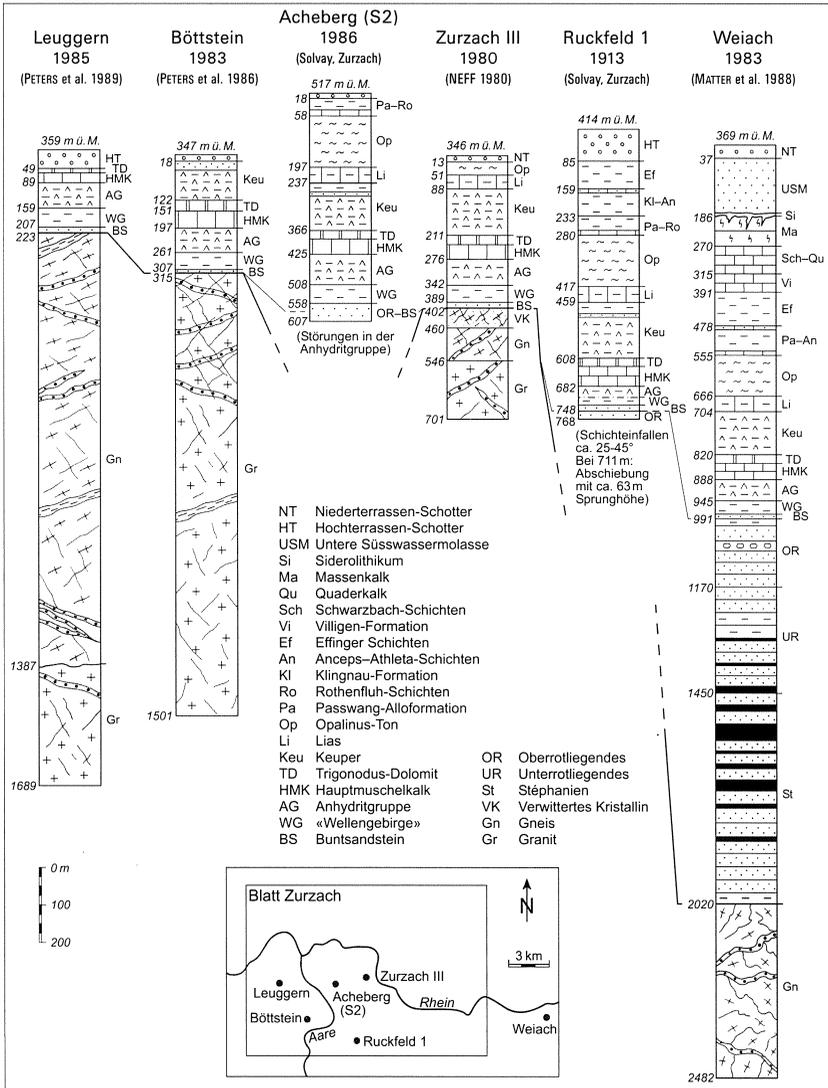


Fig. 11: Zusammenstellung der wichtigsten Bohrungen.

