

Beiträge
zur Geologischen Karte der Schweiz

herausgegeben von der
Landeshydrologie und -geologie
und der
Schweizerischen Geologischen Kommission

Matériaux
pour la Carte Géologique de la Suisse

publiés par le
Service hydrologique et géologique national
et la
Commission Géologique Suisse

Lieferung 160
(Neue Folge)

Barbaros Gürler, Lukas Hauber und Marcus Schwander

Basel

Die Geologie der Umgebung von Basel

mit Hinweisen über die
Nutzungsmöglichkeiten der Erdwärme

Mit 4 Textfiguren und 10 Tafeln

1987

Druck Stämpfli + Cie AG, Bern

Vorwort der Herausgeber

Seit dem Jahre 1862 sind von der Schweizerischen Geologischen Kommission, einem Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, in einer ersten Serie 30 Lieferungen und in der «Neuen Folge» weitere 159 Lieferungen der «Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz» herausgegeben worden.

Durch Bundesratsbeschluss vom 16. Oktober 1985 wurde die Aufgabe der «Geologischen Landesaufnahme», die bisher von der Geologischen Kommission durchgeführt wurde, auf den 1. Januar 1986 dem Bund übertragen – in der Absicht, vor allem die Herausgabe der Kartenblätter des «Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000» durch geeignete Massnahmen zu beschleunigen.

Nachdem die Bundeskredite für die geologische Landesaufnahme von der Geologischen Kommission an die Landeshydrologie und -geologie übergegangen sind, ist diese Dienststelle künftig auch für die Redaktion und Drucklegung der «Beiträge» zuständig. Der Geologischen Kommission als Mitherausgeberin obliegt anderseits die Begutachtung der eingereichten Manuskripte in wissenschaftlicher Hinsicht; sie steht der Landeshydrologie und -geologie in beratender Funktion zur Seite.

Das bisherige Konzept der «Beiträge» wird weiterhin beibehalten. Lediglich zwei kleine Änderungen sind vorgenommen worden: Wechsel vom veralteten Quartformat zum A4-Format und vom einspaltigen zum doppelspaltigen Schriftsatz.

In der vorliegenden 160. Lieferung der «Beiträge» werden vorwiegend die tektonisch-strukturgeologischen Aspekte der Nordwestschweiz (SE-Abschnitt des Oberrheingrabens, Basler und Aargauer Jura) behandelt, wie sie von den drei Autoren im Rahmen eines von den Kantonen Basel-Stadt und Basel-Landschaft gemeinsam geplanten Geothermie-Projektes erarbeitet worden sind. Die beiden Kantonsregierungen werden an die Satz- und Druckkosten einen namhaften finanziellen Beitrag leisten, wofür ihnen die Herausgeber an dieser Stelle ihren verbindlichsten Dank aussprechen.

Für den Inhalt der Texte und der Illustrationen sind die Autoren allein verantwortlich.

Im November 1987

Vorwort der Verfasser

Im Jahre 1982 erteilten die Kantone Basel-Landschaft und Basel-Stadt einer Arbeitsgruppe, die unter der Leitung des Kantonsgeologen Basel-Stadt stand, den Auftrag, eine Studie über die Möglichkeiten der Nutzung der Erdwärme in der Nordwestschweiz auszuarbeiten. Dabei zeigte sich bald die Notwendigkeit, alle erreichbaren und relevanten geologischen Daten zu sammeln und zu einer Datensynthese zu verarbeiten. Im Vordergrund standen vor allem eine strukturelle Analyse der Region Nordwestschweiz und die hydrogeologische Charakterisierung der daran teilhabenden Gesteine. Diese Arbeiten konnten im Zeitraum Sommer 1982 bis Herbst 1983 durchgeführt werden. Der daraus resultierende Bericht konnte Ende 1983 den auftraggebenden Kantonen abgegeben werden.

Während in bezug auf die hydrogeologischen Zusammenhänge noch zahlreiche Fragen offenbleiben mussten, war es möglich, für das Gebiet der Kantone Basel-Stadt und Basel-Landschaft erstmals auf Grund einer Strukturanalyse geologische Profile konsequent bis in den Grundgebirgssockel durchzukonstruieren. Dabei konnten für den Rheingraben-Anteil der Schweiz, für das Gebiet der Rheintal-Flexur und die Bruchsysteme im Tafeljura sowie über die Aufschiebungszone des Faltenjuras auf den Tafeljura zahlreiche neue Erkenntnisse gewonnen werden,

die es als sinnvoll erscheinen liessen, diesen Teil der Studie zu publizieren und allgemein zugänglich zu machen.

Für die Bewilligung zur Publikation danken wir den Behörden der beiden Kantone, insbesondere Herrn A. Degen, Amt für Umweltschutz und Energie, Liestal, der uns durch seine rege Anteilnahme an der Arbeit ein grosser Ansporn war, sowie Herrn K. Voellmin, Maschinen- und Heizungsamt Basel-Stadt, der uns durch seine Kompetenz in Energiefragen oft behilflich war. Dank gebührt ferner auch der Baselland Petrol AG, die uns erlaubt hat, die in diesem Gebiet vorhandene Reflexionsseismik für diese Arbeit mitzuverwenden. Dadurch konnten Zusammenhänge festgestellt werden, die ansonst nicht zu erarbeiten gewesen wären.

Danken möchten wir ferner Herrn Prof. H. Laubscher, Basel, der jederzeit bereit gewesen ist, sich stellende Fragen zu diskutieren und uns mit seinem Rat zu unterstützen.

Dank schulden wir schliesslich auch Herrn Dr. H. Fischer vom Büro der Schweizerischen Geologischen Kommission (heute Landeshydrologie und -geologie), der für die Drucklegung dieser Arbeit stets hilfreich zur Seite stand, aber auch mit seiner Kenntnis der Geologie des Rheingrabens manche Diskussion bereicherte.

Verzeichnis der Textfiguren und Tafeln

Textfiguren

	Seite
Fig. 1 Geologische Lage des Arbeitsgebietes	8
Fig. 2 Ausbildung, Verbreitung und Mächtigkeit des Perms zwischen Rheinfeldern, Sissach und Mumpf .	10
Fig. 3 Tiefenverlauf der Kristallin-Oberkante in der Um- gebung der Bohrung Wintersingen und Profil durch den Perm-Graben von Wintersingen	20
Fig. 4 Tiefenlage des Grundgebirges im Basler Tafeljura nördlich der Ergolz	20

Tafeln

Taf. 1 Tektonische Karte von Basel und Umgebung mit Profil- spuren P1–P11
Taf. 2 Tektonische Karte des Tafeljuras mit Profils Spuren P12–P31
Taf. 3 Geologische Profile P1–P7 durch die Rheintalflexur zwischen Lörrach und Münchenstein
Taf. 4 Geologische Profile P8–P11 durch den Rheingraben- rand südlich und südöstlich von Basel
Taf. 5 Geologische Profile P12–P18 durch den Tafeljura nördlich der Ergolz
Taf. 6 Geologische Profile P19–P24 durch den Tafeljura süd- lich der Ergolz
Taf. 7 Geologische Profile P25–P31 durch das Grenzgebiet von Tafel- und Faltenjura zwischen Reigoldswil und Eptingen
Taf. 8 Strukturkarte der Basis des Meeressandes, Basel und Umgebung
Taf. 9 Strukturkarte Top Buntsandstein, Basel und Umgebung
Taf. 10 Strukturkarte Top Buntsandstein, Basler Tafeljura

Inhaltsverzeichnis

	Seite		Seite
Vorwort der Herausgeber	2	4.1.3 SE-Ecke des Rheingrabens bei Basel.....	16
Vorwort der Verfasser	3	4.1.4 Mitteloligozäne Meerestransgression im Raume Basel	17
Verzeichnis der Textfiguren und Tafeln	4	4.1.5 Oberoligozäne Absenkung des Rheingrabens ..	17
1. Einleitung	7	4.2 Rheintal-Flexur	18
2. Die strukturelle Situation	8	4.2.1 Geometrie und Baustil der Flexurabschnitte ...	18
3. Lithostratigraphie und hydrogeologische Hinweise	9	4.2.2 Zusammenfassung	19
3.1 Kristallines Grundgebirge.....	9	4.3 Dinkelberg-Tafeljura-Plateau	19
3.2 Karbon und Perm (Rotliegendes)	9	4.3.1 Die Tiefenlage des kristallinen Grundgebirges und des Permokarbons im Basler Tafeljura	19
3.3 Trias	10	4.3.2 Gebiet westlich der Zeininger Störung	21
3.3.1 Buntsandstein	10	4.3.3 Zeininger Störungszone	22
3.3.2 Muschelkalk	10	4.3.4 Gebiet östlich der Zeininger Störung.....	23
3.3.3 Keuper.....	11	4.3.5 Zusammenfassung	23
3.4 Jura	11	4.4 Grenzbereich Tafeljura-Faltenjura	24
3.4.1 Lias	11	4.4.1 Südende des Tafeljuras	24
3.4.2 Dogger.....	11	4.4.2 Deformation des Faltenjuras zwischen Rei- goldswil und Eptingen.....	25
3.5 Malm	12	5. Schlussfolgerungen im Hinblick auf die Nutzung der Geothermie	27
3.5.1 Oxfordien	12		
3.6 Tertiär	13	Zusammenfassung	29
3.6.1 Eozän.....	13	Résumé	29
3.6.2 Tertiär des Rheingrabens	13	Summary	30
3.6.3 Tertiär auf dem Tafeljura	14	Literaturverzeichnis	31
3.6.4 Tertiär im Faltenjura	14	Geologische Karten	33
3.7 Quartär	14		
4. Struktureller Aufbau des Untersuchungsgebietes	15		
4.1 Rheingraben	15		
4.1.1 Graben von Wolschwiller	15		
4.1.2 Allschwiler Bruchzone	15		

1. Einleitung

Ziel dieser Arbeit ist die Abklärung der strukturellen Verhältnisse der Region Basel, weil sowohl im Rheingraben wie im Tafeljura mehrere geeignete Grundwasserträger (Aquifere) für Thermalwasser vorhanden sind (RYBACH 1981) und weil der Grenzbereich von Tafel- und Faltenjura eine bevorzugte Austrittszone des regionalen Zirkulationssystems von Thermalwasser darstellt (Baden, Bad Schinznach, Bad Lostorf; RYBACH 1982, VUATAZ 1982). Die Kenntnis möglicher Zirkulationswege von Tiefengrundwässern ist aber nur lückenhaft vorhanden. Die vorliegende Arbeit möchte die geologischen Grundlagen zu deren Erfassung, gestützt auf den aktuellen Kenntnisstand, darlegen. Hierfür konnten folgende Unterlagen und Archive zu Rate gezogen werden:

- a) Publierte geologische Literatur
- b) Interne Arbeiten des Geologisch-paläontologischen Institutes der Universität Basel (Diplomarbeiten, Dissertationen, Baugrundarchiv)
- c) Archiv des Amtes für Umweltschutz und Energie des Kantons Baselland

Die vorliegende Studie befasst sich mit folgenden Gebieten (siehe Fig. 1):

- a) Rheingraben: Schweizer Anteil zwischen Riehen und Leimental
- b) Tafeljura südlich des Rheines und östlich der Birs bis zur Linie Rheinfelden–Sissach–Eptingen
- c) Aufschiebungszone des Faltenjuras auf den Tafeljura zwischen Reigoldswil und Eptingen

Dabei sind vor allem folgende Aspekte berücksichtigt worden:

- a) Lithologie der Gesteinsfolge der Region Basel; stratigraphische Position möglicher Aquifere
- b) Struktur und Tiefenlage potentieller Aquifere
- c) Tektonik wichtiger thermohydraulischer Zirkulationssysteme (Grundgebirgsstrukturen, tektonische Störungszonen regionalen Ausmasses)

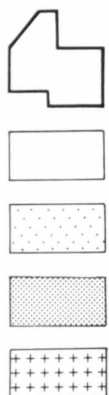
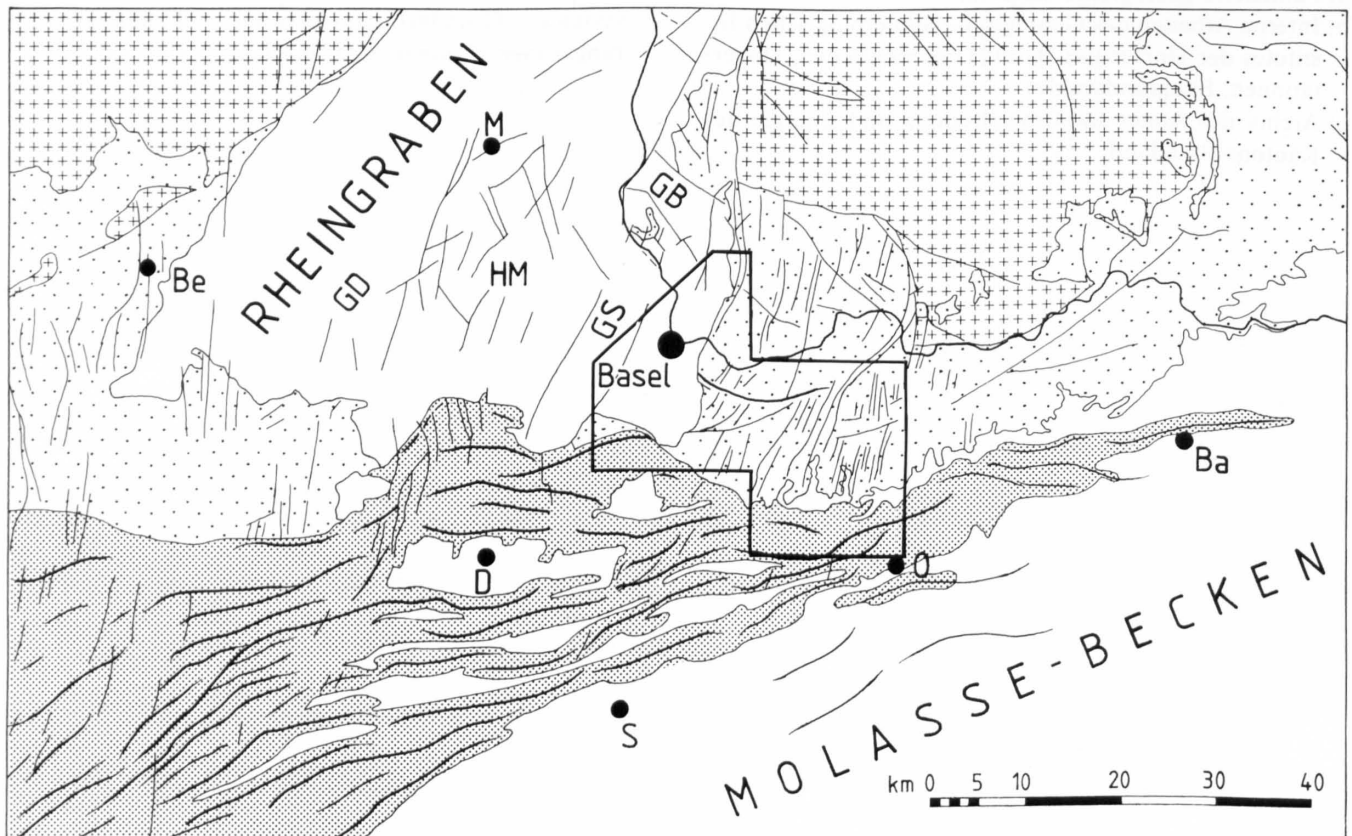
2. Die strukturelle Situation

Die Kantone Basel-Stadt und Basel-Landschaft erstrecken sich über Teilbereiche von drei strukturellen Grosseinheiten: Rheingraben, Tafeljura und Faltenjura. Das Datenmaterial über diese strukturellen Bereiche wurde neu analysiert und interpretiert und nach einheitlichen Kriterien zusammenfassend dargestellt. Dabei ist angestrebt worden, den internen Aufbau der einzelnen Einheiten, aber auch deren Grenzzonen, welche stets wichtige und kompliziert gebaute tektonische Bewegungsfugen bilden, zu erfassen und durch Profile und Strukturkarten zu dokumentieren.

Die *Profile* basieren auf seismischen Oberflächen- und Bohrdaten. Sie wurden jeweils bis ins Grundgebirge er-

gänzt, d.h. bis in jenen Tiefenbereich, der für geothermische Zustände und Vorgänge von Bedeutung ist. Die Extrapolationstechnik, die hier zur Anwendung gelangte, basiert auf den tektonischen Materialbilanz-Betrachtungen, wie sie von LAUBSCHER 1965 und 1982 entwickelt worden sind, sowie dem tektonischen Baustil.

Mittels dieser Profile (Taf.3–7) und der geologischen Kartenanalyse wurden *Strukturkarten* für den Top Buntsandstein im Raume Basel (Taf.9) und östlich Basel (Taf.10) erarbeitet, ferner für die Basis des «Meeressandes» (Tertiär) im Raume Basel (Taf.8) und der Oberfläche des Grundgebirges (Fig.4).



Arbeitsgebiet

Tertiär - Gebiete

Tafeljura

Kettenjura

Hercynische Massive

GD = Graben von Dannemarie

HM = Horst von Mulhouse

GS = Graben von Sierentz-
Wolschwiller

GB = Graben von Bamlach

Ba = Baden

D = Delémont

M = Mulhouse

O = Olten

S = Solothurn

Fig. 1: Geologische Lage des Arbeitsgebietes.

3. Lithostratigraphie und hydrogeologische Hinweise

In diesem Abschnitt wird die Schichtfolge der Gesteine der Umgebung von Basel summarisch beschrieben, wobei Stratigraphie, Lithologie und Mächtigkeiten zusammengestellt werden, soweit dies für das Verständnis des nachfolgenden Textes notwendig ist. Die eingestreuten hydrogeologischen Hinweise möchten hingegen auf-

zeigen, wie mangelhaft der derzeitige Kenntnisstand über die geothermischen Verhältnisse in unserer Region noch ist. Vor allem liegen derzeit erst punktuelle Ergebnisse vor. Die hier vorliegende Kompilation möchte sie in einen gemeinsamen geologischen Rahmen stellen.

3.1 Kristallines Grundgebirge

Das kristalline Grundgebirge bildet die Unterlage der mesozoischen und tertiären Sedimente des Juras und des Rheingrabens. Es ist heute in Vogesen und Schwarzwald und wiederum in den Zentralmassiven der Alpen aufgeschlossen. Ausserdem haben einige wenige Tiefbohrungen (Knoeringue I, Weiherfeld, Wintersingen, Rheinfelden, Zuzgen) den kristallinen Sockel erreicht. Die einzigen Aufschlüsse innerhalb der Region auf Schweizer Gebiet befinden sich am Rhein und im Schlossfelsen von Laufenburg (H. SUTER 1924; BÜCHI et al. 1984).