LITERATURVERZEICHNIS

- ABELS, J. (1921): Geologische Struktur und Morphologie der Umgebung von Waldshut. – Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. 23/1, 105–117.
- AMSLER, A. (1915): Tektonik des Staffelegg-Gebietes und Betrachtungen über Bau und Entstehung des Jura-Ostendes. – *Eclogae geol. Helv.* 13/4, 377–484.
- BADER, F. (1925): Beiträge zur Geologie des nordöstlichen Tafeljura zwischen Aare und Rhein. – Diss. Univ. Zürich.
- BALTZER, A. (1876): Der Erdschlipf von Böttstein. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 21/3, 285–289.
- BAUMANN, W.F. (1984): Stratigraphische und rheologische Untersuchungen sowie Kluffstudien an Evaporiten der mittleren Trias in der Nordschweiz (Bergwerk Felsenau). – Diss. ETH Zürich.
- BAUMANN, W. & STUCKY, K. (1984): Geologische Untersuchungen an Evaporiten der Mittleren Trias in der Nordschweiz am Beispiel des Bergwerks Felsenau. – *Eclogae geol. Helv.* 77/3, 511–540.
- BECKER, A. (1989): Detached neotectonic stress field in the northern Jura Mountains, Switzerland. – *Geol. Rdsch.* 78/2, 459–475.
- BERGER, J.-P. (1996): Cartes paléogéographiques-palinspastiques du bassin molassique suisse (Oligocène inférieur – Miocène moyen). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 202/1, 1–44.
- BERSIER, A. (1934): Carte tectonique du Jura (1932). In: FAVRE, J. & JEANNET, A.: *Guide géologique de la Suisse. D. Le Jura* (Fasc. 1, pl. III). – Soc. géol. suisse (Wepf. Basel).
- BITTERLI-BRUNNER, P. (1987): Die Mandacher und Mettauer Aufschiebungen (Aargauer Tafeljura) aufgrund neuer Untersuchungen. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 53/124, 23–36.
- BITTERLI, P.H. (1977): Sedimentologie und Paläogeographie des Oberen Doggers im zentralen und nördlichen Jura. – Diss. Univ. Basel.
- BITTERLI, P.H. & FRANK, E. (1987): Die geologische Entwicklung der Nordschweiz im Erdaltertum: Neue Erkenntnisse aus unserer Region. – *Brugger Njbl.*
- BITTERLI, T. & MATOUSEK, F. (1991): Die Tektonik des östlichen Aargauer Tafeljuras. – *Mitt. aargau. natf. Ges.* 33, 5–30.
- BLÄSI, H.-R. (1987): Lithostratigraphie und Korrelation der Doggersedimente in den Bohrungen Weiach, Riniken und Schafisheim. – *Eclogae geol. Helv.* 80/2, 415–430.
- BLÖSCH, E. (1910): Zur Tektonik des schweizerischen Tafeljuras. – Diss. Univ. Zürich.
- (1911): Die grosse Eiszeit in der Nordschweiz. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 31/II.
- BOLLIGER, T., FEJFAR, O., GRAF, H. & KÄLIN, D. (1996): Vorläufige Mitteilung über Funde von pliozänen Kleinsäugetern aus den höheren Deckenschottern des Irchels (Kt. Zürich). – *Eclogae geol. Helv.* 89/3, 1043–1048.
- BRANDENBERGER, E. (1926): Zur Stratigraphie und Tektonik der Molasse des östlichen Aargaus. – *Eclogae geol. Helv.* 19/3, 618–625.
- BRÄNDLIN, E. (1911): Zur Geologie des nördlichen Aargauer Tafeljura zwischen Aare- und Frick-Tal. – *Verh. natf. Ges. Basel* 22, 57–148.
- BRAUN, E. VON (1953): Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Hocheingebiet zwischen Zurzach und Eglisau. – *Eclogae geol. Helv.* 46/2, 143–170.
- BRÜDERLIN, M. (1965): Geologie des Blattes Waldshut zwischen Wutach und Rhein. – *Diplomarb. Univ. Freiburg i. Br.*
- BUGMANN, E. (1958): Eiszeitformen im nordöstlichen Aargau. – *Mitt. aargau. natf. Ges.* 25, 4–94.
- (1961): Beiträge zur Gliederung der risszeitlichen Bildungen in der Nordschweiz. – *Mitt. aargau. natf. Ges.* 26, 105–119.