Das kristalline Grundgebirge hat seine Struktur in der variszischen Gebirgsbildung erhalten. Dabei sind ein prä-variszisches Grundgebirge, altpaläozoische bis karbonische Sedimente und variszische Intrusiva (vorwiegend

Granite) und Palingenite einbezogen worden. Typische Gesteine sind die Gneise des Hotzenwaldes, die Metatexite von Laufenburg, die unterkarbonischen Granite des Albtals und von Malsburg sowie die oberkarbonischen Granite von Säckingen und des Schluchsees (GEYER & GWINNER 1964, METZ 1980). Devonische bis karbonische Sedimente finden sich in Muldenzonen (Badenweiler-Schönau-Lenzkirch, METZ & REIN 1958).

Der oberste, verwitterte und zerklüftete Teil des Kristallins ist wasserführend (RYBACH 1982, RYBACH & BÜCHI 1981). Die Oberfläche des Kristallins entspricht ausserhalb der Permokarbon-Tröge einer durch Abtragung geprägten Morphologie, die durch die Ablagerungen von Rotliegendem oder Buntsandstein konserviert worden ist.

3.2 Karbon und Perm (Rotliegendes)

Die kontinentalen Sedimente des Karbons und Perms werden in spätvariszischen, oft SW-NE streichenden Trögen abgelagert. Aufschlüsse von *Karbon-Gesteinen* fehlen im Schweizer Jura; sie sind auf Vogesenrand und Schwarzwald beschränkt, hingegen ist kohleführendes Oberkarbon durch die Bohrung Weiach der NAGRA (Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle) erschlossen worden (DIEBOLD 1983).

Perm-Sedimente sind östlich von Basel entlang dem Rhein (DISLER 1914) und in der Umgebung von Wintersingen anstehend. Es handelt sich vorwiegend um Sandsteine, Arkosen, Konglomerate, Fanglomerate und Tone. Die Mächtigkeit des Perms schwankt zwischen 0 und über 600 m (Bohrung Knoeringue, Haut-Rhin).

Im *Tafeljura*, zwischen Ergolz und Rhein, wurde der untere und mittlere Teil des Rotliegendes nach SCHMASSMANN & BAYRAMGIL (1946) in einem schmalen, SW-NE-streichenden Trog abgelagert. Das Oberrotliegende hinge-

gen ist im Raum Rheinfelden in toniger Ausbildung flächenhaft über diesen Trog hinaus verbreitet (Fig. 2). Nach heutigem Kenntnisstand muss davon ausgegangen werden, dass sich in der Bohrung Wintersingen bereits der im Süden zu vermutende und weiter im Osten auch nachgewiesene Permokarbon-Trog abzeichnet (DIEBOLD 1983). Diese Tone trennen die Sandsteine und Konglomerate des Unterrotliegendes von jenen des Buntsandsteins ab, so dass in hydrogeologischer Hinsicht Buntsandstein und Unterrotliegendes unterschiedlichen Gesetzmässigkeiten gehorchen.

Im *Rheingraben* westlich von Basel wurden in der Bohrung Knoeringue zwischen 1074,4–1685 m total 611 m Perm-Sedimente erbohrt. In dieser Bohrung wurde im unteren Teil der Serie ein stark erhöhter Wasserzufluss (z. T. bis zu 10 m³/h) festgestellt; dies unterstreicht die Bedeutung des unteren Rotliegendes als potentieller Grundwasserträger.

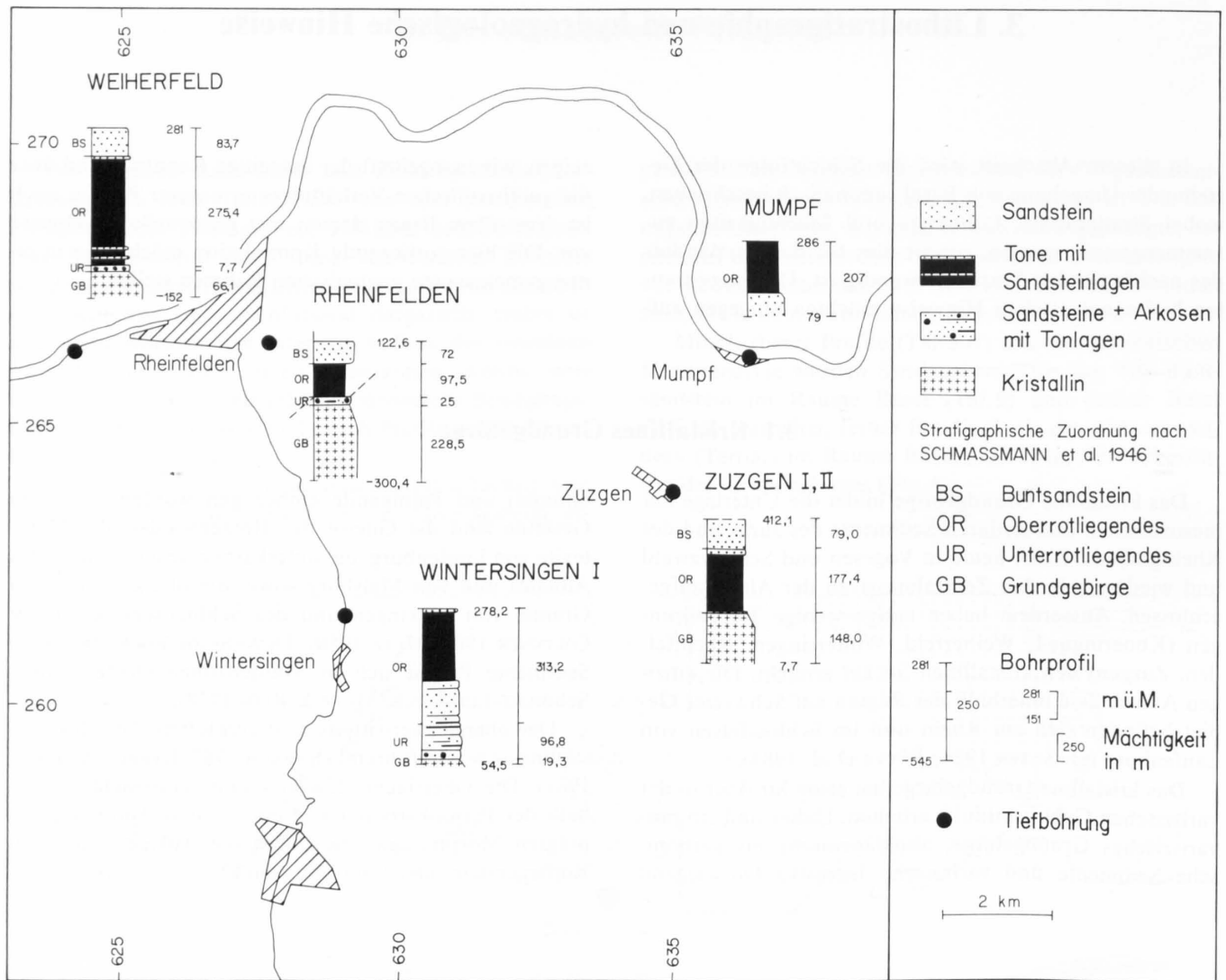


Fig. 2: Ausbildung, Verbreitung und Mächtigkeit des Perms zwischen Rheinfelden, Sissach und Mumpf.

3.3 Trias

3.3.1 Buntsandstein

Der *untere* und *mittlere* Buntsandstein, bestehend aus mittelgroben, teils tonigen, teils kieseligen Sandsteinen, ist aus dem Gebiet beidseits der Wiese bekannt (STELLRECHT 1963). Hier erreicht er Mächtigkeiten bis über 60 m. Am Hochrhein ist er bei Rheinfelden nur noch in reduzierter Mächtigkeit vorhanden (DISLER 1914) und fehlt östlich von Säckingen gänzlich.

Der *obere* Buntsandstein umfasst den feinkörnigen, glimmerhaltigen, quarzitischen Plattensandstein, gefolgt von den roten, violetten und grauen Röt-Tonen. Die Mächtigkeiten des oberen Buntsandsteins schwanken zwischen 20 m im Osten (Laufenburg) und 50 m im Westen (Wiesental). In der Bohrung Knoeringue I beträgt die Gesamtmächtigkeit des Buntsandsteins 120 m.

Der Buntsandstein gilt dank seiner Porosität als Grundwasserträger (*Aquifer*). Die Porositäten sind allerdings relativ bescheiden (3–5%, eigene Bestimmungen).

Aus unserer Gegend sind bis jetzt nur wenige Daten über die Wasserführung des Buntsandsteins bekannt (EISSELE 1967, KÄSS 1967, SAUER 1965). Überall dort, wo er direkt dem kristallinen Grundgebirge aufliegt, bildet er in hydrogeologischer Hinsicht eine Einheit mit der Verwitterungs- und Auflockerungszone des Grundgebirges.

3.3.2 Muschelkalk

Der untere Muschelkalk (*Wellengebirge*) besteht aus einer Folge von Dolomiten, Kalken und Mergeln mit einer Mächtigkeit von rund 40 m. Die Wasserführung dieser Gesteine ist gering und lediglich von lokaler Bedeutung.

Der mittlere Muschelkalk (*Anhydritgruppe*) ist eine evaporitische Gesteinsfolge von Dolomiten, Sulfaten und Steinsalz mit Einschaltungen von Mergeln und Tonen. Die Mächtigkeiten sind recht variabel und liegen im all-

gemeinen zwischen 45–130 m (HAUBER 1971, 1980, 1984). Die Anhydritgruppe bildet einen dichten Grundwasserstauer mit Ausnahme der obersten Dolomitzone von 10–15 m Mächtigkeit, die in hydrogeologischer Hinsicht schon dem oberen Muschelkalk zuzuzählen ist. Der mittlere Muschelkalk ist für die Tektonik des Jura gebirges von erstrangiger Bedeutung, bildet er doch den Gleit- und Abscherhorizont für die von der Jurafaltung erfassten Gesteine (LAUBSCHER 1961). Dies bedeutet, dass sich der tektonische Rahmen für die Wasser-Zirkulationswege unter und über dem mittleren Muschelkalk stark unterscheidet.

Der obere Muschelkalk besteht aus einer gut gebankten Folge von dolomitischen Kalken (Hauptmuschelkalk) und Dolomiten (Trigonodus-Dolomit). Eine eingehende Beschreibung findet sich in MERKI 1961.

Der obere Muschelkalk bildet eines der wichtigsten *Tiefenaquifere* in der Region Basel. Dies gilt sowohl für den Rheingraben wie für den Jura. Bankung, Klüftung und Verkarstung haben zur guten Wasserführung dieser Karbonatgesteine beigetragen. Insbesondere in der Nähe von grösseren Bruchzonen verstärkt sich die Wasserführung oft beträchtlich (SCHMASSMANN 1970). Zahlreiche Mineral- und Thermalquellen schütten ihr Wasser aus dem oberen Muschelkalk (siehe CARLÉ 1975). In unserer Region gehören unter anderen folgende Quellen dazu: Baden, Bad Schinznach, Bad Lostorf, Bad Krozingen (HÖGEL 1980, SAUER 1971, SCHMASSMANN 1977). Über den gegenwärtigen Kenntnisstand bezüglich Wasserführung des oberen Muschelkalkes orientieren RYBACH & BÜCHI 1981.

3.3.3 Keuper

In der bis zu 150 m mächtigen Serie der Keuper-Gesteine herrschen bunte Mergel vor. Der basale Teil (Lettenkohle) beginnt mit einer dünnen Lage von grauen, schiefrigen Mergeln (Estherien-Schiefer, 2 m), gefolgt von einer geringmächtigen Dolomitlage (Grenz dolomit, 2–6 m). Der hangende Gipskeuper enthält Evaporite (Gips, Anhydrit, im westlichen Jura auch Steinsalz). Der anschliessende Schilfsandstein ist lediglich in Rinnen und Prielen zur Ablagerung gekommen und besteht aus einem feinkörnigen, siltigen, glimmerhaltigen Sandstein mit Mächtigkeiten von lokal bis 15 m (Neue Welt, Hemmiken). Die folgenden Bunten Mergel werden von einer Dolomitlage (= Gansinger Dolomit oder Hauptsteinmergel) unterbrochen. Der obere Keuper (= Rhät) schliesslich ist ebenfalls nur lokal verbreitet und besteht aus weissem Quarzsandstein und Residualtonen, die Mächtigkeiten bis 7 m erreichen können. Die weissen Quarzite sind vor allem im Raume Eptingen–Mümliswil und Pratteln–Münchenstein verbreitet.

In hydrogeologischer Hinsicht gilt der Keuper weitgehend als dicht. Lokal wasserführend können Grenzdolomit, Schilfsandstein, Gansinger Dolomit und Rhät sein. In den Bohrungen des Thermalbades Krozingen ist aus dem Gansinger Dolomit ein Thermalwasser-Zufluss zu verzeichnen (SAUER 1971).

Der Keuper, insbesondere der Gipskeuper, bildet im Jura gebirge einen sekundären Abscherhorizont von überregionaler Bedeutung und beeinflusst den Baustil des Faltenjuras nachhaltig.

3.4 Jura

3.4.1 Lias

Der Lias weist in der Nordwestschweiz eine minimale Mächtigkeit von 20–30 m auf. Gegen Osten und Westen nimmt diese rasch zu. In der Bohrung Knoeringue (Rheingraben) ist eine Mächtigkeit von 57,5 m bekannt. In hydrogeologischer Hinsicht ist er ohne grosse Bedeutung, da er vorwiegend aus tonigen und mergeligen Sedimenten besteht. Eine gewisse Bedeutung kommt lediglich dem Arietenkalk (Sinémurien) zu, der im westlichen Basler Tafeljura direkt dem Rhät auflagert (FISCHER et al. 1965). Eine gute Übersicht über die Stratigraphie des Lias im östlichen Jura gibt JORDAN 1983.

3.4.2 Dogger

Der Dogger kann in vier lithologisch unterschiedliche Abschnitte gegliedert werden, wobei in hydrogeologischen Belangen der Hauptrogenstein von Bedeutung ist (Aquifer).

3.4.2.1 Opalinus-Ton

Der Opalinus-Ton stellt in biostratigraphischer Hinsicht das untere Aalénien dar. Es handelt sich um bis

100 m mächtige, siltige bis feinsandige, glimmerhaltige, graue Tone mit einem variablen Gehalt an Karbonaten (PETERS 1962). Der Opalinus-Ton bildet einen verbreiteten Grundwasserstauer.

3.4.2.2 Unterer Dogger

Mit dem Begriff «Unterer Dogger» (auct.) wird die Schichtfolge vom oberen Aalénien bis ins mittlere Bajocien bezeichnet. Sie besteht aus einer Wechselfolge von spätigen, oft eisenschüssigen und teilweise oolithischen Kalken, Tonen und Mergeln, welche das Wasser vorwiegend stauen. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 70 und 100 m.

3.4.2.3 Hauptrogenstein

Der Hauptrogenstein (oberes Bajocien–mittleres Bathonien) erreicht Mächtigkeiten bis zu 120 m und besteht aus oolithischen Biospariten (Kalken). Eine dünne Mergellage (Homomyenmergel) erlaubt die Unterteilung in einen mächtigeren unteren und in einen geringmächtigen oberen Hauptrogenstein (SCHMASSMANN 1945).

Die Wasserzirkulation im Hauptrogenstein wird vorwiegend durch seine Bankung und Klüftung ermöglicht. Eine regionale Verkarstung ist nicht vorhanden. Er gilt aber in der Nordwestschweiz und im Rheingraben als po-

tentieller Aquifer. Aus dem Hauptrogenstein werden die Thermalwässer von Bad Bellingen (SAUER 1981) und Neuwiller gefördert. Allerdings erweist er sich in Bohrungen gelegentlich auch als dicht (z.B. Leymen, BRIANZA et al. 1983). Im Jura bildet die Basis des Hauptrogensteins einen verbreiteten Quellhorizont.

3.4.2.4 Varians-Schichten und Callovien

Das obere Bathonien wird von rund 10 m mächtigen, ruppigen gelblichen bis rostbraunen Mergelkalken (= Va-

rians-Schichten) gebildet. Das Callovien der Nordwestschweiz sowie im benachbarten Rheingraben weist folgende Schichtfolge auf: Macrocephalus-Schichten mit mergeligen und sandigen Kalken (2–8 m), Callovien-Tone mit dunkeln, glimmerhaltigen, mergeligen bis sandigen Tonen (5–20 m), Dalle nacrée mit eisenschüssigen und spätigen Kalken (3–10 m) und schliesslich der Anceps-Athleta-Oolith als Kondensationshorizont mit braunen Eisenoolithen (1–5 m). Varians-Schichten und Callovien sind von geringer hydrogeologischer Bedeutung (vorwiegend wasserstauend).

3.5 Malm

Im Malm – speziell im unteren Malm (Oxfordien) – werden in unserer Region zwei verschiedene Faziesbereiche unterschieden: der westliche, raurachische, und der östliche, argovische. Der obere Malm (Kimmeridgien, Portlandien) ist nur noch im Faltenjura erhalten.

3.5.1 Oxfordien

3.5.1.1 Unteres Oxfordien

Das untere Oxfordien im Westen der Basler Region (Rheingraben, Tafeljura westlich der Frenke und Ergolz und Faltenjura westlich der Linie Eptingen–Olten) ist vorwiegend mergelig-tonig ausgebildet (Renggeri-Ton unten, Terrain à chailles oben, FISCHER 1965a, PETERS 1962). Die Mächtigkeiten dieser Oxford-Mergel liegen westlich der Birs bei 80–120 m und nehmen nach Osten rasch ab.

Hydrogeologisch gesehen bilden die Mergel und Tone des Oxfordien einen verbreiteten Stauhorizont und trennen das Grundwasserstockwerk des Hauptrogensteins von jenem der Malmkalke. Die tektonische Bedeutung der Oxford-Mergel liegt in ihrer Neigung zu sekundärer Abscherung und zum Ausgleich disharmonischer Faltung.

Im östlichen Tafel- und Faltenjura ist das untere Oxfordien meist nur noch durch einen geringmächtigen Kondensationshorizont aus eisenschüssigen, mergeligen Kalken vertreten oder fehlt gänzlich.

3.5.1.2 Mittleres Oxfordien

Im Tafeljura östlich von Ergolz und Frenke sowie im Faltenjura südlich der Linie Reigoldswil–Passwang–Sonceboz herrschen mergelige Sedimente vor (= «Argovien»), im Nordwesten dagegen Kalke (= «Rauracien»).

Das «Argovien» lagert mit den geringmächtigen, aus beige-grauen Mergelkalken bestehenden *Birmenstorfer Schichten* verschiedenen Horizonten des unteren Oxfordien oder des Callovien auf, gefolgt von den 100–250 m mächtigen *Effinger Schichten*, einer Abfolge von hell-grauen, tonigen Mergeln mit Zwischenlagen von plattigen Kalken. Diese Gesteinsserie ist allgemein wenig wasserdurchlässig.

Das «Rauracien» setzt über den Oxford-Mergeln mit den rund 20 m mächtigen *Liesberg-Schichten* ein, einer aus ruppigen, fossilreichen Mergelkalken bestehenden Karbonatformation, gefolgt von den hellen, mikritischen

und oolithischen, oft koralligen Kalken (Korallenkalk). Die Mächtigkeit des «Rauracien» kann bis gegen 100 m reichen. In hydrogeologischer Hinsicht bilden sie eine Einheit mit den hangenden Kalken des oberen Oxfordien.

3.5.1.3 Oberes Oxfordien

Das obere Oxfordien (~ «Séquanien» früherer Autoren) weist sowohl im Westen wie im Osten eine mehrheitlich kalkige Ausbildung auf. Es herrschen neben Mergeln und Mergelkalken wiederum mikritische und oolithische, oft auch biogene Kalke vor. Die Lithologie ist in der Regel raschen Wechsels unterworfen (GYGI 1969, BOLLIGER & BURRI 1970). Die Mächtigkeiten erreichen im Westen 130 m und im Osten bis 70 m.

Zur Verbreitung des «Séquanien» ist zu bemerken, dass es bereits in der kretazisch-eozänen Festlandperiode teilweise wieder abgetragen worden ist. So besitzt es in den meisten Gebieten unserer Region nicht mehr die ursprünglichen Mächtigkeiten. Dies bedeutet, dass die jüngeren, tertiären Bildungen auf verschiedenen Horizonten des Malms auflagern. Im Norden, im Markgräfler Land, fehlt das «Séquanien» vollständig, es setzt gegen Süden am Isteiner Klotz ein (WITTMANN 1966) und erreicht seine volle Mächtigkeit im Laufen-Becken, wo es teilweise auch von Kimmeridgien-Kalken überlagert wird. Im Tafeljura ist es nur noch sporadisch erhalten (vor allem Gempfen-Plateau); grösser ist seine Verbreitung im Faltenjura (HAUBER 1960b).

3.5.1.4 Bemerkungen zur Hydrogeologie der Malmkalke

Die Malmkalke («Rauracien», «Séquanien» und Kimmeridge-Kalke) stellen in hydrogeologischer Hinsicht grossräumig eine Einheit dar und bilden ein verbreitetes Grundwasser-Stockwerk. Neben Bankung und Klüftung ist es vor allem die regionale Verbreitung einer alten Verkarstung, welche die Wasserwegsamkeit verursachen. Im Jura sind zahlreiche grosse Quellen und Wasserfassungen aus dem Malm bekannt. Solche Wässer können auch durch Bohrungen erschlossen werden (z.B. Moutier, MORNOD et al. 1970). Über regionale Zusammenhänge orientieren u.a. LEMCKE 1976 und STRAYLE et al. 1983.

Die Wässer des Malms sind allgemein wenig mineralisiert. Soweit es sich um Mineralwässer handelt, entstammt der Mineralbestand tieferen Stockwerken (Muschelkalk, z.B. Eglisau, CADISCH 1959).

Lokal allerdings kann die Wasserführung der Malmkalke stark beeinträchtigt sein durch Einschwemmung feinkörniger, toniger Mergel auf Klüften und Schichtfugen, wie dies z. B. für die Bohrung Leymen gilt (BRIANZA et al. 1983). Dieses tonige Material entstammt dem überlagernden Tertiär und plombiert den Malm. Als Grund-

wasserstauer wirken im regionalen Rahmen die Oxford-Mergel (westliches Untersuchungsgebiet) und die Effinger Schichten (östliches Untersuchungsgebiet). Sekundär wirken auch einige mergelige Zwischenlagen in den Malmkalken als StauhORIZONTE, doch spielen diese grossräumig kaum eine Rolle.

3.6 Tertiär

3.6.1 Eozän

Mit der Kreidezeit setzte in unserer Gegend eine Festlandperiode ein, die im Bereich des Rheingrabens bis gegen das obere Eozän, in den übrigen Gebieten möglicherweise bis in das mittlere oder obere Oligozän andauerte. Dieser Zeitabschnitt ist durch eine intensive Verwitterung gekennzeichnet. Als Spuren dieses Vorganges sind nur die schwer löslichen Bestandteile der korrodierten Sedimente zurückgeblieben. Es handelt sich dabei um folgende Bildungen:

- *Huppersande*: weisse bis rötliche, reine bis leicht eisenschüssige Quarzsande von feinen Körnungen.
- *Bolustone*: tiefroste, eisenschüssige, an Aluminiumoxyd reiche Tone.
- *Bohnerz*: limonitische, kugelige Eisenkonkretionen von Erbsen- bis Faustgrösse.
- *Süsswasserkalke*: helle, oft mergelige Süsswasserkalke variabler Mächtigkeit mit Süsswasser-Gastropoden (Planorbenkalke).

Alle diese Bildungen kommen zumeist als Füllungen von Taschen und Schloten in den obersten Malmkalken vor. Diese Hohlräume und Mulden gehören zum Relief der ehemaligen verkarsteten Landoberfläche. Die Mächtigkeit dieser Residualbildungen ist daher sehr variabel. Generell aber gilt, dass die Süsswasserkalke über den Bolus- und Hupperden abgelagert worden sind, während das Bohnerz in die Bolustone eingestreut ist.

Mit dem Eozän setzte in unserer Gegend eine umfangreiche *tektonische Aktivität* ein, welche im unteren Tertiär vor allem durch das Einsinken des Rheingrabens zwischen Schwarzwald und Vogesen und das bis heute andauernde Herausheben dieser Massive gekennzeichnet ist; im oberen Tertiär wurde sodann der Jura gefaltet. Der Faltenjura stellt eine Abscherdecke über dem mittleren Muschelkalk dar, wobei die Kinematik von der viel grösseren Gebirgsbildung der Alpen ausgeht. Entsprechend weisen die Tertiärbildungen im Rheingraben und im Jura teilweise erhebliche Unterschiede auf und werden deshalb nachfolgend getrennt behandelt.

3.6.2 Tertiär des Rheingrabens

Mit dem Einsinken des Rheingrabens setzte gleichzeitig auch dessen Auffüllung ein: Bunte, vorwiegend rote, grüne und graue Mergel sind reichlich von Konglomerat- und Kalksandstein-Zwischenlagen durchsetzt, insbesondere in der Nähe der Grabenränder (*Obereozän bis San-*

noisien). Eingeschaltet in diese Serie sind die Kalisalz-Vorkommen im Oberelsass und in Südbaden. Die Bohrungen von Allschwil, Neuwiller und Leymen zeigen aber, dass diese nicht bis in unsere Gegend hineinreichen. Die Ablagerungen von Obereozän bis Sannoisien weisen erhebliche Mächtigkeitsschwankungen auf (Bohrung Leymen rund 200 m). Für Detailbeschreibungen sei auf WITTMANN 1966, SCHAD et al. 1955 und BRIANZA et al. 1983 verwiesen.

Mit dem *Rupélien* setzte eine marine Ingression in den Rheingraben ein. Es gelangten der «Meeressand» (Kalksandsteine und Konglomerate), die Foraminiferenmergel, Fischschiefer und Meletta-Schichten (Septarienton, «Blauer Letten»)¹, eine Folge von grauen, siltigen bis feinsandigen Tonen und Mergeln, zur Ablagerung. Auch hier sind die Mächtigkeiten recht variabel (Bohrung Leymen total 350 m). Gute Beschreibungen geben FISCHER 1965b und BRIANZA et al. 1983. Der «Meeressand» liegt sehr unterschiedlichen Horizonten auf: Im Innern des Rheingrabens auf verschieden mächtigem Sannoisien, am Grabenrand auf Malmkalken (HERZOG 1956, BITTERLI 1945).

Gegen oben werden die Meletta-Schichten brackisch und gehen in die Ablagerungen der Molasse alsacienne des *Chattien* (= Elsässer Molasse) über. Frühere Autoren bezeichneten diese Ablagerungen als Cyrenenmergel (GUTZWILLER 1890, 1915) und verstanden lediglich die sandigen Zonen unter dem Begriff «Elsässer Molasse». Heute setzt sich eher die Bezeichnung «Elsässer Molasse» für das ganze untere Chattien durch, und der Ausdruck «Cyrenenmergel» wird als mergelige Fazies innerhalb der sandigen Elsässer Molasse verstanden (vgl. Erläuterungen zum Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt Basel). Es handelt sich jedenfalls um eine Wechselfolge von grünlichen bis bräunlichen Mergeln und glimmerhaltigen Sanden mit harten Sandstein-Knausern. Die Mächtigkeit dieser Ablagerungen erreicht in der Bohrung Allschwil 2 rund 240 m. Die Molassebildungen im Rheingraben unserer Region schliessen mit den Tüllinger Schichten ab. Diese sind heute lediglich noch am Ost- rand des Grabens von Lörrach bis etwa Reinach erhalten. Es handelt sich um eine Folge von bunten, tonigen Mer-

¹ Der Name «Meletta-Schichten» wird bevorzugt, obwohl die Bezeichnung «Septarienton» in der Region sehr geläufig ist. In der deutschen Fachliteratur wird nämlich oft die ganze Abfolge von den Foraminiferenmergeln bis zu den Meletta-Schichten unter dem Begriff «Septarienton» zusammengefasst. Ausserdem enthält die Mergelserie bei uns keine Septarien (zit. aus den «Erläuterungen zum geologischen Atlasblatt Arlesheim»).

geln mit Gipseinschlüssen und Zwischenlagen von Süsswasserkalken mit Gastropoden. Die Mächtigkeit der Tüllinger Schichten (oberes Chattien) erreicht am Tüllinger Berg 160 m (WITTMANN 1965).

Zur *Verbreitung* dieser tertiären Gesteine ist zu bemerken, dass sie teilweise über den heutigen Rheingraben hinaus reichen: Insbesondere lassen sich die Ablagerungen des Rupélien und Chattien südwärts vom Rheingraben in den Jura hinein verfolgen und legen den Gedanken einer zeitweiligen Verbindung zum schweizerischen Molassebecken nahe (FISCHER 1965b). Die Ablagerungen des Chattiens entsprechen weitgehend jenen der Unteren Süsswassermolasse des Mittellandes.

Zur *Hydrogeologie* des Tertiärs im Rheingraben ist zu bemerken, dass die Tertiärbildungen ihres vorwiegend mergeligen und tonig-siltigen Charakters wegen meist schlecht- oder undurchlässig sind. Sie spielen deshalb die Rolle eines Grundwasserstauers, vor allem gegenüber den Lockergesteins-Grundwässern des Quartärs, aber auch gegenüber den Formationswässern des liegenden Malms. Durch die mächtige Tertiärüberdeckung sind deshalb die Wässer des Malms im Rheingraben, wie jene tieferer Aquifere, gespannt und steigen in Bohrungen bis auf ein Niveau hoch, das ungefähr der heutigen Höhenlage des Rheines entspricht.

Im lokalen Bereich allerdings führen einzelne sandige Lagen der oberen Meletta-Schichten oder der Molasse alsacienne und die Süsswasserkalke der Tüllinger Schichten durchaus Wasser (BRIANZA et al. 1983, WITTMANN 1965), das in einzelnen Fällen auch genutzt wird. Es handelt sich aber nicht um zusammenhängende Aquifere mit grossem Einzugsgebiet.

3.6.3 Tertiär auf dem Tafeljura

Auf dem Tafeljura fehlen zusammenhängende *oligozäne Ablagerungen*. Es sind lediglich isolierte Vorkommen von Süsswasserkalken geringer Mächtigkeit bekannt (HAUBER 1960a). Die Ablagerungen der Unteren Süsswassermolasse, wie sie in den Synklinalen des Faltenjuras verbreitet sind, sind auf dem Tafeljura nur in der Umgebung von Bennwil anzutreffen; es handelt sich um rote Mergel, Süsswasserkalke und Glimmersande (HAUBER 1960a). Ein wahrscheinlich hierher gehörendes Vorkommen von Glimmersanden liegt beim Hof Ziegelschüren südlich von Hochwald.

Eine grössere Bedeutung besitzen die *miozänen Ablagerungen* auf dem Tafeljura. Über eine von rheintalischen

Bruchstrukturen gegliederte und eingeebnete Landoberfläche transgredierte die Obere Meeresmolasse. Das Teniker Muschelagglomerat zeugt von diesem kurzen Meeresvorstoss aus Süden. Er reichte bis etwa zur Linie Sissach – Blauen-Südflanke (BUXTORF 1901, STUMM 1964, FISCHER 1965b). Das kalkige Küstenagglomerat weist nur geringe Mächtigkeiten auf und wird von roten, Heliciden-führenden Mergeln überlagert. Es folgt die Schüttung der Juranagelfluh: Zur Zeit der Oberen Süsswassermolasse setzte die Abtragung des Sedimentmantels des sich heraushebenden Schwarzwaldes ein. Die Entwässerung erfolgte nach Süden in das schweizerische Molassebecken. Die Juranagelfluh ist somit ein fluvial geschüttetes Konglomerat, das stellenweise zu Nagelfluh verhärtet ist.

Es lassen sich auf dem Tafeljura mehrere solcher ehemaligen Flussläufe feststellen: Im mittleren Baselbieter Tafeljura (Sissach–Eptingen) und im Bereich Fricktal–Bözberg. Dazwischen liegen Gebiete mit mächtigen roten Mergeln, die teilweise mit der Juranagelfluh verzahnt sind und Süsswasserkalke enthalten (z.B. Anwil, vgl. STUMM 1964). Die Mächtigkeit der Juranagelfluh kann 250 m erreichen (HAUBER 1960a).

Die Verbreitung des Miozäns ist heute auf die Hochflächen des Tafeljuras beschränkt. In den Faltenjura hinein reicht das Miozän lediglich im Bereich des heutigen Laufen- und Delsberger Beckens. In diesen Gebieten sind Anklänge an die Bildungen des Molassebeckens vorhanden. In der einstigen südlichen Fortsetzung des Basler Tafeljuras sind allfällige miozäne Ablagerungen erodiert.

Für die *Hydrogeologie* ist das Tertiär des Tafeljuras höchstens von lokaler Bedeutung, da es heute keine zusammenhängende Verbreitung mehr besitzt. In beschränktem Rahmen können die durchlässigen Schotter der Juranagelfluh eine Rolle als Grundwasserleiter spielen.

3.6.4 Tertiär im Faltenjura

Innerhalb des Faltenjuras beschränkt sich die Verbreitung des Tertiärs auf die Synklinalen (Mulden). Wie oben erwähnt, handelt es sich dabei vorwiegend um Ablagerungen der Unteren Süsswassermolasse (Oligozän). Im einzelnen sei auf die Arbeit von BAUMBERGER 1927 verwiesen. Es versteht sich, dass dieses Tertiär in hydrogeologischer Hinsicht nur von örtlicher Bedeutung ist.

Miozäne Sedimente finden sich erst in den Becken von Laufen und Delsberg sowie in den weiter im Südwesten gelegenen Mulden (Mulde von Court usw.).

3.7 Quartär

Das Quartär ist durch tiefgreifende Erosion, durch glaziale Ablagerungen und fluviale Schüttungen in den Tälern gekennzeichnet. Die quartären Schotter bilden einen verbreiteten, zusammenhängenden Grundwasserträger von guter Durchlässigkeit. In weiten Gebieten sind sie der einzige Aquifer mit freiem Wasserspiegel. Das tiefe Einschneiden der Flüsse in unseren Tälern hat zur Folge, dass sich die Druckhöhe der Aquifere weitgehend nach

der Lage des heutigen Entwässerungssystems ausrichtet (siehe Erläuterungen zur Hydrogeologischen Karte der Schweiz 1:100 000, Blatt Bözberg–Beromünster, 1972; LEMCKE 1976).

Zu den quartären Ablagerungen sind im weiteren Verwitterungs- und Schwemmlehme, Gehängeschutt und die im Rheingraben verbreiteten Lössvorkommen zu rechnen.

4. Struktureller Aufbau des Untersuchungsgebietes

4.1 Rheingraben

Der Rheingraben erstreckt sich als eine tektonische Grossstruktur von Mainz bis Basel. Erste Anzeichen der Grabenbildung reichen in das mittlere bis obere Eozän zurück. Das absinkende Segment zwischen den Grundgebirgsmassiven Vogesen und Schwarzwald ist das Produkt einer W–E-Dehnungstektonik (CLOSS & PLAUMANN 1967, ILLIES 1965, 1970), verknüpft mit einer sinistralen Bewegung der Randschollen (LAUBSCHER 1970). Die Rheingraben-Tektonik ist heute noch aktiv, wie Präzisionsnivelements (MÄLZER 1967, KUNTZ et al. 1970) und die seismische Aktivität im Grabeninnern wie an den Grabenflanken zeigen. Die Seismizität im Gebiet von Basel hängt nach PAVONI 1977 mit tektonischen Bewegungen im Bereich des Ostrandes des Rheingrabens (Flexurzone) zusammen (Erdbeben von Basel 1356). Die maximale Absenkung im Grabeninnern erreicht im Norden 4 km und im Süden 2 km; die W–E-Dehnung senkrecht zur Grabenachse beträgt nach ILLIES 1967 ca. 5 km.

Der Rheingraben wird beidseitig von grabenparallelen Störungszonen (= Abbruchränder des Grabens) begleitet. In seinem südlichen Teil sind diese Bewegungszonen durch den Vogesen-Abbruch im Westen und im Osten durch die äussere Schwarzwald-Randverwerfung und südlich von Kandern durch die Rheintal-Flexur gegeben (WITTMANN 1969, Abb. 1). Das Südende des Rheingrabens fällt zusammen mit einer W–E-verlaufenden, komplex gebauten Frakturzone, der Mont Terri–Landsberg–Lägern–Bregenz-Linie (Fig. 1 in LAUBSCHER 1970).

Im Innern ist der Graben in eine Vielzahl von Horsten, Gräben und Schollen gegliedert, die entlang von listrischen Abschiebungen antithetisch gekippt sind. In der Umgebung von Basel lässt sich westlich der Flexur der Rücken von Basel mit der flexurnahen Mulde von St. Jakob–Tüllingen, der Graben von Wolschwiller–Sierentz, der Horst von Mulhouse und der Graben von Dannemarie unterscheiden. Nördlich von Basel wird der Rheingraben durch NW–SE-streichende Störungen in den Sierentzer Graben, Isteiner Klotz und den Bamlacher Graben zerlegt.

Diese Gliederung in einzelne Strukturelemente wurde durch die oben erwähnte tertiäre Zerrungstektonik verursacht. Stratigraphische Evidenzen deuten auf eine räumlich und zeitlich getrennte Entwicklung der einzelnen Teile (DOEBL 1970, FISCHER 1965b, LAUBSCHER 1982, SCHNEIDER 1960). So sind tektonische Bewegungen im oberen Eozän bis Unteroligozän, im Mitteloligozän und im Oberoligozän zu verzeichnen (LAUBSCHER 1982).