- BURKHALTER, R.M. (1996): Die Passwang-Alloformation (unteres Aalénien bis unteres Bajocien) im zentralen und nördlichen Schweizer Jura. – *Eclogae geol. Helv.* 89/3, 875–934.
- BUSER, H. (1952): Beiträge zur Geologie von Blatt Bözen (Nr.33) im Schweizerischen Tafeljura. – Diss. Univ. Zürich.
- BUXTORF, A. (1907): Zur Tektonik des Kettenjura. – *Ber. Versamml. oberrh. geol. Ver.* 40, 29–38.
- BUXTORF, A. & NIGGLI, P. (1934): Exkursion Nr.34 B. Laufenburg–Etzgen (Schwarzwaldkristallin) und Aargauer Tafeljura. In: *Geologischer Führer der Schweiz* (Fasc. VIII, p. 534–539). – Schweiz. geol. Ges. (Wepf & Cie, Basel).
- CADISCH, J. (1956): Über die Wiedererbohrung der Therme Zurzach (Kt. Aargau). – *Eclogae geol. Helv.* 49/2, 313–316.
- DEICHMANN, N. (1990): Seismizität der Nordschweiz 1987–1989, und Auswertung der Erdbebenserien von Günsberg, Läuelfingen und Zeglingen. – *Nagra Tech. Ber. NTB* 90-46.
- 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. (1983): Der Permokarbon-Trog der Nordschweiz. – *Nagra informiert* 5/3+4, 10–15.
- (1988): Der Nordschweizer Permokarbon-Trog und die Steinkohlenfrage der Nordschweiz. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 133/1, 143–174.
- (1990): Die tektonische Entwicklung der Nordschweiz. – *Nagra informiert* 12/2, 47–55.
- DIEBOLD, P. & NAEF, H. (1990): Der Nordschweizer Permokarbon-trog. – *Nagra informiert* 12/2.
- DIEBOLD, P., NAEF, H. & AMMANN, M. (1991): Zur Tektonik der zentralen Nordschweiz. Interpretation aufgrund regionaler Seismik, Oberflächengeologie und Tiefbohrungen. – *Nagra Tech. Ber. NTB* 90-04 (auch: *Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol.* 14).
- DISLER, C. (1914): Stratigraphie und Tektonik des Rotliegenden und der Trias beiderseits des Rheins zwischen Rheinfeldern und Augst. – Diss. Univ. Basel.
- DRONKERT, H. (1987): Diagenesis of Triassic evaporites in northern Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 80/2, 397–413.
- EMMERT, U. (1977): Faziestypen der Schilfsandstein-Schichten (Mittlerer Keuper) und ihre Genese. – *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.]*, 59, 195–203.
- ERNI, A. (1910): Das Rhät im schweizerischen Jura. – *Eclogae geol. Helv.* 11/1, 5–54.
- ERNST, M. (1991): Lithostratigraphische und fazielle Untersuchungen des Hauptrogensteins (Bajocium) im SE-Obererrheingraben. – *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.]*, 73, 311–382.
- FALKENSTEIN, F. & KOERNER, U. (1989): Hangrutschrisiken, Buntsandsteinstratigraphie und alter Mühlsteinbergbau bei Waldshut (Exkursion A am 28. März 1989). – *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.]* 71, 19–26.
- FORSTER, T. & SCHLÜCHTER, C. (in Vorb.): Das Paläomagnetische Profil von Allschwil (BL).
- GENSER, H. (1966): Schichtenfolge und Stratigraphie des Doggers in den drei Faziesbereichen der Umrandung des Südschwarzwaldes. – *Oberrh. geol. Abh.* 15, 1–60.
- GONZALEZ, R. (1993): Die Hauptrogenstein-Formation der Nordwestschweiz (mittleres Bajocien bis unteres Bathonien). – 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.* 89/1, 695–720.
- GOTTSCHLICH, N. (1950): Beiträge zur Geologie des Gebietes zwischen Schlücht und Alb. – Diss. Univ. Freiburg i. Br.
- GRAF, H.R. (1993): Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz. – Diss. ETH Zürich 10205.
- (im Druck): Quartärgeologie zwischen Rhein, Thur und Aare (Kantone Aargau, Zürich und Schaffhausen), Exkursion F am 28. April 2000. – *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., [N.F.]* 82.

- GRAUL, H. (1962): Geomorphologische Studien zum Jungquartär des nördlichen Alpenvorlandes. Teil 1: Das Schweizer Mittelland. – Heidelberg. geogr. Arb. 9.
- 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. – Diss. Univ. Zürich.
- GUBLER, E., SCHNEIDER, D. & KELLERHALS, P. (1984): Bestimmung von rezenten Bewegungen der Erdkruste mit geodätischen Methoden. – Nagra Tech. Ber. NTB 84-17.
- 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.
- GYGI, R.A. & PERSOZ, F. (1986): Mineralostratigraphy, litho- and biostratigraphy combined in correlation of the Oxfordian (Late Jurassic) formations of the Swiss Jura range. – *Eclogae geol. Helv.* 79/2, 385–454.
- HALDIMANN, P., NAEF, H. & SCHMASSMANN, H. (1984): Fluviale Erosions- und Akkumulationsformen als Indizien jungpleistozäner und holozäner Bewegungen in der Nordschweiz und angrenzenden Gebieten. – Nagra Tech. Ber. NTB 84-16.
- HAUBER, L. (1971): Zur Geologie des Salzfeldes Schweizerhalle-Zinggibrunn (Kt. Baselland). – *Eclogae geol. Helv.* 64/1, 163–183.
- HEER, O. (1865): Die Urwelt der Schweiz. – Schulthess, Zürich.
- HEIM, A. (1919): Geologie der Schweiz, Bd. 1: Molasseland und Juragebirge. – Tauchnitz, Leipzig.
- HELING, D. (1979): Zur Faziesanalyse des Schilfsandsteins. – *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver.* 61, 153–156.
- HEUSSER, H. (1926): Beiträge zur Geologie des Rheintales zwischen Waldshut und Basel. – Beitr. Geol. Karte Schweiz [N.F.] 57/II.
- HÖGL, O. (1980): Die Mineral- und Heilquellen der Schweiz. – P. Haupt, Bern/Stuttgart.
- HUBER, M. & HUBER-ALEFFI, A. (1984): Das Kristallin des Südschwarzwaldes. – Nagra Tech. Ber. NTB 84-30.
- HUBER, M. & HUBER-ALEFFI, A. (1990): Zur Tektonik des Südschwarzwaldes. – Nagra Tech. Ber. NTB 90-03.
- IMHOF, E. (1980): Der Lias zwischen Olten und Langenbruck. – Diplomarb. Univ. Basel (unpul.).
- JÄCKLI, H. & RISSI, A. (1981): Die Kernbohrung Beznau 7904 – Vorläufige geologische Resultate. – *Eclogae geol. Helv.* 74/1, 285–290.
- JÄCKLI, H. & SCHINDLER, C. (1986): Möglichkeiten der Substitution hochwertiger Alluvialkiese durch andere mineralische Rohstoffe. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 68.
- JORDAN, P. (1983): Zur Stratigraphie des Lias zwischen Unterem Hauenstein und Schinznach (Solothurner und Aargauer Faltenjura). – *Eclogae geol. Helv.* 76/2, 355–379.
- KELLER, B., BLÄSI, H.-R., PLATT, N.H., MOZLEY, P.S. & MATTER, A. (1990): Sedimentäre Architektur der distalen Unteren Süsswassermolasse und ihre Beziehung zur Diagenese und den petrophysikalischen Eigenschaften am Beispiel der Bohrungen Langenthal. – Nagra Tech. Ber. NTB 90-41.
- LAUBSCHER, H.P. (1982): Die Südostecke des Rheingrabens – ein kinematisches und dynamisches Problem. – *Eclogae geol. Helv.* 75/1, 101–116.
- (1986a): The Eastern Jura: Relations between thin-skinned and basement tectonics, local and regional. – Nagra Tech. Ber. NTB 85-53 (auch: *Geol. Rdsch.* 75/3, 535–553).
- (1986b): Expertenbericht zum Projekt Gewähr: Struktur des Grundgebirges und des Paläozoikums der Nordschweiz. – Ber. z. Hd. Bundesamt für Energiewirtsch., Hauptabt. für die Sicherheit der Kernanlagen, Würenlingen.
- (1987): Die tektonische Kernentwicklung der Nordschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 80/2, 287–303.