Für die vorliegende Arbeit sind folgende Strukturelemente einer näheren Analyse unterzogen worden:

- Graben von Wolschwiller
- Allschwiler Bruchzone
- Rücken von Basel
- Mulde von St. Jakob–Tüllingen

Dabei stand die Erarbeitung der Tiefenlage potentieller Aquifere im Vordergrund. Hierfür musste das tektonische

Muster der Bewegung im Sannoisien, die Tektonik des Mitteloligozäns sowie die jüngeren Bewegungen analysiert werden.

Neben den publizierten geologischen Karten und der Literatur über dieses Gebiet (BITTERLI 1945, GUTZWILLER 1915, FISCHER 1965b, HERZOG 1956) standen insbesondere die Daten folgender Tiefbohrungen zur Verfügung:

- Allschwil 1 (SCHMIDT et al. 1924)
- Allschwil 2 (HOTZ 1928; Erläuterungen zu Blatt Basel, 1970)
- Neuwiller (in BRIANZA et al. 1983)
- Leymen (BRIANZA et al. 1983)

Weitere wertvolle Angaben lieferten die seismischen Linien und die Unterlagen und Bohrdaten des Baugrundarchivs des Geologisch-paläontologischen Institutes. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind auf vier geologischen Profilen (P8–11, Taf. 4) sowie den Strukturkarten auf die Basis des «Meeressandes» (Taf. 8) und den Top (Dach) des Buntsandsteins (Taf. 9) enthalten.

4.1.1 Graben von Wolschwiller

Die Tiefbohrungen Allschwil 2 und Leymen erbohrten die Grenze Tertiär/Malm im Bereich des Grabens von Wolschwiller. Dadurch ist es möglich, die Tiefenlage des Ostteiles dieses Grabens zu bestimmen. Es resultiert daraus ein struktureller Anstieg des Grabens in südlicher Richtung von rund 3,5° (Taf. 9).

4.1.2 Allschwiler Bruchzone

Die Allschwiler Bruchzone ist die tektonische Begrenzung des Grabens von Wolschwiller gegen den Rücken von Basel. Im Bereich der Bohrungen Allschwil 1 und 2 lässt sich im Niveau der Malm-Oberfläche ein Verstellungsbetrag von ca. 540 m ermitteln.

Die Bruchzone besteht wahrscheinlich aus mehreren parallelen Brüchen, wobei ein Hauptbruch mit mindestens 300 m Versetzungsbetrag vorhanden sein muss. Im weiteren scheint es sich um eine nach oben leicht konkave, listrische Abschiebung zu handeln, die mit angenähert 65–70° gegen Westen einfällt. Ca. 650 m westlich der Hauptstörung ist eine weitere Verwerfung vorhanden (Profil 8, Taf. 4). Der Versetzungsbetrag dieser Störung liegt bei 150–200 m. Bei den übrigen, oberflächlich auskartierbaren Brüchen (vgl. Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt 59 Basel) dürfte es sich um sekundäre Begleitstörungen handeln.

Es fehlen an dieser Stelle seismische Hinweise dafür, dass die Allschwiler Bruchzone schon im Sannoisien aktiv gewesen ist. Wenn die Bohrungen Allschwil 1 und 2 unterschiedliche Mächtigkeiten des Sannoisien aufweisen (siehe Erläuterungen zu Blatt Basel und BRIANZA et al.

1983), so muss dies andere Ursachen haben, z. B. eine Störung innerhalb der Bohrung Allschwil 1 (siehe Profil 11, Taf. 4).

Bis südlich von Neuwiller kann der Verlauf der Allschwiler Verwerfung unter Berücksichtigung der Informationen aus der Bohrung Neuwiller (BRIANZA et al. 1983) gut eingegrenzt werden. Untersucht man die Situation weiter im Süden, wie sie durch die Bohrung Leymen gegeben ist, so stellt man fest, dass die «Meeressand»-Basis um ca. 300 m, die Grenze Malm/Tertiär hingegen um 500 m westwärts abgesenkt worden ist. Zwischen Biel-Benken und Leymen sind somit mehrere Störungen vorhanden, und die Fortsetzung der Allschwiler Bruchzone nach Süden ist sehr wahrscheinlich. Ausserdem findet sich hier im Süden im Grabenbereich ein mächtigeres Sannoisien als auf der östlichen Horstschole (Rücken von Basel), wo kein oder nur geringmächtiges Sannoisien vorhanden ist.

Es ist naheliegend, dass die Allschwiler Bruchzone gegen Süden in den flexurartigen westlichen Abbruchrand (= Flexur von Burg) der Landskron-Kette und des Plateaus von Metzleren übergeht (FISCHER 1965b, Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt 49 Rodersdorf, 1965). Dies bedingt aber eine Ablenkung der Allschwiler Bruchzone gegen SW südlich von Neuwiller. Eine andere Deutungsmöglichkeit wäre, die Allschwiler Bruchzone mit anderen Strukturelementen zu verknüpfen; dafür fehlen aber bislang Anhaltspunkte.

Für das *Alter der Allschwiler Bruchzone* ergeben sich hieraus folgende Konsequenzen: Im Norden bei Allschwil selbst, fällt der ganze Versetzungsbetrag in die Zeit nach der Transgression des «Meeressandes» (Rupélien), während im Süden, auf der Höhe der Bohrung Leymen, ein bemerkenswerter Mächtigkeitsunterschied im Sannoisien des Grabens von Wolschwiller (ca. 200 m) gegenüber dem Basler Rücken (vermutlich nur wenige Meter) besteht. Zwischen den Bohrungen Allschwil 2 und Neuwiller gibt es hingegen keine derartige Diskrepanz (Profil 10, Taf. 4). Dies könnte wie folgt gedeutet werden:

Die Allschwiler Bruchzone stösst südlich von Neuwiller auf unbekannte Strukturen, die schon im Sannoisien angelegt worden sind; so ist z. B. folgendes denkbar: Vor der Transgression des «Meeressandes» stellt sich östlich der Allschwiler Bruchzone eine leichte NE-Kippung des Sütteils des späteren Basler Rückens ein, während der Graben von Wolschwiller bereits abgesunken war. Dies würde aber heissen, dass die Allschwiler Bruchzone von Süden gegen Norden diachron aufzureissen begann.

Der Horizont mit *Ostrea cyathula* der Elsässer Molasse zeigt im W-E-Querschnitt Liebenschwiller–Leymen–Biel-Benken keine dem «Meeressand» vergleichbare Vertikalverstellung (Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt 80 Arlesheim). Es scheint, dass dieser Horizont das Ende der Absenkung entlang der Allschwiler Bruchzone anzeigt (= mittleres Chattien).

4.1.3 SE-Ecke des Rheingrabens bei Basel

Mittels Bohrdaten (Allschwil 2, Witterswil) kann eine deutliche Winkeldiskordanz zwischen Sannoisien und Rupélien konstruiert werden. Die Oberflächengeologie

bestätigt die transgressive Auflagerung des «Meeressandes» (Untere Meeresmolasse) über einem Untergrund, der bereits eine gewisse Segmentierung aufweist (BITTERLI 1945, HERZOG 1956, WITTMANN 1951, 1957). Es lässt sich zeigen, dass der Rheingraben südlich von Basel bereits vor der «Meeressand»-Transgression tektonisch aktiv war (= Sannoisien-Tektonik). Die Hauptausbildung der Rheintal-Flexur und der Landskron-Flexur sowie die Absenkung des Rheingrabens in die heutige Position erfolgte aber nach der Transgression des «Meeressandes». Dieser bedeckt südlich von Basel einerseits diskordant grabenartige Strukturen, andererseits transgrediert er über eine Hochzone (Profile 8–11, Taf. 4).

4.1.3.1 Bruderholz-Halbgraben, eine Sannoisien-Struktur

Unter der oben erwähnten diskordanten Auflage des «Meeressandes» liegt im Untergrund südlich von Basel zwischen dem Bruderholz und dem Birstal eine Struktur, die wir als Halbgraben bezeichnen möchten: Es handelt sich um eine antithetische Kippung des Rückens von Basel entlang einer gegen Westen einfallenden Abschiebungszone (Profile 8 und 9, Taf. 4). Zu dieser Absenkung gehören wahrscheinlich mehrere kleine Sekundärstörungen.

Der Bruderholz-Halbgraben weist eine NE–SW-Richtung auf und lässt sich in den Rheintalflexur-Abschnitt Riehen–Hofmatt hinein verfolgen (siehe Strukturkarte Top Buntsandstein, Taf. 10, vgl. Abschnitt 4.2.1.2). Er weist ein axiales Gefälle gegen NE auf. Hieraus ergeben sich heute unterschiedliche Sannoisien-Mächtigkeiten.

Der Halbgraben verläuft zu folgenden weiteren Strukturen ungefähr parallel:

- Allschwiler Bruchzone südlich von Neuwiller
- Flexurabschnitt Riehen–Hofmatt
- Bruchfeld südlich des Adlerhof-Gewölbes zwischen Horn–Baumgarten und Ränggersmatt (HERZOG 1956; Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt 80 Arlesheim).

Zum *Alter des Bruderholz-Halbgrabens* können folgende Angaben gemacht werden: zwischen der Grenze Malm/Tertiär und dem «Meeressand» (Rupélien) liegt im Querschnitt Bottmingen–Arlesheim (Profil 8, Taf. 4) ein Gesteinsintervall, das grabenwärts an Mächtigkeit zunimmt, von 250 m im Westen bis auf mehr als 500 m im Osten. Nach den Befunden der Bohrungen Allschwil 1 und 2 handelt es sich dabei um Ablagerungen des Sannoisien. Dieses Sedimentpaket ruht mit einer Winkeldiskordanz auf dem Liegenden und greift wahrscheinlich über den Rand des Halbgrabens hinaus. Dieser Befund ist als Anzeichen für Bewegungen innerhalb des Sannoisien zu deuten. Derartige Diskordanzen sind am Jurarand z. B. bei Oltingue direkt beobachtbar (FISCHER 1965b). Nach SCHNEIDER sind solche Sannoisien-Sedimente (Konglomerate von Porrentruy, von Oltingue und im Dürrmattengraben bei Wolschwiller), welche diskordant auf unterem Sannoisien oder Séquanien ruhen, limnisch-fluviatile Bildungen in einem Rinnen-System und Zeugen eines tektonisch verursachten Reliefs.

4.1.3.2 Basler Rücken

Als Basler Rücken wird jener Teil des Rheingrabens südlich von Basel bezeichnet, welcher im Westen durch die Allschwiler Bruchzone und im Süden durch die Landskron-Flexur begrenzt wird und im Osten in die Mulde von St. Jakob übergeht. Dieser Grabenteil ist als Ganzes gegenüber dem Tafeljura und dem Plateau von Metzlerlen abgesenkt worden unter gleichzeitiger Verstärkung der Flexurzonen. Damit könnten allerdings einige Zerrungsstrukturen mit nur geringen Verwerfungsbeträgen verknüpft sein (siehe Taf.8). Im Bereich des Bruderholz-Halbgrabens könnte es auch zu einer Reaktivierung der alten Sannoisien-Strukturen gekommen sein.

4.1.3.3 Mulde von St. Jakob

Die Mulde von St. Jakob–Tüllingen hängt strukturell eng mit der Ausbildung der Rheintal-Flexur zusammen und begleitet diese grabenseitig. Zwischen dem Tüllinger Hügel und Riehen scheint eine NNW bis NW gerichtete Verwerfungszone die Mulde von St. Jakob gegenüber der Mulde von Tüllingen abzutrennen (siehe Abschnitt 4.2.1.2).

Der Westschenkel der Mulde von St. Jakob fällt mit 10–20° gegen die Rheintal-Flexur ein. Diese Ostkipfung wird wahrscheinlich durch E-vergente Abschiebungen (vgl. Profil 8, Taf.4) lokal akzentuiert. Der Kern der Mulde wird von chattischen Süßwasser-Bildungen (Tüllinger Schichten) eingenommen, welche den Verlauf der Muldenachse anzeigen (Taf.3, 4 und 8). Von Riehen bis Münchenstein vertieft sich diese Mulde allmählich (Basis Meeressand auf ca. –300 m ü. M.). Der Ostschenkel der Mulde steht steil und wird in Riehen durch flexurparallele Bruchelemente begleitet, während er in St. Jakob direkt an die Tafeljura-Scholle stößt (siehe auch BARSCH et al. 1971, HAUBER et al. 1971).

Südlich der Stelle, wo das Adlerhof-Gewölbe die Flexur erreicht (Rütihard), wird diese von einem komplexen Bruchfeld begleitet und biegt gegen SE in die Bucht von Arlesheim–Dornach ein (HERZOG 1956). Diverse Unterlagen wie auch zahlreiche Sondierbohrungen in diesem Raum zeigen bei Reinach–Dornachbrugg eine SE-streichende Verwerfung mit einer im NE vorgelagerten Grabenstruktur an, welche parallel der SE-Ablenkung der Flexurzone südlich von Münchenstein verläuft (siehe Taf.8 und Profile 8 und 9, Taf.4). Gleichzeitig weist dieser Grabenbereich zwischen Dornachbrugg und Münchenstein eine Kippung gegen NNW auf. Offensichtlich biegt die Mulde von St. Jakob südlich von Münchenstein in eine SSE gerichtete und gegen NE gekippte Tiefscholle ein.

Eine Interferenz der generell NNE streichenden Mulde von St. Jakob–Tüllingen mit NW–SE gerichteten Elementen ist somit im Norden (Bamlacher Graben, WITTMANN 1969) als auch im Süden vorhanden und hängt hier eng mit der Richtungsänderung der Flexur südlich des Adlerhof-Gewölbes zusammen.

4.1.4 Mitteloligozäne Meerestransgression im Raume Basel

Mit der im Rupélien einsetzenden marinen Transgression stand das Gebiet des Rheingrabens wieder unter Meeresüberdeckung. Die Transgressionsbildungen (Meeressand, Konglomerate) lagern in der SE-Ecke des Rheingrabens und an seinen Flanken auf verschiedenen stratigraphischen Horizonten. Damit werden prästampische Bewegungen angedeutet. Hierzu kann folgendes festgestellt werden:

- a) Die «Meeressand»-Transgression greift gegen das Plateau von Metzlerlen allmählich auf tiefere Einheiten der Unterlage (Profile 10 und 11, Taf.4). Südlich der Linie Biel-Benken–Therwil fehlt das Sannoisien, abgesehen von einigen sporadischen Relikten (Witterswilerberg, siehe Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt Arlesheim); die Transgression greift direkt auf den Malm über. Eine leichte (bruchbedingte?) flexurartige prästampische NE-Kippung mit Anstieg zur Landskron-Flexur wird dadurch angezeigt.
- b) Gegen den Tafeljura hin greift die Transgression auf eine gegen Osten ansteigende Hochzone über (Profile 8 und 9, Taf.4); während im Bereich des Basler Rückens der «Meeressand» dem Sannoisien aufliegt, sind im Osten diskordante Auflagen des «Meeressandes» bei der Ruine Dorneck (auf Rauracien, HERZOG 1956) und beim Röttler Schloss (auf Hauptrogenstein, WITTMANN 1951) bekannt.
- c) Die «Meeressand»-Transgression konserviert im Rheingraben südlich von Basel Zerrungsstrukturen, die im Sannoisien gebildet worden sind (Bruderholz-Halbgraben).
- d) Im Graben von Wolschwiller transgrediert der «Meeressand» über Ablagerungen des Sannoisien.
- e) Zu vermuten ist, dass prästampisch eine Tiefscholle entlang einer Flexur von einer Hochzone (späterer Tafeljura und Mulde von Metzlerlen) abgesetzt worden ist. Darauf deutet das Fehlen der Meletta-Schichten (= Beckensediment) im Flexurbereich von Dornach–Arlesheim hin (HERZOG 1956).

4.1.5 Oberoligozäne Absenkung des Rheingrabens

Über die Geometrie der Tektonik nach dem Mitteloligozän gibt die Strukturkarte der Basis des «Meeressandes» Auskunft (Taf.8). Diese Karte stellt auch die Vertikalverstellungen gegenüber dem Tafeljura dar. Der Basler Rücken wurde im Zusammenhang mit der Entstehung der Flexur abgesenkt. Der nachmitteloligozäne Anteil beträgt gegenüber dem Dinkelberg ca. 900 m, dem Tafeljura südlich des Rheines rund 700 m und gegenüber dem Plateau von Metzlerlen noch 400 m. Die stärkste Absenkung wurde in der Mulde von St. Jakob–Tüllingen erreicht und geht mit der Ausgestaltung der Rheintal-Flexur einher.

4.2 Rheintal-Flexur

Südlich von Kandern wird der Rheingraben nicht mehr wie weiter im Norden von einem Randbruch (Hauptverwerfung) begrenzt, sondern durch die Rheintal-Flexur. Diese löst den Randbruch dort ab, wo sich die Dinkelberg-Scholle vom Schwarzwald-Massiv absetzt (siehe Fig. 1). Südwärts lässt sie sich kontinuierlich, wenn auch abgeschwächt, bis in die Gegend von Dornach und Aesch verfolgen. Ihre Fortsetzung in den Faltenjura hinein ist durch die östliche Randzone des Laufen- und Delsberger Beckens angedeutet.

Die Rheintal-Flexur erscheint in ihrer ganzen Länge als eine markante Trennfuge zwischen der tertiären Füllung des Rheingrabens und dem stark zerbrochenen, vorwiegend aus triadischen Gesteinen aufgebauten Dinkelberg oder dem aus den Gesteinen von Keuper bis Malm gebildeten Tafeljura südlich des Rheines. Sie ist allgemein charakterisiert durch die Steilstellung bis Überkipfung der Gesteine als Folge einer Schleppung beim Absinken des Grabenteiles. Die hauptsächlichsten Bewegungen an der Flexur sind nach der Ablagerung der chattischen Tüllinger Schichten erfolgt, da diese von der Schleppung noch erfasst worden sind. Allerdings sind Anzeichen von älteren Bewegungen an der Flexur vorhanden (siehe 3.1.5). Die diskordante Auflagerung der Juranagelfluh beim Schloss Rötteln belegt, dass die Flexur im Miozän inaktiv geworden ist.

4.2.1 Geometrie und Baustil der Flexurabschnitte

Bei der Betrachtung der Flexur ist es angebracht, grundsätzlich zwischen Grundgebirgs- und Sedimenttektonik zu unterscheiden, denn die Entwicklung der Flexur ist auf die Sedimenthaut beschränkt, während im Grundgebirge Abschiebungen zu erwarten sind (SANFORD 1959, LAUBSCHER 1971, 1982). Ein flexurartiges Abbiegen der Sedimenthaut lässt sich allerdings nur an wenigen Stellen beobachten (z. B. am Röttler Schloss, WITTMANN 1951). Auf Grund der geologischen Aufnahmen lässt sich folgern, dass die Sockelstörungen im Flexurbereich auch den Sedimentmantel durchsetzen müssen (WITTMANN 1957, 1978). Eine Zwischenstufe findet sich südlich von Dornach, wo das Abbiegen der Schichten des Tafeljuras von zahlreichen flexurparallelen Brüchen mit geringen Versetzungsbeträgen begleitet wird (siehe Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt Arlesheim).