- LEMCKE, K. (1961): Ein jungpaläozoischer Trog unter dem süddeutschen Molassebecken. – *Z. dtsh. geol. Ges.* 113/1, 176–181.
- LEUTHARDT, F. (1930): Zur Geologie des Steinbruchs der Sodafabrik Zurzach in Mellikon (Kanton Aargau). – *Tätber. natf. Ges. Basell.* VIII, 203–216.
- LUSSER, C. (1980): Sedimentologie und Paläogeologie des Unteren Doggers. – Diss. Univ. Basel.
- MÄLZER, A. (1988): Höhenänderungen in der Nordschweiz und im Südschwarzwald bis zum Bodensee. – *Nagra Tech. Ber. NTB* 88-05.
- MATTER, A. (1987): Faciesanalyse und Ablagerungsmilieus des Permokarbons im Nordschweizer Trog. – *Eclogae geol. Helv.* 80/2, 345–367.
- MATTER, A., PETERS, T., ISENSCHMID, C., BLÄSI, H.-R. & ZIEGLER, H.-J. (1987): Sondierbohrung Riniken, Geologie. – *Nagra Tech. Ber. NTB* 86-02 (auch: *Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol.* 5).
- MATTER, A., PETERS, T., BLÄSI, H.-R., MEYER, J., ISCHI, H. & MEYER, C. (1988): Sondierbohrung Weiach, Geologie. – *Nagra Tech. Ber. NTB* 86-01 (auch: *Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol.* 6).
- MAZUREK, M. & PETERS, T. (1992): Petrographie des kristallinen Grundgebirges der Nordschweiz und Systematik der herzynischen Granite. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 72, 11–35.
- MBN AG (1998): Zur Stratigraphie des jüngeren Pleistozäns im Gebiet des Zusammenflusses von Aare, Surb, Rhein und Wutach. – *Ber. z. Hd. Landeshydrol. u. -geol., Bern.*
- MERKI, P. (1961): Der Obere Muschelkalk im östlichen Schweizer Jura. – *Eclogae geol. Helv.* 54/1, 137–219.
- METZ, R. (1980): Geologische Landeskunde des Hotzenwalds. – Moritz Schauenburg, Lahr/Schwarzwald.
- MOESCH, C. (1867): Geologische Beschreibung des Aargauer-Jura und der nördlichen Gebiete des Kantons Zürich. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 4.
- MÜHLBERG, F. (1894): Geologische Excursion im östlichen Jura und aargauischen Quartär. – *Livret-guide géol. dans le Jura et les Alpes de la Suisse*. In: *Livret-guide géologique dans le Jura et les Alpes de la Suisse: dédié au Congrès géologique international – Comité d'organisation en vue de la 6e session à Zürich (Payot, Lausanne)*.
- (1896): Ausbeutungsstellen von Gesteinen und Mineralien in den Kantonen Aargau, Baselst. und Solothurn. In: CHODAT, R., FAVRE, G. et al.: *Notice sur les exploitations minérales de la Suisse*. – *Com. Groupe 27 Expos. natl. Suisse (P. Dürr, Genève)*.
- (1901): Programm der geologischen Exkursionen der Schweizerischen geologischen Gesellschaft. – *Mitt. aarg. natf. Ges.* 9, 82–99.
- (1904): Geologische Karte des unteren Aare-, Reuss- und Limmat-Tales, 1:25 000. – *Geologische Spezialkarte Nr. 31 (Schweiz. geol. Komm.)*.
- MÜLLER, W.H., HUBER, M., ISLER, A. & KLEBOTH, P. (1984): Erläuterungen zur Geologischen Karte der zentralen Nordschweiz 1:100 000 (Geologische Spezialkarte Nr. 121). – *Natl. Genoss. Lager. radioakt. Abfälle (Nagra) und Schweiz. geol. Komm.* (auch: *Nagra Tech. Ber. NTB* 84-25).
- NAEF, H. & DIEBOLD, P. (1990): Tektonik des östlichen Tafeljuras und der angrenzenden Molasse. – *Nagra informiert* 12/2.
- NAEF, H., DIEBOLD, P. & SCHLANKE, S. (1985): Sedimentation und Tektonik im Tertiär der Nordschweiz. – *Nagra Tech. Ber. NTB* 85-14.
- NEFF [Nationaler Energieforschungsfonds] (1980): Geothermische Prospektion im Raume Koblenz–Wildegg–Dielsdorf (Schlussbericht). – *Forschungsprojekt geothermische Energie und unterirdische Wärmespeicherung, Teilprojekt I*.

- OBERAUER, K. (1928): Zur Kenntnis der Trias zwischen Waldshut und dem Albtal. – Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. 28.
- PAUL, W. (1971): Die Trias. In: SAUER, K. & SCHNETTER, M.: Die Wutach (p. 37–116). – Freiburg i. Br.
- PAVONI, N. (1984): Seismotektonik Nordschweiz. – Nagra Tech. Ber. NTB 84-45.
- PEARSON JR., F.J., BALDERER, W., LOOSLI, H.H., LEHMANN, B.E., MATTER, A., PETERS, T., SCHMASSMANN, H. & GAUTSCHI, A. (1991): Applied Isotope Hydrogeology – A case study in Northern Switzerland. – Nagra Tech. Ber. NTB 88-01.
- PENK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – Tauchnitz, Leipzig.
- PETERS, T., MATTER, A., BLÄSI, H.-R. & GAUTSCHI, A. (1986): Sondierbohrung Böttstein, Geologie. – Nagra Tech. Ber. NTB 85-02 (auch: Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol. 1).
- PETERS, T., MATTER, A., BLÄSI, H.-R., ISENSCHMID, C., KLEBOTH, P., MEYER, C. & MEYER, J. (1989): Sondierbohrung Leuggern, Geologie. – Nagra Tech. Ber. NTB 86-05 (auch: Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol. 5).
- QUERVAIN, F. DE (1961): Gestein aus dem Jura an historischen Bau- und Bildwerken des Aargaus. – Mitt. aargau. natf. Ges. 26, 58–85.
- (1969): Die nutzbaren Gesteine der Schweiz. – Schweiz. Geol. Komm. (Kümmerli & Frey, Bern).
- RAMSEYER, K. (1987): Diagenese des Buntsandsteins und ihre Beziehung zur tektonischen Entwicklung der Nordschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 80/2, 383–395.
- SCHLÜCHTER, C. (1978): Die stratigraphische Bedeutung von Verwitterungshorizonten im Quartär des Kantons Bern. – *Eclogae geol. Helv.* 71/1, 227–232.
- (1988): Exkursion vom 11. Oktober 1987 der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft im Rahmen der SNG-Jahrestagung in Luzern: Ein eiszeitgeologischer Überblick von Luzern zum Rhein – unter besonderer Berücksichtigung der Deckenschotter. – *Eclogae geol. Helv.* 81/1, 249–258.
- SCHMASSMANN, H. (1945): Stratigraphie des mittleren Doggers der Nordschweiz. – *Tätber. natf. Ges. Basell.* 14 (1944), 13–180.
- (1990): Hydrochemical and isotopic investigations on groundwater origin and flow paths in Switzerland. In: PARRIAUX, A. (Ed.): *Water Resources in Mountainous Regions* (p. 230–243). – Mem. 22nd Congr. Int. Assoc. Hydrogeologists, vol. XXIII/1.
- SCHMASSMANN, H. & BAYRAMGIL, O. (1946): Stratigraphie, Petrographie und Paläogeographie der Perm-Formation im schweizerischen Tafeljura und die Steinkohlenfrage der Nordschweiz. – *Tätber. natf. Ges. Basell.* 15 (1945), 10–117.
- SCHMASSMANN, H., BALDERER, W., KANZ, W. & PEKDEGER, A. (1984): Beschaffenheit der Tiefengrundwässer in der zentralen Nordschweiz und angrenzenden Gebieten. – Nagra Techn. Ber. NTB 84-21.
- SCHNEIDER + MATOUSEK AG (1990): Geologische Standortabklärung für eine Deponie in Villigen (Gebiet «Unterboden»). – Ber. z. Hd. Baudept. Kt. Aargau, Abt. Umweltschutz.
- (1995): Zur Stratigraphie des jüngeren Pleistozäns im Gebiet des Zusammenflusses von Aare, Reuss und Limmat. – Ber. z. Hd. Landeshydrol. u. -geol., Bern.
- SCHOBER, T. (1989): Erläuterungen zur geologischen Karte der Blätter 8316 Klettgau und 8416 Hohentengen am Hochrhein, Teil 2. – Diss. Univ. Stuttgart.
- SPRECHER, C. & MÜLLER, W.H. (1986): Geophysikalisches Untersuchungsprogramm Nordschweiz: Reflexionsseismik 82. – Nagra Tech. Ber. NTB 84-15.
- STUDER, B. (1853): Geologie der Schweiz. – Bern.
- STURMFELS, E. (1947): Die Tiefbohrungen auf Salz im Gebiet zwischen Waldshut und Reckingen und ihre geologische Bedeutung. – Ber. z. Hd. bad. geol. Landesanst., Rheinfelden.

- VUATAZ, F.D. (1982): Hydrogéologie, géochimie et géothermie des eaux thermales de Suisse et des régions alpines limitrophes. – Matér. Géol. Suisse, Hydrol. 29.
- WAGNER, M. (1981): Beiträge zur Kenntnis von Grund- und Deckengebirge im nordöstlichen Schweizer Tafeljura auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Zurzach III. – Diplomarb. Univ. Heidelberg (unpubl.).
- WIDMER, T. (1991): Zur Stratigraphie und Sedimentologie der Anhydritgruppe (Mittlere Trias) in der Region Liestal–Arisdorf (Baselland, Nordwestschweiz). – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 79.
- WILDI, W. (1975): Die Mettauer Überschiebung im Aargauischen Tafeljura (Nordschweiz). – Eclogae geol. Helv. 68/3, 483–489.
- (1984): Isohypsenkarte der quartären Felstäler in der Nord- und Ostschweiz, mit kurzen Erläuterungen. – Eclogae geol. Helv. 77/3, 541–551.

PUBLIZIERTE GEOLOGISCHE KARTEN¹⁾

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000

Blatt 3 Zürich–Glarus, von P. CHRIST & W. NABHOLZ, 1950.

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

Blatt III Liestal–Schaffhausen, von C. MOESCH, U. STUTZ & W. VOGELGESANG, 1867.

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000

Nr. 74 Neunkirch (LK 1031), von F. HOFMANN, 1981.

Geologische Spezialkarten

Nr.2 Geologische Karte der Umgebung von Brugg (Aargau), 1:25 000, von C. MOESCH, 1867.