Einzelheiten über das Bruchmuster im Grundgebirge und dessen Fortsetzung in den Sedimentmantel sind aber weitgehend unbekannt. Die in den Profilen 1–7 (Taf. 3) gewählte Darstellung ist deshalb als eine schematische Vereinfachung anzusehen. Daher wurde auf der Strukturkarte Top Buntsandstein (Taf. 9), die ja im wesentlichen die Grundgebirgsstrukturen wiedergibt, bewusst ein undifferenziertes Band für den Flexurbereich ausgeschieden. Die Breite dieser Zone deutet deshalb lediglich an, innerhalb welcher horizontalen Distanz das Bruchmuster im Grundgebirge ausgebildet ist. In Gebieten, wo die flach liegenden Schichtserien ohne erkennbare Bruchbil-

dung in die Flexur übergehen (Röttler Schloss, Ausserberg, Hörnli, Arlesheim–Dornach), wurde bei beginnender Abbiegung der Schichten eine Verwerfung in der Tiefe angenommen, die den Ostrand der Bruchzone markiert. Der Westrand bezeichnet jene Stelle, wo die Schichten grabenseitig wieder in die Horizontale einbiegen.

Innerhalb des Untersuchungsgebietes vom Nordrand des Blattes Basel bis zum Südrand von Blatt Arlesheim ist die Rheintal-Flexur auf Grund von Geometrie und Baustil in drei Abschnitte zu gliedern, die nachfolgend beschrieben werden.

4.2.1.1 Abschnitt Röttler Schloss–Stetten

Dieser Abschnitt ist durch das N–S-Streichen der Strukturelemente gekennzeichnet (siehe Taf. 9). Zwischen Rötteln und Haagen besteht die Flexur aus einer breiten Abbiegungszone ohne wesentliche Bruchbildung. Bei Lörrach hingegen liegt eine intensive Zerlegung in einzelne Schollen vor (WITTMANN 1957, 1978). Dieser Wechsel dürfte an einem SW–NE gerichteten Querbruch im Wiesental stattfinden (siehe Taf. 9). Solche Querbrüche sind auch innerhalb der Lörracher Flexurschollen anzutreffen. Die Breite der Flexur nimmt gegen Süden ab.

Der Tiefpunkt des Top Buntsandstein in der die Flexur im Westen begleitenden Mulde von St. Jakob–Tüllingen liegt bei ca. –1250 m ü. M. Somit besteht an der Flexur ein Versatz von ca. 1500 m. Da die nachmitteloligozäne Absenkung in diesem Teil lediglich etwa 900 m ausmacht, muss davon ausgegangen werden, dass im Grabengebiet westlich von Lörrach 200–400 m mächtige Sannoisien-Sedimente vorhanden sind (siehe Profile Taf. 3).

4.2.1.2 Abschnitt Stetten–Hofmatt

In diesem Abschnitt weist die Flexur in der gesamten Länge ein NNE-Streichen und eine steile bis überkippte Lage der Schichten auf (siehe Profile 5–7, Taf. 3). Gleichzeitig nimmt ihre Breite im Vergleich zum nördlichen Abschnitt erheblich ab (auf 600–700 m). Der Strukturwechsel findet beim Auftreffen der Inzlinger Querstruktur (siehe Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt Basel) auf die Flexur statt. Diese Querstruktur – auf Blatt Basel als Buntsandstein-Gewölbe gedeutet – dürfte eher eine durch Brüche begrenzte und gegen Süden gekippte Hochscholle sein, da sich die kompressiven Strukturen, wie beispielsweise das Adlerhof-Gewölbe, auf die Sedimente über dem Salzlager des mittleren Muschelkalks beschränken (HAUBER 1971, LAUBSCHER 1982).

Die Steilstellung der Schichten ist gleichzeitig mit einer Vertiefung der Mulde von St. Jakob–Tüllingen verbunden. Der Tiefenunterschied gegenüber dem Tüllinger Berg macht die Annahme eines zusätzlichen Querbruches bei Riehen notwendig. Er liegt in der Verlängerung der NE-Begrenzung des Sierentzer Grabens in SE-Richtung.

Die Rheintal-Flexur mit steilgestellten Schichten lässt sich südwärts bis zur Hofmatt bei Münchenstein verfolgen, wo sie mit der Adlerhof-Struktur interferiert und gegen SE zur Bucht von Arlesheim–Dornach abgelenkt

wird. Ihrer geometrischen Fortsetzung entspricht der Bruderholz-Halbgraben (siehe 3.1.3.1), d.h. der Bruderholz-Halbgraben streicht gegen NE in die Flexur. Auf Grund dieser strukturellen Verknüpfung und der Verbreitung von mächtigen Sannoisien-Sedimenten ist anzunehmen, dass auch dieser Flexurabschnitt schon im Sannoisien angelegt worden ist. Die transgressive Auflagerung des «Meeressandes» auf ältere Schichten an der Flexur zeigt, dass diese gleichzeitig die östliche Begrenzung des Sannoisien bildet. Die eigentliche Gestaltung der Flexur fällt jedoch in die Zeitspanne zwischen Chattien (Tüllinger Schichten) und «Tortonien» (Juranagelfluh). Der Vertikalversatz an der Flexur bewegt sich in diesem Bereich um ca. 1700 m.

4.2.1.3 Abschnitt Hofmatt–Angenstein

Dieser Teil der Rheintal-Flexur (= Bucht von Arlesheim–Dornach, HERZOG 1956 und Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000, Blatt Arlesheim) zeichnet sich durch eine vom übrigen Gebiet stark abweichende Geometrie aus. Sie hat die Form einer gegen Westen konkaven Bucht und lässt sich in einzelne Segmente unterteilen (siehe Taf.9). Zwischen der Hofmatt und dem Schloss Birseck ist die Flexur gegen SE gerichtet; östlich von Arlesheim stellt sich ein Umschwenken in die N–S-Richtung ein. Das anschliessende Segment von Schloss Birseck bis Schloss Dorneck zeigt eine generelle N–S-Orientierung. Nach der Interferenz mit der Störung Schauenburg–Stollen–Baumgarten und dem Gempfen-Bruch findet erneut eine Richtungsänderung statt. Die Flexur streicht hier NE–SW und lässt sich bis gegen Angenstein deutlich nachweisen. In dieser Gegend trifft sie auf die Lands-

kron-Flexur und verliert sich in diesem von der Jurafaltung erfassten Gebiet. Durch das Einwirken all dieser Faktoren verliert die Rheintal-Flexur ihre Bedeutung als Trennfuge erster Ordnung. Die Querstrukturen des Faltenjuras in ihrer südlichen Verlängerung deuten jedoch darauf hin, dass sich zugehörige Störungen weiter nach Süden fortsetzen.

Die Flexur in der Bucht von Arlesheim–Dornach entspricht einer relativ breiten Abbiegzone mit flachem Einfallen der Schichten (25–40°, siehe Taf.4). Überkippen sind nicht mehr vorhanden. Der Baustil ähnelt den Lörracher Flexurschollen. Der Vertikalversatz nimmt gegen Süden rasch ab und dürfte vom westlichen Randbruch bei Hochwald bis zur Tieflage bei Aesch noch 400 m betragen.

4.2.2 Zusammenfassung

Zwischen dem Röttler Schloss und Aesch lässt sich der Bau der Rheintal-Flexur grob in drei Abschnitte unterteilen. Jeder dieser Abschnitte ist durch einen eigenen Baustil, durch eine spezifische Geometrie geprägt. Für diese Strukturänderungen sind wahrscheinlich Querstrukturen wie das «Inzlinger Hoch», das Adlerhof-Gewölbe und der Gempfen-Bruch verantwortlich. Im mittleren Abschnitt Stetten–Hofmatt ist zu vermuten, dass der Verlauf der Flexur von einer Sannoisien-Struktur vorgegeben worden ist. Die steile bis überkippte Lagerung der Schichten beschränkt sich nur auf diesen Teil, wo auch der Vertikalversatz am grössten ist. Er erreicht hier 1700 m, wovon ca. 200 m auf die präexistente Struktur entfallen.

4.3 Dinkelberg–Tafeljura-Plateau

Das Gebiet östlich der Rheintal-Flexur stellt als Ganzes eine leicht nach Süden gekippte, in zahlreiche Horste, Gräben und Schollen zerlegte Platte dar. Sie besteht aus dem Sedimentmantel des Grundgebirges von Schwarzwald und Vogesen, der regional gesehen aus dem Rand des Pariser Beckens über den Jura bis in die Schwäbische und Fränkische Alb hinein verfolgt werden kann.

Das Gebiet nördlich des Rheines wird als Dinkelberg-Scholle bezeichnet. Es handelt sich um eine an der Kanderer und Wehratal-Störung vom Grundgebirge abgesetzte und eingesunkene Scholle von vorwiegend Trias-Gesteinen. Südlich des Rheines schliesst der eigentliche Tafeljura an. Sein Südrand liegt unter der Randüberschiebung des Faltenjuras verborgen. Die nach Süden weisende Wehratal-Verwerfungszone quert den Rhein und findet ihre Fortsetzung im Tafeljura in der Zeininger Bruchzone, die ein dominierendes strukturelles Element im Tafeljura darstellt.

Der Hauptanteil des Arbeitsgebietes liegt im Tafeljura. Nur im Gebiet von Riehen und Bettingen greift schweizerisches Territorium auf den Dinkelberg über. Das Verständnis seines Aufbaues ist aber auch zur Beschreibung der Rheintal-Flexur in diesem Abschnitt notwendig.

Für die Bearbeitung dieses Gebietes konnte wiederum auf die Resultate mehrerer Tiefbohrungen zurückgegriffen werden, die allerdings teilweise im Bezirk Rheinfelden gelegen sind (Weiherfeld, Wintersingen, Zuzgen 1 und 2, Mumpf, siehe SCHMASSMANN et al. 1946).

4.3.1 Die Tiefenlage des kristallinen Grundgebirges und des Permokarbons im Basler Tafeljura

Wichtige Tiefengrundwasserträger (Aquifere) sind die Kristallin-Oberkante mit ihrer postherzynischen Verwitterungszone, die Bruchstrukturen innerhalb des kristallinen Grundgebirges sowie das Permokarbon. In diesen Bereichen sind thermalwasserhöfliche Zonen als potentielle geothermische Ressourcen zu erwarten (RYBACH 1982). Bekannte Beispiele von Thermalwasser-Zirkulationen in diesen Niveaus sind Bad Säckingen (SAUER 1969), Zurzach (VUATAZ 1982) und Rheinfelden (RYF 1984). Informationen, welche Aufschluss über die Tiefenlage und Struktur des kristallinen Sockels und die Sedimentologie des Perms im Basler Tafeljura geben, sind hauptsächlich durch Tiefbohrungen (Fig.2) gewonnen worden

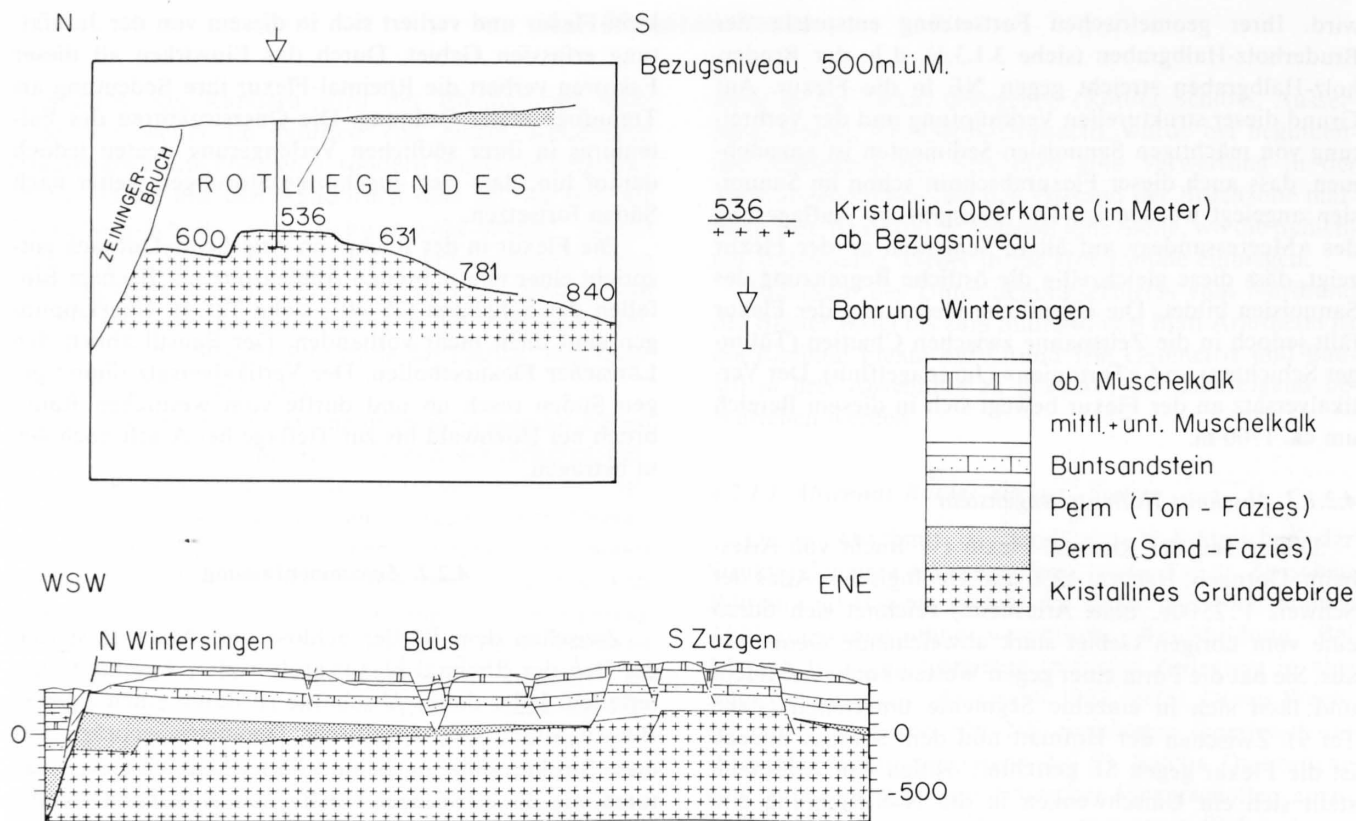


Fig. 3: Tiefenverlauf der Kristallin-Oberkante in der Umgebung der Bohrung Wintersingen und Profil durch den Perm-Graben von Wintersingen.

(SCHMASSMANN et al. 1946). Die geophysikalischen Untersuchungen in diesem Gebiet – soweit zugänglich – sind nur teilweise für dieses Thema auswertbar.

Regional ergaben die Untersuchungen der Lagerungs- und Mächtigkeitsverhältnisse des Rotliegenden (Perm) im Schwarzwald und seiner Umrandung, dass die Sedimente in muldenförmigen, meist dem variszischen Streichen (NE-SW) folgenden Ablagerungströgen gebildet wurden (BOIGK et al. 1970, ORTLAM 1974). Die geophysikalischen Aufnahmen weisen ebenfalls auf solche Tröge hin.

Anhand der Daten aus Tiefbohrungen und Oberflächengeologie (SUTER 1915, LUTZ 1964) wurde eine Strukturkarte der Kristallin-Oberfläche für das Gebiet zwischen Rhein und Ergolz erstellt (Fig. 4). Daraus lassen sich Lage und Verlauf möglicher Perm-Aquifere herauslesen.

Oberflächen- und Bohrdaten: Oberflächlich steht das Kristallin nördlich des Rheines und östlich der Wehratal-Störung an (Hotzenwald, METZ 1980). Im Tafeljura wurde das Kristallin an vier Stellen erbohrt: Weiherfeld, Wintersingen, Zuzgen, Rheinfelden (siehe Fig. 2). Hieraus ist ersichtlich, dass der kristalline Sockel zumindest im Gebiet Rheinfelden-Wintersingen-Mumpf von Rotliegendem überlagert wird, wobei die Mächtigkeiten des Rotliegenden stark variieren (Fig. 2). Die Befunde der Tiefbohrungen zeigen ferner, dass sich eine mächtige, obere Ton-Fazies (150–230 m) mit einem aus grobklastischen Sedimenten bestehenden Basalhorizont von einer unteren Sandstein-Sequenz abtrennen lässt. Diese ist in der Bohrung Wintersingen rund 190 m mächtig, kann aber über kurze Distanz völlig verschwinden. Es sind in Mumpf noch 57 m

Sandstein vorhanden, in Zuzgen fehlt sie vollständig, so dass das Basiskonglomerat der Ton-Fazies direkt dem Kristallin aufliegt. Die Sandstein-Sequenz ist demnach in einem muldenförmigen Trog abgelagert worden, der zwischen den Bohrungen Weiherfeld und Zuzgen liegt (SCHMASSMANN et al. 1946). Die hangende Ton-Fazies weist eher regionale Verbreitung auf (siehe Fig. 3). Aus seismischen Unterlagen kann herausgelesen werden, dass eine grabenartige Vertiefung des kristallinen Sockels sowohl gegen die Zeiningen Bruchzone als auch im Süden der Bohrung Wintersingen, in Richtung Sissach, vorhanden sein muss.

Zusammenfassend ist festzuhalten, dass zwischen Rheinfelden und Zuzgen ein Perm-Graben konstruiert werden kann, der eine Muldenachse in NE-SW-Richtung aufweist (Fig. 4). Hierzu ist folgendes zu bemerken:

- Der Graben von Wintersingen weist den regional bekannten NE-SW-Verlauf der Permokarbon-Tröge auf.
- Durch das Fehlen der unteren Sandsteinfolge in den Bohrungen Zuzgen I + 2, im Gegensatz zu den Bohrungen Wintersingen und Mumpf, ist der SE-Rand dieses Grabens festlegbar. Er streicht aus dem Raum Mumpf-Säckingen gegen Sissach zu und stößt westlich von Sissach an die Zeiningen Verwerfungszone. Der NW-Rand liegt vermutlich NW der Bohrung Weiherfeld (SCHMASSMANN et al. 1946).
- Die untere Sandsteinfolge in der Bohrung Wintersingen zeigt eine minimale Grabentiefe von 200 m an (Fig. 3).