Nr.25 Geologische Karten der Lägerkette, 1:25 000, von F. MÜHLBERG, 1901.

Nr.31 Geologische Karte des unteren Aare-, Reuss- und Limmat-Tales, 1:25 000, von F. MÜHLBERG, 1904.

Nr.36 Kaiserstuhl [geologische Karte von Siegfriedblatt 26], 1:25 000, von J. HUG, 1905.

Nr.121 Geologische Karte der zentralen Nordschweiz, 1:100 000, von A. ISLER, F. PASQUIER & M. HUBER, 1984.

Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:100 000

Nr.1 Bözberg–Beromünster, von H. JÄCKLI & T. KEMPF, 1972.

Geologische Übersichtskarte von Baden-Württemberg 1:200 000

Blatt 3 1931, 3. Auflage 1962.

¹⁾ Das dazu gehörende Übersichtskärtchen befindet sich am rechten Rand des Atlasblattes.

Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000

Nr. 8315 Waldshut-Tiengen, 2. vorläufige Ausgabe 1991.

Nr. 8316 Klettgau, 2. Auflage 1985.

Nr. 8416 Hohentengen, 2. Auflage 1986.

Sonstige Publikationen

Bodenkarte Zurzach 1:25 000 (1988). – Eidg. Forschungsanstalt landwirtsch. Pflanzenbau, Zürich.

Grundwasserkarte des Kantons Aargau, 1:25 000, Blatt Zurzach (1982). – Baudpt. Kt. Aargau, Abt. Gewässerschutz.

Ba BADER, F. (1925): Geologische Karte des Tafeljura zwischen Aare und Rhein, 1:25 000. – In: BADER: Beiträge zur Geologie des nördlichen Tafeljura zwischen Aare und Rhein. – Diss. Univ. Zürich.

D DONATSCH, J., WALDER, R., BLASER, W. & MÄRKI, E. (1981): Geologische Karte der Umgebung des Kernkraftwerkes Leibstadt, 1:40 000. In: Die Grundwasserverhältnisse Rheintal beim Kernkraftwerk Leibstadt. – Gas-Wasser-Abwasser 61/62, Tafel 1.

H HANTKE, R. und Mitarbeiter (1967): Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete, in 2 Blättern, 1:50 000. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 112/2, 91–122.

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. – Natkd. Ver. Lehrver. Zürich und geol. Ges. Zürich.

Unpublizierte geologische Karten

BINTZ, N.: Geologische Karte des Gebietes zwischen Aare und Rhein der Siegfriedblätter Klingnau und Koblenz, 1:25 000. – Diplomkartierung, Bibl. geol. Inst. ETH-Zürich.

BRÄNDLIN, E. (1907): Geologische Karte des nördlichen Aargauer Tafeljura zwischen Aare- und Fricktal, 1:25 000. – Originalkartierung, Landeshydrol. u. -geol., Bern.

BRAUN, E. VON (1953): Geologische Karte des Klettgaus und der nördlichen Teile des Kt. Aargau und Kt. Zürich, 1:25 000. – Originalkartierung, Landeshydrol. u. -geol., Bern.