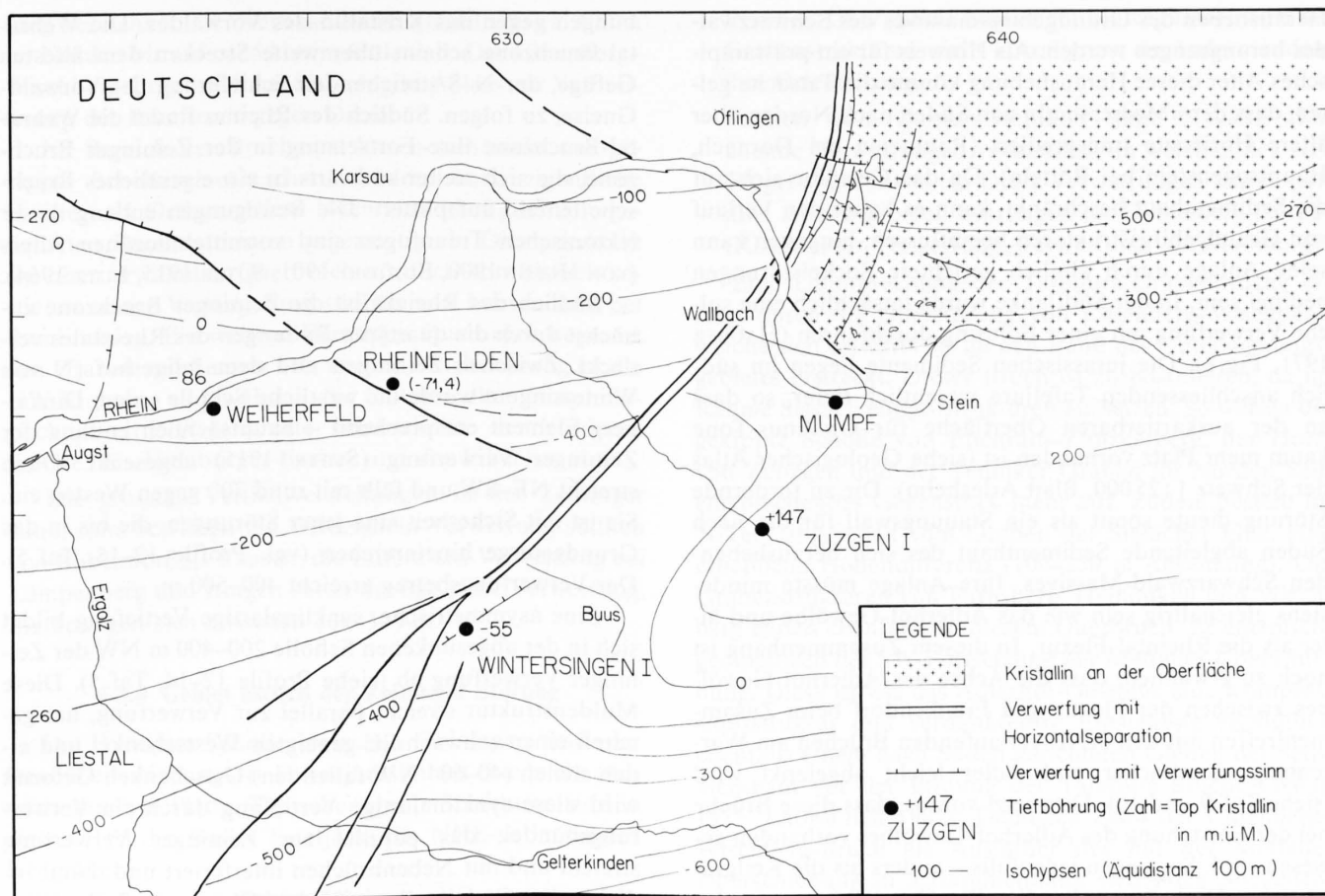


Fig. 4: Tiefenlage des Grundgebirges im Basler Tafeljura nördlich der Ergolz.

- Die Zeininger Bruchzone, eine Grundgebirgsstörung, verläuft scheinbar parallel dem SE-Rand des Perm-Grabens von Wintersingen, vermutlich in dessen Grabenachse. Die Entwicklung des NE–SW-streichenden Zeininger Bruchfeldes aus der N–S-verlaufenden Weh-ratal-Verwerfung und deren Aufspaltung in ein eigentliches Bruchschollenfeld steht sehr wahrscheinlich in direktem Zusammenhang mit der Interferenz dieser beiden Strukturelemente.

4.3.2 Gebiet westlich der Zeininger Störung

Der Abschnitt NW der Zeininger Störung wird von der *Dinkelberg-Scholle* eingenommen. Sie besteht vorwiegend aus triasischen Sedimenten und weist eine SE-Neigung von ca. 2° auf (Taf. 10). Charakteristisch sind die engen Keilgräben, die etwa parallel zur Rheintal-Flexur verlaufen (NNE). Sie sind Streckungsstrukturen, die im Zusammenhang mit dem Absinken des Rheingrabens entstanden sind (LAUBSCHER 1970, 1982). Die Grabenbrüche konvergieren z.T. in der Anhydritgruppe des mittleren Muschelkalks, teilweise dringen sie in das Grundgebirge ein (siehe Profile Taf. 3). Für die Entstehung der Keilgräben der Dinkelberg-Scholle wird ein prätorones, wahrscheinlich oligozänes Alter angenommen (siehe Erläuterungen zum Blatt Basel des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000, 1971).

Einem anderen System gehören die SE-verlaufenden Brüche von Maulburg und Degerfelden–Rheinfelden an, die gemeinsam einen breiten Graben abgrenzen (= Din-

kelberg-Graben). Dieser quert die Dinkelberg-Scholle ausserhalb des Untersuchungsgebietes und liegt in der Verlängerung des Bamlacher Grabens. Es könnte sich dabei um alt angelegte, herzynische, aber tertiär reaktivierte Strukturen handeln (HAUBER 1980). Weitere Querstrukturen sind das Inzlinger Hoch (siehe 4.2.1.2) und der Grenzacher Bruch am Südrand des Dinkelberges im Rheintal. Alle diese Strukturen treten in der Anlage der Keilgräben in N–S-Richtung als Diskontinuitäten in Erscheinung. An einer solchen Störung ist kürzlich Thermalwasser erschlossen worden (Rheinfelden, RYF 1984).

Gegen Süden setzt sich die Dinkelberg-Scholle zwanglos in den Basler Tafeljura fort. Ein trennendes tektonisches Element findet sich erst im *Adlerhof-Gewölbe*. Dieses lässt sich vom Birstal (Neuwelt) über Egglisgraben, Adlerhof, Frenkendorf bis in die Gegend von Arisdorf verfolgen. Im Gegensatz zu den Keilgräben handelt es sich hier um eine Kompressionsstruktur, die nach den meisten Autoren älter als die Rheintal-Flexur und die Tafeljura-Brüche ist (BUXTORF 1916, VONDERSCHMITT 1942, HERZOG 1956). Als Gründe hierfür werden das Abbiegen der Flexur gegen SE bei der Hofmatt in Münchenstein und das unterschiedliche Bruchmuster nördlich und südlich des Gewölbes angeführt. Eine Faltenstruktur lässt sich nur in den Sedimenten nachweisen (HAUBER 1971). Ihre Entstehung wird nach LAUBSCHER 1982 auf ein N–S-Gleiten der Sedimente auf den Evaporiten der Trias in einem Stadium vor der Bildung der Flexur und der Tafeljura-Brüche zurückgeführt. Als Ursache hierzu könnte ein

Herausheben des Grundgebirgsmassives des Schwarzwaldes herangezogen werden. Als Hinweis für ein prästamphisches Alter dieser Heraushebung könnte die Tatsache gelten, dass der «Meeressand» von Süden nach Norden über ältere Horizonte transgrediert (Rauracien bei Dornach, Haupttrogenstein bei Rötteln). Da das Gewölbe sich auf die Sedimenthaut beschränkt, kann es kaum den Verlauf von Grundgebirgsstrukturen beeinflussen, hingegen kann seine Anlage durch ähnlich gerichtete Sockelstörungen bedingt sein. In der Südflanke wurde tatsächlich eine solche Verwerfung mit einer Bohrung durchfahren (HAUBER 1971, Fig. 8). Die jurassischen Sedimente liegen im südlich anschliessenden Tafeljura wesentlich tiefer, so dass an der auskartierbaren Oberfläche für Opalinus-Tone kaum mehr Platz vorhanden ist (siehe Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt Arlesheim). Die zu fordernde Störung diente somit als ein Stauungswall für die nach Süden abgleitende Sedimenthaut des sich heraushebenden Schwarzwald-Massives. Ihre Anlage müsste mindestens gleichaltrig sein wie das Adlerhof-Gewölbe und älter als die Rheintal-Flexur. In diesem Zusammenhang ist noch zu erwähnen, dass die Achse des Adlerhof-Gewölbes zwischen der Flexur und Frenkendorf beim Zusammentreffen mit den NNE-verlaufenden Brüchen am Warthenberg, Zunftacher und Adler leicht abgelenkt wird (siehe Taf. 9 und 10). Dies setzt voraus, dass diese Brüche bei der Entstehung des Adlerhof-Gewölbes vorhanden gewesen sind. Sie zeigen jedenfalls – anders als die Keilgräben des Dinkelberges – dieselbe Orientierung wie der präexistente Bruderholz-Halbgraben.

Die südlich der Adlerhof-Struktur liegende Tafeljura-Scholle ist insgesamt gegen SW geneigt. Sie wird im Osten durch die Bloond-Verwerfung (HAUBER 1960a) der Zeininger Bruchzone begrenzt. Die Brüche in diesem Block verlaufen wie weiter im Norden mehrheitlich NE–SW. Gegen die Flexur zu erfolgt teilweise ein Ablenken nach WSW (Verwerfung von Schauenburgflue–Schartenmatt). Wichtig ist, dass einige dieser Brüche die Flexur durchsetzen und deren Geometrie beeinflussen (siehe 4.2.1.3). Daraus folgert HERZOG (1956), dass sie gleich alt wie die Flexur oder älter sein könnten. Eine bedeutende Struktur in dieser Scholle ist der Gempfen-Bruch, der sich aus dem SE von Dornach über mehrere Kilometer hinweg bis in das Gebiet ENE Eiletten (zwischen Arisdorf und Hersberg) erstreckt. Auch er interferiert mit der Flexur. Er erreicht die Zeininger Bruchzone dort, wo diese aufzusplittern beginnt. Er liegt somit in der westlichen Verlängerung des postulierten Perm-Grabens von Wintersingen. Seine Anlage könnte demnach älter als die Flexur und die NNE-verlaufenden Tafeljura-Brüche sein. Der Vertikalversatz am Gempfen-Bruch ist gering; die südliche Scholle liegt lediglich um ca. 50 m tiefer.

4.3.3 Zeininger Störungszone

Die Wehrtal-Bruchzone (LUTZ 1964) trennt das abgesunkene Dinkelberg-Plateau vom kristallinen Grundgebirge des Hotzenwaldes, dem südlichen Teil des Schwarzwaldes. Sie entwickelt sich aus der ESE-streichenden Kandern–Vorwald-Störung. Die Absenkung des Dinkelberges erfolgte entlang mehreren synthetischen Abschie-

bungen gegen das Kristallin des Vorwaldes. Die Wehrtal-Bruchzone scheint über weite Strecken dem ältesten Gefüge, der N–S-streichenden Schieferung der Vorwald-Gneise, zu folgen. Südlich des Rheines findet die Wehrtal-Bruchzone ihre Fortsetzung in der Zeininger Bruchzone, die sich weiter südwärts in ein eigentliches Bruchschollenfeld aufsplittet. Die Bewegungen entlang dieser tektonischen Trennfugen sind vormittelmiozänen Alters (VON HUENE 1900, BUXTORF 1901, SUTER 1915, LUTZ 1964).

Südlich des Rheines ist die Zeininger Bruchzone zunächst durch die quartären Bildungen des Rheintales verdeckt. Zwischen Zeiningen und dem Igligerhof (N von Wintersingen) wurde die westliche Scholle – dem Dinkelberg-Element entsprechend – hauptsächlich entlang der Zeininger Verwerfung (SUTER 1915) abgesenkt. Diese streicht NE–SW und fällt mit rund 70° gegen Westen ein. Sie ist mit Sicherheit eine jener Störungen, die bis in das Grundgebirge hineinreichen (vgl. Profile 12–15, Taf. 5). Der Verwerfungsbetrag erreicht 400–500 m.

Eine asymmetrische, synklinalartige Vertiefung bildet sich in der abgesunkenen Scholle 200–400 m NW der Zeininger Verwerfung ab (siehe Profile 12–14, Taf. 5). Diese Muldenstruktur streicht parallel zur Verwerfung, hat generell einen schwach SE-geneigten Westschenkel und einen steilen (40–60° NW-fallenden) Ostschenkel. Geformt wird diese synklinalartige Vertiefung durch ein Verwerfungsbündel, das parallel zur Zeininger Verwerfung streicht und mit Nebenbrüchen interferiert und damit individuelle Grabenteile aufweist. Die synthetische Kippung (östlicher Muldenschenkel) entlang der Zeininger Verwerfung wird teilweise von flexurartigen Deformationen (Fig. 2 in SUTER 1915) und NE-verlaufenden, synthetischen Abschiebungen parallel zur Hauptstörung begleitet. Die Bruchstrukturen und die z.T. stark rotierten Segmente in dieser 1–2 km breiten Zone können als Deformationselemente einer maximal 500 m hohen Flexur interpretiert werden, welche durch die Zeininger Verwerfung zerrissen worden ist (vgl. SUTER 1915, LAUBSCHER 1983).

Beim Igligerhof (N von Wintersingen) wird die Zeininger Verwerfung nach SW abgelenkt, und gleichzeitig entwickelt sich ein eigentliches Bruchfeld, welches durch eine Reihe von ESE-gekippten (bis zu 30°) Schollen charakterisiert ist (siehe Profile 19–24, Taf. 6). Dieses Bruchschollenfeld (im folgenden Zeininger Bruchzone genannt) entspricht strukturell der südlichen Verlängerung der Wehrtal–Zeininger Verwerfung. Die Ablenkung und Aufspaltung dieser markanten Störung erfolgt vermutlich durch das Zusammentreffen mit dem ENE-gerichteten, präexistenten Perm-Graben von Wintersingen (siehe 4.3.1). Die Zeininger Bruchzone erreicht eine Breite von mehreren Kilometern und erstreckt sich südwärts bis in den Faltenjura hinein. Das Schollenfeld beginnt im Westen mit der Bloond-Verwerfung (siehe HAUBER 1960a; Verstellungsbetrag 50–200 m). Diese lässt sich aus dem Raum westlich Ziefen gegen NE bis Eiletten ziemlich kontinuierlich verfolgen (siehe Taf. 10). SE von Arisdorf trifft die Bruchzone auf die Adlerhof-Struktur und den Gempfen-Bruch. Der Ostrand der Zeininger Bruchzone wird zunächst weiterhin von der eigentlichen Zeininger Verwerfung gebildet (siehe oben). Ihre direkte Fortsetzung im Süden wird von HAUBER (1960a) als Helgenweid-Verwer-

fung bezeichnet. Der Vertikalversatz nimmt von ca. 400 m im Norden bis auf ca. 50 m im Süden ab. Der Chienberg-Wischberg-Querbruch bei Sissach gibt Anlass zur Verbreiterung der Bruchzone gegen Osten.

Im Bereich der Bruchzone lassen sich nicht nur gekippte Schollen ausmachen, sondern auch eigentliche Horste und Gräben. Diese lösen sich häufig an quergeordneten Bruchsegmenten gegenseitig ab. Dies geschieht am oben erwähnten Querbruch nördlich von Sissach sowie an seiner Verlängerung südlich von Lausen und bei Ramlinsburg. Ein weiterer derartiger Querbruch begrenzt den Graben von Lausen. Als weitere Bruchrichtung ist die NW-Richtung zu erwähnen: Sie fällt vor allem morphologisch durch NW-gerichtete Talabschnitte der Vorderen Frenke, des Homburger Baches und des Eibaches auf.

Die grössten Vertikalverstellungen in der Zeininger Bruchzone bewirken die Wildenstein-Verwerfung südlich von Bubendorf bis Lausen, die Pfiferatten-Verwerfung bei Lampenberg und Itingen sowie die Sissacher Verwerfung. Sie bewegen sich zwischen 200–300 m.

4.3.4 Gebiet östlich der Zeininger Störung

Die Tafeljura-Scholle zwischen Zeiningen und der Randüberschiebung des Faltenjuras bildet eine leicht südwärts geneigte Platte. Typische interne Strukturen sind in diesem Teil des Basler Tafeljuras die NNE-verlaufenden Keilgräben.

Der Tafeljura im Gebiet Zeiningen–Wintersingen–Wegenstetten (SUTER 1915; siehe Profile 12–17, Taf.5) wird von einer Trias-Platte aufgebaut, auf der nach Süden sukzessive jüngere Formationen erhalten sind. Diese Platte wird im NW durch die Zeininger Verwerfung begrenzt und lässt sich strukturell in eine NE- und eine SW-Tafel unterteilen. Diese Gliederung ist durch ein NW–SE-Lineament parallel zum Möhlinbach zwischen Zeiningen und Wegenstetten gegeben.

- Die NE-Tafel ist von zahlreichen NNE-streichenden Grabenbrüchen durchsetzt und wird in breite Muschelkalk-Platten und enge Keilgräben mit Keuper-Füllung zerlegt.
- Die SW-Tafel weist im wesentlichen vier grössere, N–S-streichende Gräben auf, welche nach SUTER 1915 von West nach Ost mit Heimeren-, Buuser-, Bubleten- und Reckental-Graben bezeichnet werden (Bubleten = Neuhaus NE Buus auf Landeskarte 1:25 000, Blatt 1068 Sissach).

Diese Grabenstrukturen stehen in einer Fiederanordnung (en échelon) zur Zeininger Verwerfung und auch zum Möhlinbach-Lineament und gliedern diese SW-Tafel in Unterteile. Diese Strukturierung ist das Produkt der rheintalischen W–E-Zerrungstektonik und ist im Zusammenhang mit der «Flexurzone» von Zeiningen gebildet worden. Diese mechanische Verknüpfung verlangt aber, dass mit der vertikalen Absenkung entlang der Zeininger Verwerfung eine linkssinnige (sinistrale) horizontale Bewegungskomponente verbunden war.

- Das Lineament des Möhlinbaches liegt ungefähr in der SE-Verlängerung des Dinkelberg-Grabens jenseits des

Rheines. Über dieses Lineament hinweg lassen sich die Grabenstrukturen nicht korrelieren; sie ändern zudem ihre Orientierung.

- Südlich von Zuzgen–Hellikon sind NW–SE-streichende Verwerfungen vorhanden, an welchen der NE-Flügel abgesunken ist. Diese Verwerfungen laufen parallel zu den grossen Störungen im Dinkelberg-Plateau (Rheinfelder Verwerfung, Verwerfung von Maulburg).

Eine Unterbrechung der Tafeljura-Grabenbrüche erfolgt durch die Querstörung von Chienberg–Wischberg, welche sich ostwärts bis an den Rand des Untersuchungsgebietes erstreckt. Dieser Bruch ist zu postulieren, da im Raume Sissach einige Strukturen aussetzen. So weisen die gekippte Scholle von Ebenrain–Zunzgerberg, der Horst von Zuzgen und der Tenniker Graben im Norden kein entsprechendes Gegenstück mehr auf. Zudem besteht im N-Teil, abgesehen vom Graben der Sissacher Flue, eine erhebliche Höhendifferenz (100–250 m Absenkung). Die Grabenstrukturen von Farnsberg, Hemmiken und Wischberg enden ebenfalls an diesem Querbruch. Er entspricht geometrisch der SW-Fortsetzung der Mettauer Überschiebung. Diese ist wie das Adlerhof-Gewölbe eine Kompressionsstruktur und verdankt ihre Entstehung vermutlich ebenfalls einem nach Süden gerichteten Gleiten der Sediementhaut vor der Bildung der Tafeljura-Brüche (WILDI 1975, LAUBSCHER 1982). Demnach kann der Chienberg–Wischberg-Bruch als Ausläufer der mit der Mettauer Überschiebung in Zusammenhang stehenden Sockelstörung (Stauungswall) angesehen werden und wäre somit älter als die Keilgräben. Die Ablenkung einiger Verwerfungen in der Zeininger Bruchzone im Bereich Lausen–Ramlinsburg–Bubendorf hängt wahrscheinlich ebenfalls mit diesem Querbruch zusammen.

Eine wichtige Rolle bei der späteren Jurafaltung spielt der Graben von Diepflingen–Eptingen (BARTHOLET 1964). Er setzt sich hauptsächlich aus einer flachen (W-Teil) und einer nach Osten gekippten (E-Teil) Scholle zusammen (Taf. 10). Aus dem Raum Gelterkinden bis zur Randüberschiebung des Faltenjuras südlich von Diegten–Känerkinden ist er durchgehend zu verfolgen. Die Fortsetzung der Grabenbrüche in den Faltenjura hinein ist auf Grund der strukturellen Veränderungen bei Eptingen anzunehmen (siehe auch 4.4.2).

4.3.5 Zusammenfassung

Die Entwicklung der NE-streichenden Zeininger Verwerfung aus der N–S-verlaufenden Wehratal-Bruchzone in ein NNE-verlaufendes Bruchschollenfeld (= Zeininger Bruchzone) ist wahrscheinlich durch den NE–SW gerichteten Perm-Graben von Wintersingen bedingt. Die diesem ähnlich orientierten Brüche von Gempfen und Chienberg–Wischberg zählen möglicherweise ebenfalls zu den älteren Strukturen, welche den Verlauf der NNE-streichenden Tafeljura-Brüche beeinflussen. Der Querbruch Chienberg–Wischberg scheint mit der Mettauer Überschiebung in Zusammenhang zu stehen. Eine analoge Struktur stellt das mit einer Sockelstörung verknüpfte Adlerhof-Gewölbe dar.

Nach bisherigen stratigraphischen Daten fällt die Bildung der Keilgräben und der NNE-verlaufenden Brüche im Dinkelberg und Tafeljura ins Oberoligozän (BUXTORF 1901, HAUBER 1960a).

4.4 Grenzbereich Tafeljura–Faltenjura

Der Tafeljura lässt sich südwärts bis an die Randüberschiebung des Faltenjuras verfolgen. Die Überschiebungsmassen an der Front des Faltenjuras liegen nach detaillierten geologischen Kartierungen (Geologische Spezialkarte No. 73 Hauenstein, 1:25000, und HAUBER 1960a) auf dem Tafeljura; dabei wurden Trias-Gesteine bis auf die kontinentalen Bildungen des Miozäns (Jura-nagelfluh) überschoben. Nach den Befunden im Hauenstein-Basistunnel (BUXTORF 1916) sind die tertiären Strukturen des Tafeljuras (Rheingraben-Tektonik) unter der Jura-Hauptüberschiebung bis weit nach Süden zu erwarten (Fig. 2, LAUBSCHER 1976). Die frontale Jura-Randüberschiebung ist in der Tiefe mit einer präexistente Sockelstörung verknüpft, wobei es sich möglicherweise um eine zerbrochene Flexur handeln könnte. Diese Sockelstörung wird als *Mont Terri–Landsberg-Linie* bezeichnet.

Der Faltenjura ist im Gegensatz zum Tafeljura ein Kompressionsgebilde und ist jünger als die Strukturierung des Tafeljuras (Miozän, Pontien¹, LAUBSCHER 1980). Die Kompressionsstrukturen des Faltenjuras wurden durch Abscherung und Einengung eines deformierbaren, geschichteten Sedimentstapels über einen starren Kristallinsockel gebildet. Als Abscherhorizont dienten vor allem die mitteltriasischen Evaporite (BUXTORF 1916, LAUBSCHER 1961, 1965, 1972, 1977). Deformationselemente im Faltenjura sind im wesentlichen Kofferfalten, flache Überschiebungen, sekundäre Abschiebungen und Querverschiebungen. Die strukturelle Architektur aus Faltung, Überschiebung und Querstörungen ist im allgemeinen sehr komplex und entwickelt sich zudem in einem bereits zergliederten Gebiet (oligozäne Rheingraben-Tektonik). Das Grenzgebiet Tafel-/Faltenjura stellt ein vielversprechendes Thermalwasser-Zirkulationssystem dar (Bad Losterf–Bad Schinznach–Baden). Es war deshalb eine der Aufgaben der vorliegenden Untersuchung, diesen Grenzbereich mittels Profilkonstruktionen zu erfassen, insbesondere die Mont Terri–Landsberg-Linie und das Südende des Tafeljuras. Hierfür sind die vorhandenen Daten durch Extrapolation unter den Faltenjura projiziert worden.

¹ Die Jurafaltung wurde bis anhin als ausgesprochen jung, d.h. ca. 5 Mio Jahre angesehen, gestützt auf die Tatsache, dass die Vogesen-Schotter und -Sande des Delsberger Beckens vor der Jurafaltung abgelagert worden sind. Das Alter der Vogesen-Sande ist durch Funde von *Hipparion* als pontisch (= Pliozän) bestimmt worden (siehe LINIGER 1967). Inzwischen hat sich aber herausgestellt, dass *Hipparion* ein Alter von 12,5 Mio Jahre aufweist (K–Ar-Isotopendatierung, siehe BERGGREN & VAN COUVERING 1978). Somit gehört das mittels *Hipparion* datierte Pontien ins obere Miozän. Diese Korrelation wird heute allgemein akzeptiert (RÖGEL & STEININGER 1983, ZÖBELEIN 1983). Für das Alter der Jurafaltung steht deshalb heute ein grösserer Spielraum zur Verfügung: spätmiozän bis präpleistozän, d.h. zwischen 12–2 Mio Jahre.

4.4.1 Südende des Tafeljuras

Die Jura-Hauptüberschiebung ist eine rund 20° süd-fallende Überschiebungsbahn (BUXTORF 1916). Der darunter liegende Teil des Tafeljuras fällt nach den Daten des Hauenstein-Basistunnels gleichsinnig, aber etwas steiler nach Süden ein. In diesem Querschnitt durch Tafel- und Faltenjura liegt zwischen der Basis des Mesozoikums im Tafeljura und im Molassebecken eine Höhendiskrepanz von 300–400 m vor, welche als Sockelstörung gedeutet wird (Fig. 2 in LAUBSCHER 1977). Gemäss der Oberflächengeologie und den Aufnahmen im Belchentunnel ist im Untersuchungsgebiet auch westlich des Hauensteins eine vergleichbare Sockelstörung vorauszusetzen, selbst wenn von einer möglichen steileren Südkippung des überfahrenen Tafeljura-Südrandes abgesehen wird. Es wurde versucht, diese Sockelstörung zu lokalisieren und deren Sprunghöhe abzuschätzen. Dabei ist wie folgt vorgegangen worden:

- Die Basis des Mesozoikums wurde vom Tafeljura her mit dem regional bestimmten Südgradienten (Taf. 10) unter den Faltenjura nach Süden extrapoliert.
- Die NNE–SSW-streichenden, grösseren rheintalischen Störungen wurden nach Süden unter die Jura-Randüberschiebung verlängert.
- Die Jura-Randüberschiebung wurde mit 10–20° in die Tiefe fortgesetzt bis in den Abscherhorizont der mittleren Trias, wobei in sekundären Abscherhorizonten (Opalinus-Ton, Keuper) ein flacher Verlauf angenommen wurde.
- Die Profilkonstruktion wurde gemäss Deformationsstil und unter Berücksichtigung allgemeiner Materialbilanz-Betrachtungen durchgeführt (LAUBSCHER 1965).

Die Lokalisierung der Mont Terri–Landsberg-Sockelstörung gemäss obigem Vorgehen ist aus Tafel 7 ersichtlich. Ihr Verlauf ist auf der Strukturkarte des Top Buntsandstein (Taf. 10) eingetragen. Der minimale Sockelsprung beträgt 200–300 m. Eine exakte Lokalisierung sowie die genaue Höhe des Sockelsprunges bleiben aber geophysikalischen Untersuchungsmethoden vorbehalten oder müssen mittels Bohrungen bestimmt werden. Die hier gebrauchte Methode wird dem Problem nur annäherungsweise gerecht, weil:

- eine steilere Südkippung des Tafeljuras unter der Randüberschiebung möglich ist, darüber aber keine Informationen zur Verfügung stehen,
- der genaue Verlauf der Jura-Randüberschiebung nicht bekannt ist; würde man z. B. von einem zwar begründbaren flachen Verlauf der Randüberschiebung absehen, wäre die Sockelstörung um 1–2 km weiter nördlich zu erwarten als dies aus den Profilen 28–31 (Taf. 7) hervorgeht,
- die Tiefenlage des Abscherhorizontes westlich von Eptingen nur approximativ aus den Synklinaltiefen bestimmbar ist.

4.4.2 Deformation des Faltenjuras zwischen Reigoldswil und Eptingen

Die Profile 25–31 (Taf. 7) geben den komplizierten Charakter des Grenzbereiches Tafel-/Faltenjura in diesem Abschnitt wieder. Daraus ist ersichtlich, dass verschiedene Strukturelemente sich gegenseitig ablösen. Neben bestehenden geologischen Kartierungen konnten zur Analyse derselben speziell auch die Diplomarbeiten von SCHWANDER (1979) und VÖGTLI (1981) verwendet werden. Von Norden nach Süden sind folgende Strukturelemente durch die Jurafaltung entstanden:

- Der dislozierte Tafeljura (siehe unten).
- Die 1–2 km breite Muschelkalk-Schuppenzone, eine komplexe Überschiebungstektonik direkt über der Hauptüberschiebung des Faltenjuras.
- Die hochliegende Synklinale von Waldweid–Humbel–Schällenberg. Sie ist in sich verschuppt und wird gegen Osten zusehends eingeengt.
- Die Passwang-Antiklinale, eine asymmetrische Antiklinale mit steilem bis leicht überkipptem Südschenkel und disharmonischer Kerndeformation. Beim Entstehen dieser Antiklinale wurde mindestens eine der Faltung vorangehende grössere Überschiebung verfaltete. Die Tektonik im Nordschenkel der Passwang-Antiklinale erweist sich als kompliziertes Interferenzmuster aus Faltung, Überschiebung und NE- bis NNE-streichenden, sinistralen Querstörungen (SCHWANDER 1979 und VÖGTLI 1981).
- Die Synklinale von Mümliswil–Langenbruck–Dürstel–Belchenflue. Die Tiefenlage dieser Synklinale wurde herangezogen, um die Lage des Abscherhorizontes für die Jurafaltung zu bestimmen.

Die hier angeführten Strukturelemente des Faltenjuras lassen sich im Streichen bis westlich von Eptingen verfolgen. Sie werden durch Querbrüche (bzw. Bruchzonen) segmentiert. Im Profil 25 (Taf. 7) östlich des Diegtertales sind diese Kompressionselemente nur noch teilweise erkennbar. Es scheint, dass entlang einer südlich von Eptingen liegenden NNE-Querbruchzone die Passwang-Antiklinale und die hoch liegende Langenbruck-Mulde sinistral nach Norden geschoben worden sind und dass die Waldweid-Synklinale in eine komplizierte Überschiebungstektonik im N-Schenkel der Passwang-Antiklinale (SCHWANDER 1979, VÖGTLI 1981) übergeht. Im Querschnitt von Profil 25 wurde südlich der Belchenflue ausserdem eine steile Überschiebungszone herausgebildet – die Fortsetzung der Kerndeformation der Farisberg-Antiklinale. Die Tiefenlage der Basis des Mesozoikums und somit des Abscherhorizontes der Jurafaltung ist in diesem Querschnitt durch die Aufschlüsse im Belchentunnel der N2 relativ genau bestimmbar.

4.4.2.1 Grenzbereich Tafel-/Faltenjura westlich von Bennwil

Im Gebiet zwischen Reigoldswil und Bennwil (siehe Profile 29–31, Taf. 7) wird die W–E-verlaufende Randüberschiebung des Faltenjuras hauptsächlich von einer breiten, stark verschuppten und verfalteten Muschelkalk-

Zone gebildet. Dieser nördlich vorgelagert befindet sich eine weitere Einheit, bestehend aus Keuper und untergeordnet Lias und Dogger. Während der Keuper sich südwärts bis unter die Muschelkalk-Zone verfolgen lässt (z.B. Dielenberg, Heimsten), liegen die Doggermassen (Horn, Chastelenflue, Gling; HAUBER 1960a) isoliert auf dem Tafeljura. Diese vorderste Front des Faltenjuras wird von MÜHLBERG 1893 als «Überschiebungsklippe» gedeutet, von HAUBER 1960a aber, zumindest was den Lias- und Dogger-Anteil betrifft, als Gleitmassen aus dem Hangenden der Muschelkalk-Zone, welche später von dieser teilweise wieder überfahren wurden. Daraus wird geschlossen, dass die Überschiebung des Faltenjuras auf den Tafeljura eine Reliefüberschiebung ist. Für einen Teil des Keupers wird jedoch nicht ausgeschlossen, dass er aus dem Südende des Tafeljuras stammen könnte. Dies scheint nach den Profilkonstruktionen quer durch den Faltenjura und den Tafeljura die einfachste Lösung zu sein, denn die Fortsetzung des Tafeljuras unter der Randüberschiebung mit der regionalen Durchschnittsneigung von 20° ergibt in diesem Querschnitt einen Sockelsprung von ca. 200 m. Dabei spielt es keine Rolle, wo man die Mont Terri–Landsberg-Linie vermutet. Ein Sockelsprung wird überflüssig, wenn man die regionale Neigung in diesem Grenzbereich eliminiert; hierfür liegen aber keine zwingenden Argumente vor. Vermutlich konnte die Abscherung an der Mont Terri–Landsberg-Linie bei diesem Vertikalversatz von ca. 200 m relativ ungehindert von der Anhydritgruppe des Faltenjuras auf den Keuper des Tafeljuras übertragen werden, so dass der Keuper und teilweise jüngere Gesteine auf die Juranagelfluh des Tafeljuras zu liegen kamen (siehe Profile 29–31, Taf. 7). Nachträglich sind sie von der Muschelkalk-Zone überfahren worden.

Nach dieser Interpretation setzt sich der Tafeljura südwärts über mehrere Kilometer unter dem Faltenjura fort, und zwar bis zur Mont Terri–Landsberg-Linie. Diese Linie wurde unter der Passwang-Antiklinale angesetzt. An derselben Stelle nehmen auch deren verfaltete Überschiebungen ihren Ausgang. Daraus resultiert ein minimaler Überschiebungsbetrag des Faltenjuras auf den Tafeljura von 4–5 km, ein Wert, der gut in das regionale geologische Bild passt.

Die südlich der Muschelkalk-Zone anschliessende Gesteinsfolge des Keupers bis ins Tertiär kann als S-Schenkel einer Rampenfalte angesehen werden, deren N-Schenkel stark verschuppt und zum grössten Teil wegerodiert ist (Waldweid–Richtflue–Rehhag).

Die Beeinflussung der Faltenjura-Tektonik durch die NNE-verlaufenden, präexistierenden Tafeljura-Brüche ist an der südlichen Verlängerung der Sissacher Verwerfung am Bennwiler Bach (dislozierter Tafeljura) im Osten von der oben erwähnten Keuper-Schuppe am Dielenberg im Westen zu erkennen. Ebenfalls an einem Tafeljura-Bruch (Wildenstein-Verwerfung) endet das Gewölbe des Flühgrabens westlich von Titterten (siehe HAUBER 1960a). Diese Verwerfungen, die zur Zeininger Bruchzone gehören, treten hier auf einer Breite von mehreren Kilometern auf und besitzen Sprunghöhen – soweit beobachtbar – von 200–300 m. Sie sind markante Strukturen innerhalb der Tafeljura-Scholle, die bis ins Grundgebirge durchge-

hen. Aus diesen Gründen ist anzunehmen, dass diese Brüche auch unter den Faltenjura hineinreichen. Sie wurden deshalb auf der Strukturkarte des Top Buntsandstein (Tafel 10) bis zur Mont Terri–Landsberg-Linie (= Passwang-Antiklinale) fortgesetzt. Südlich davon ist das Bruchmuster unbekannt.

4.4.2.2 Grenzbereich Tafel-/Faltenjura östlich von Bennwil

Im Raum Eptingen ändert die Jura-Randüberschiebung ihren Verlauf aus der W–E-Richtung in ein NE-Streichen. Dies entspricht vermutlich dem Richtungswechsel der Mont Terri–Landsberg-Linie, deren Abbild die Randüberschiebung ja darstellt. Durch diesen Wechsel in der Strukturrichtung des Faltenjuras ist die «Bucht von Eptingen» entstanden. Sie ist charakterisiert durch einen der Hauptüberschiebung (= Randüberschiebung oder hier auch Muschelkalk-Schuppenzone) vorgelagerten Aufschiebungsblock, der sich von Bennwil bis gegen Zeglingen verfolgen lässt. Als Abscherhorizonte haben

hier Keuper und teilweise auch Opalinus-Ton gedient. Diese Zone von Ränggen–Hard–Homberg–Sprüsel (BUXTORF 1916, HAUBER 1960a, BARTHOLET 1964) ist als nordvergenter, frontaler Block der Faltung relativ zum Tafeljura angehoben worden. Innerhalb dieses Blockes sind Faltenstrukturen erfassbar, so dass hierfür auch schon von der «Vorfallenzzone» gesprochen worden ist (ZIEGLER et al. 1960, siehe Profile 25–28, Taf. 7). Es handelt sich somit um eine komplexe Kombination von Verfaltung, Überschiebung und Querstörungen. Interpretiert wird dieser Block, da er vor der Jura-Randüberschiebung liegt, als dislozierter Tafeljura. Es wird eine Abscherung gefordert, die von der Mont Terri–Landsberg-Linie (Sockelstörung) ausgeht und in den vorgelagerten Tafeljura übergreift und dabei allmählich immer höher gelegene Abscherhorizonte erfasst. Im weiteren besteht eine Interferenz mit den präexistierenden Verwerfungen und Grabenstrukturen des Tafeljuras in diesem Raum. Diese sind verantwortlich für den lateral rasch wechselnden Baustil der Vorfallenzzone.