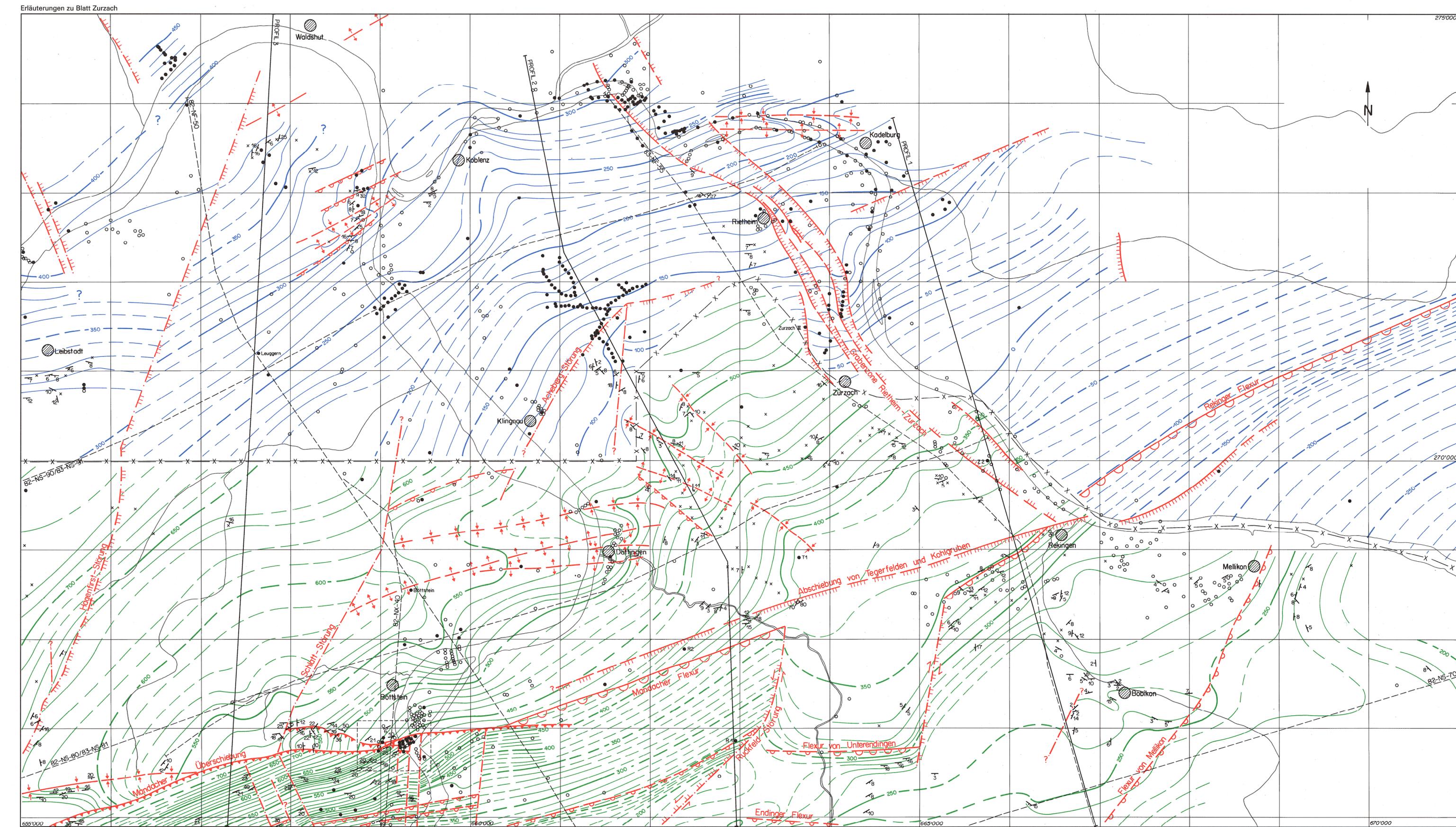
MATOUSEK, F. (1986): Geologische Karte 1:10 000, LK 1050 Zurzach (E Aare). – Originalkartierung z. Hd. der Nagra.

MATOUSEK, F. (1987): Geologische Karte 1:10 000, LK 1050 Zurzach (W Aare). – Originalkartierung z. Hd. der Nagra.

NAEF, H. (1986): Geologische Karte 1:10 000, LK 1049 Laufenburg. – Originalkartierung z. Hd. der Nagra.

WILDI, W. (1972): Geologische Karte des Gebietes zwischen Leibstadt und Sulz, 1:25 000. – Diplomkartierung, dep. Bibl. geol. Inst. ETH-Zürich.

WILDI, W. (1972): Geologische Karte der «Wandfluh», 1:5000. – Diplomkartierung, dep. Bibl. geol. Inst. ETH-Zürich.



Strukturkarte des östlichen Aargauer Tafeljuras

von
Thomas Bitterli† und Federico Matousek

Die Interpretation beruht hauptsächlich auf Bohr- und Aufschlussinformationen. Die Reflexionsseismik wurde nur qualitativ berücksichtigt. Deutsches Gebiet weitgehend nach SCHOBER (1989).



- Isohypsen bezogen auf:
 — Basis Hauptmuschelkalk
 — Basis Wildeggen-Formation
- Überschiebung
- Abschiebung
- Horizontalverschiebung
- Flexur
- Antiklinale
- Synklinale
- Profilsspur
- Beobachtete Schichtlagerung
- An der Oberfläche bestimmbare Schichtgrenze (Auswahl für Konstruktion)
- Festgesteinsbohrung, Schichtgrenzen mit 20 m Genauigkeit bestimmbar
- Festgesteinsbohrung, Schichtgrenzen nur mit Ungenauigkeiten grösser als 20 m bestimmbar
- Reflexionsseismische Linie
- Ausschnitt Beznau (Figur 10)