5. Schlussfolgerungen im Hinblick auf die Nutzung der Geothermie

Die auf den Tafeln dargestellte und vorstehend erläuterte Kompilation der Geologie der Region Basel ist im Hinblick auf die Möglichkeiten der Nutzung der Erdwärme erfolgt, d.h. sie soll aufzeigen, wo sich geeignete Stellen zum Auffinden genügend warmer oder heisser Wasser abzeichnen. Wenn hier die geologischen Aspekte losgelöst von den weiteren Problemen eines derartigen Vorhabens dargelegt worden sind, so geschah dies im Hinblick auf die Tatsache, dass die geologischen Rahmenbedingungen – die nie mit aller wünschbaren Sicherheit dargestellt werden können, da sie der direkten Beobachtung entzogen sind – über Erfolg oder Misserfolg eines Projektes entscheiden können. Der Sorgfalt einer geologischen Prognose kommt deshalb erhebliche Bedeutung zu.

Um zu einem optimalen Resultat zu kommen, gilt es, verschiedene geologische Randbedingungen zu berücksichtigen. Die wichtigsten Faktoren seien nachfolgend kurz aufgezählt:

a) Aquifer

Davon ausgehend, dass in unserer Region lediglich Wasser als Medium zur Nutzung der Erdwärme in Frage kommt, ist den Problemen des Wasserkreislaufes in tiefliegenden Gesteinen, der Hydrogeologie, besondere Aufmerksamkeit zu schenken. Es sind jene Horizonte, in welchen das Wasser zirkulieren kann, in geeigneter Tiefe aufzusuchen. Hierzu gehören:

- *Porenwasserleiter*: Buntsandstein, Sandsteine und Arkosen des Perms (Rotliegendes), Verwitterungskruste des kristallinen Grundgebirges.
- *Schicht- und Kluftwasserleiter*: In kompetenten Felsgesteinen ist eine Wasserzirkulation sowohl auf Schichtfugen bankiger bis plattiger Gesteine als auch auf mehr oder minder ausgeprägten Klüften möglich. Bedingung ist, dass Klüfte und Schichtfugen miteinander kommunizieren und nicht durch neu gebildete Beläge oder Kluftlehme verstopft sind. Als Schicht- und Kluftwasserleiter kommen in unserer Region in Frage:
 - Malmkalke (häufig durch Kluftbeläge und -lehme plombiert),
 - Haupttrogenstein,
 - Oberer Muschelkalk (Trigonodus-Dolomit, Hauptmuschelkalk und Dolomitzone als hydrogeologische Einheit): bedeutendster Aquifer unserer Region.

Von geringerer Bedeutung sind hier Arieten-Kalk (Lias), Gansinger Dolomit (Keuper), Wellenkalk und -dolomit (Muschelkalk).

- *Karstwasserleiter*: Eine weitere Möglichkeit der Wasserzirkulation im Gestein beruht auf dem Phänomen der Verkarstung. Dieses schafft in karbonatischen und sulfatreichen Gesteinen z.T. sehr bedeutende Höhlensysteme, die eine oft enorme Wasserzirkulation erlau-

ben. In unserer Region ist Karst vor allem in folgenden Gesteinen zu verzeichnen:

- Malmkalke (z.T. verfüllt mit tertiären Einschwemmungen),
- Haupttrogenstein (meist nur lokale Karstsysteme),
- Gipskeuper (Sulfatlösung; wenige oder keine offenen Klüfte, nur örtliche Bedeutung),
- Oberer Muschelkalk,
- Anhydritgruppe (Sulfatlösung; nur geringe Bedeutung).

b) Tektonische Situation

In der Nähe bedeutender Verwerfungen, bei intensiver Verfaltung oder Verschuppung und in Flexurzonen treten meist auch ausgeprägte Klüftungen auf. Da diese aber in der Tiefe der Beobachtung entzogen sind, kommt der Beurteilung der Tektonik hohe Bedeutung zu. Erfahrungsgemäss ist in diesen Bereichen die Wasserzirkulation erleichtert. Somit sind tektonisch beanspruchte Zonen von speziellem Interesse.

c) Durchlässigkeit

Ein für die Nutzung bedeutsamer Parameter ist die Durchlässigkeit. Für die Felsgesteine schwankt sie in breitem Bereich, so dass es kaum sinnvoll ist, an dieser Stelle einige wenige Zahlenbeispiele aufzuzählen. In den meisten Fällen ist die Durchlässigkeit von Felsgesteinen erheblich niedriger als in den Lockergesteinen unserer Talböden (Schotter). Nur dort, wo ein ausgeprägter Karst oder ein intensives Bruchsystem erschlossen wird, können die Lockergesteinswerte erreicht oder gar übertroffen werden.

d) Geothermischer Gradient

Der mittlere geothermische Gradient beträgt 30° C/km . Von erhöhtem Interesse sind jene Gebiete, wo dieser Gradient über dem Durchschnittswert liegt. In unserer Region sind dies:

- Rheingraben-Anteil mit Riehen, Basel, Birstal und Leimental,
- östlicher Tafeljura, Fricktal,
- Faltenjura im Bereich Eptingen–Langenbruck mit
- Tafeljura-Südrand unter dem Faltenjura (Eptingen–Waldenburg–Reigoldswil).

e) Wasserqualität

Die meisten Tiefengrundwässer weisen eine hohe Mineralisation und wenig bis keinen Sauerstoff mehr auf (siehe z.B. SCHMASSMANN 1977). Dies führt dazu, dass sie oft aggressiv sind und für die Umwelt eine Belastung darstellen können. Diesem Umstand gilt es deshalb Beachtung zu schenken (z.B. mittels Rückgabe des abgekühlten Wassers in einen Tiefenaquifer).

f) Hydrogeologisches Einzugsgebiet

Als zunächst noch recht schwierig erweist sich die Bestimmung der Ergiebigkeit eines Aquiferes, da entsprechende Erfahrungen und Vergleichswerte kaum vorliegen. Dieser Aspekt lässt sich heute am ehesten durch Simulation in einem numerischen Modell beurteilen, wobei neben Parametern wie Durchlässigkeit und hydraulischer

Gradient auch das Einzugsgebiet und das Temperaturverhalten mitberücksichtigt werden müssen.

Die Festlegung allfälliger Probebohrungen sollte unter Berücksichtigung obiger geologischer und hydrogeologischer Kriterien erfolgen.

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit gibt eine Übersicht über die geologischen Faktoren, die bei der Abschätzung der Nutzungsmöglichkeiten der Erdwärme eine Rolle spielen. Hierzu werden Rheingraben, Tafeljura und Faltenjura gesondert behandelt. Neben dem Vorhandensein von Aquiferen (Malmkalke, Hauptrogenstein und Oberer Muschelkalk) spielt die tektonische Situation für die Wasserwegsamkeit eine erhebliche Rolle.

Für das SE-Ende des Rheingrabens kann gezeigt werden, dass eine prästamische Tektonik von einer jüngeren unterschieden werden muss: Der «Meeressand» (Rupé-lien) transgrediert über verschieden mächtiges Sannoisien und greift an den Flexurrändern auf Malm über. Die Rheintal-Flexur war somit schon im Unteroligozän aktiv; der grosse Verstellungsbetrag fällt aber ins Oberoligozän.

Die Flexur ändert ihren Baustil mehrmals: Im Abschnitt Röttler Schloss bis Stetten liegt eine breite Abbiegungszone mit Bruchschollen vor. Der mittlere Abschnitt Stetten–Hofmatt wird durch steile bis überkippte Schichtlagerung gekennzeichnet und hat den Charakter einer Hauptverwerfung. Zwischen Hofmatt und Angenstein biegt die Flexur nach Osten aus und umgrenzt die Bucht von Arlesheim, wobei wiederum eine Bruchschollen-Tektonik der Flexur vorherrscht. Diese Änderungen der Flexur erfolgen jeweils an markanten Querstörungen wie das

Inzlinger Hoch bei Stetten–Riehen und das Adlerhof-Gewölbe zwischen der Rütihard und Hofmatt. Diese Gebiete mit dem Überschneiden verschiedener Strukturrichtungen dürften für die Erschliessung von warmen Tiefenwässern von besonderem Interesse sein.

Im Tafeljura sind für die Geothermie jene Bereiche hervorzuheben, wo Interferenzen verschiedener Strukturelemente zu vermuten sind: Hierzu gehört insbesondere der durch die Tiefbohrung Wintersingen nachgewiesene, in das kristalline Grundgebirge eingetieft *Permokarbon-Graben*, dessen Streichrichtung etwa ENE–WSW ausgerichtet sein dürfte und der damit möglicherweise auch die Hauptaufschiebung des Faltenjuras auf den Tafeljura beeinflusst haben könnte. Ein zweiter Bereich ist die *Zeining-Bruchzone*, deren Entstehung im Zusammenhang mit dem Einsinken des Rheingrabens zu sehen ist. Sie fächert sich südwärts in den Tafeljura hinein auf und dürfte auch für den unterschiedlichen Bau einzelner Faltenjura-Abschnitte verantwortlich sein.

Für den Faltenjura ist versucht worden, Profile bis ins kristalline Grundgebirge konsequent durchzuzeichnen. Dies führt zu bestimmten Annahmen in bezug auf Lage und Form der Hauptaufschiebung sowie über das Abtauchen des Tafeljuras unter den Faltenjura. Auch hier sind Hinweise auf die Existenz warmer Tiefenwässer gegeben.

Résumé

Le présent travail donne une vue d'ensemble sur les facteurs géologiques qui jouent un certain rôle dans l'estimation des possibilités d'exploitation de la géothermie. Dans cette optique, le Fossé Rhénan, le Jura tabulaire et le Jura plissé seront traités séparément. En plus de l'existence d'aquifères (calcaires du Malm, Dogger et Muschelkalk), la situation tectonique joue un rôle important pour la recherche de l'eau.

Pour l'extrémité sud-est du Fossé Rhénan on peut montrer qu'une tectonique «préstampienne» doit être différenciée d'une autre plus récente: Le «Meeressand» (Rupélien) transgresse sur le Sannoisien d'épaisseur variable et atteint le Malm en bordure de la flexure. La flexure rhénane se trouve ainsi déjà en activité à l'Oligocène inférieur; l'abaissement principal se produit pourtant à l'Oligocène supérieur.

La flexure change plusieurs fois de style: dans la section de Röttler Schloss à Stetten on trouve une large zone de fractures. La section moyenne Stetten–Hofmatt est caractérisée par une flexure abrupte avec une faille principale. Entre Hofmatt et Angenstein la flexure se dirige vers l'est et encercle la baie d'Arlesheim, de nouveau avec un champ de fractures. Ces changements de style de la flexure se produisent au niveau d'obstacles transversaux,

marqués par le bloc d'Inzlingen près de Stetten–Riehen et par l'anticlinale de l'Adlerhof entre Rütihard et Hofmatt. Ces régions avec des intersections de structures pourraient être d'un intérêt tout spécial pour l'extraction d'eaux chaudes profondes.

Dans le Jura tabulaire il faut porter son attention – pour la géothermie – avant tout aux domaines où des interférences entre divers éléments structuraux sont à prévoir: à ceux-ci appartient en particulier le *fossé permocarbonifère* mis en évidence par le sondage profond de Wintersingen et encastré dans le socle cristallin. Son allongement pourrait être dirigé ENE–WSW et il pourrait de ce fait avoir influencé le chevauchement principal du Jura plissé sur le Jura tabulaire. Un second domaine intéressant du Jura tabulaire est la *zone de fractures de Zeiningen*, dont la formation serait due à l'affaissement du Fossé Rhénan. Elle s'étale en direction du sud dans le Jura tabulaire et pourrait être responsable des caractères différents de quelques sections du Jura plissé.

Pour le Jura plissé on a essayé de construire conséquemment les profils jusque dans le socle cristallin. Ceci conduit à certaines suppositions en ce qui concerne la position et la forme du chevauchement principal ainsi que le plongement du Jura tabulaire sous la partie plissée.

Summary

This report reviews the geological factors which play a role in the assessment of the geothermal resource potential of northwestern Switzerland. The region is made up of three distinctly different tectonic units, namely the Rhine Graben, the Tabular Jura and the Folded Jura in the south. Each of the tectonic units needed separate consideration. In addition to the presence of suitable aquifers i.e. limestones of the upper Jurassic (Malm-Kalke), oolites of middle Jurassic (Hauptrogenstein) and limestones and dolomite of the middle Triassic, the tectonic is paramount for the geothermal water flow.

Rhine Graben: for the SE end of the Rhine Graben it can be shown that an older tectonic phase must be distinguished from a younger one: Rupelian marine sands (Meeressand) are transgressing over Sannoisian beds of varying thickness and at the N-S trending Rhine Graben Flexure even over Jurassic limestones. Thus, the Flexure must have been tectonically active already during lower Oligocene although the main dislocation phase is of upper Oligocene age.

The Rhine Graben Flexure changes its structural style along the strike: on the northern segment between Röttler Schloss and Stetten a broad downwarp with superimposed blockfaulting is observed; on the middle segment between Stetten and Hofmatt steeply dipping and/or overturned beds prevail. Here the character of a narrow main fault zone prevails. Between Hofmatt and Angenstein the broad flexure zone tends eastward and defines the Arlesheim Embayment; here superimposed block-faulting dominates the Flexure. These changes in structural style occur where important crosstrending tectonic ele-

ments meet the Flexure: The Inzlingen High near Stetten-Riehen and the Adlerhof Fold between Rütihard and Hofmatt. These areas of crossing tectonic trends are expected to be of particular interest to the resources development of deep, warm groundwater.

Tabular Jura: in the Tabular Jura geothermal prospecting has to focus on areas where interference of different major structural elements could be expected: of particular interest is the *Permocarboniferous Graben*, the existence of which has been demonstrated in the Wintersingen well and which is downfaulted into the crystalline Basement concealed below the Mesozoic cover. In the area considered it is probably trending ENE-WSW and therefore could have influenced the thrusting of the Folded Jura over the Tabular Jura. A second major structural element of the Tabular Jura is the *Zeininger Fault Zone*, the origin of which is related to the subsidence of the Rhine Graben. This important Fault Zone splits up and fans out into the southern Tabular Jura where it could have caused the observed variation in structural style of individual segments of the Folded Jura.

Folded Jura: in order to elucidate prospects an attempt has been made to construct a series of balanced cross sections down to the crystalline Basement. This necessitated a set of assumptions concerning the form and the position of both the main thrust plain as well as the downwarp of the southern Tabular Jura under the folded part. There are good indications for the existence of resources of deep, warm groundwater at this structural positions as well.

Literaturverzeichnis

- BARSCHE, D., HAUBER, L. & SCHMID, E. (1971): Birs und Rhein bei St. Jakob (Basel) im Spätpleistozän und Holozän. – *Regio basill.* 12/2, 286–312.
- BARTHOLET, H. U. (1964): Geologie des Tafel- und Faltenjuras zwischen Eptingen und Oltingen. – *Tätber. natf. Ges. Basell.* 23, 43–130.
- BAUMBERGER, E. (1927): Die stampischen Bildungen der Nordwestschweiz und ihrer Nachbargebiete mit besonderer Berücksichtigung der Molluskenfaunen. – *Eclogae geol. Helv.* 20/4, 533–578.
- BERGGREN, W. A. & VAN COUVERING, J. A. (1978): Biochronology. – *Amer. Assoc. Petroleum Geol., Studies in Geol.* 6, 39–55.
- BITTERLI, P. (1945): Geologie der Blauen- und Landskrone südlich von Basel. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 81.
- BOIGK, H. & SCHÖNEICH, H. (1970): Die Tiefenlage der Permbasis im nördlichen Teil des Oberrheingraben. – In: ILLIES, J. H. & MÜLLER, St. (Eds.): *Graben Problems* (p. 45–55). – Schweizerbart, Stuttgart.
- BOLLIGER, W. & BURRI, P. (1970): Sedimentologie von Schelf-Carbonaten und Beckenablagerungen im Oxfordien des zentralen Schweizer Jura. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 140.
- BRIANZA, M., HAUBER, L., HOTTINGER, L. & MAURER, H. (1983): Die geologischen Resultate der Thermalwasserbohrung von Leymen (Haut-Rhin, Frankreich) südlich von Basel, unter besonderer Berücksichtigung der Schwerminerale. – *Eclogae geol. Helv.* 76/1, 253–279.
- BÜCHI, E., BULETTI, M. & NIGGLI, E. (1984): Neue Aufschlüsse im schweizerischen Anteil des Schwarzwälder Grundgebirges. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 64/1–2, 49–65.
- BUXTORF, A. (1901): Geologie der Umgebung von Gelterkinden im Basler Tafeljura. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 11.
- (1916): Über Prognose und Befund beim Hauensteinbasistunnel und die geologische Geschichte und Oberflächengestaltung des Tunnelgebietes und seiner Umgebung. – *Tätber. natf. Ges. Basell.* 5, 178–207.
- CADISCH, J. (1959): Geologische Ergebnisse der Mineralquellenbohrung Eglisau II. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 26/70, 5–8.
- CARLÉ, W. (1975): Die Mineral- und Thermalwässer von Mitteleuropa. – *Wiss. Verlagsges. Stuttgart.*
- CLOSS, H. & PLAUMANN, S. (1967): On the gravity of the upper Rheingraben. – *Abh. geol. Landesamt Bad.-Württemb.* 6, 92–93.
- DIEBOLD, P. (1983): Der Permo-Karbon-Trog der Nordschweiz. – *Nagra informiert* 5/3 + 4, 10–15.
- DISLER, C. (1914): Stratigraphie und Tektonik des Rotliegenden und der Trias beiderseits des Rheines zwischen Rheinfelden und Augst. – *Verh. natf. Ges. Basel* 25, 1–96.
- DOEBL, F. (1970): Die tertiären und quartären Sedimente des südlichen Rheingraben. – In: ILLIES, J. H. & MÜLLER, St. (Eds.): *Graben Problems* (p. 56–66). – Schweizerbart, Stuttgart.
- EISSELE, K. (1967): Zur Hydrogeologie der Buntsandstein-Tiefenwässer am Schwarzwald-Ostrand. – *Jh. geol. Landesamt Bad.-Württemb.* 9, 69–80.
- FISCHER, H. (1965a): Oberer Dogger und unterer Malm des Berner Jura: Tongruben von Liesberg. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 31/81, 25–36.
- (1965b): Geologie des Gebietes zwischen Blauen und Pfirter Jura. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 122.
- FISCHER, H., HAUBER, L. & OESTERLE, H. (1965): Das Rhät und der untere Lias in der Baugrube des Schulhauses Erlimatt in Pratteln. – *Tätber. natf. Ges. Basell.* 24 (1964), 93–102.
- GEYER, O. F. & GWINNER, M. P. (1964): Einführung in die Geologie von Baden-Württemberg. – Schweizerbart, Stuttgart.
- GUTZWILLER, A. (1890): Beitrag zur Kenntniss der Tertiärbildungen der Umgebung von Basel. – *Verh. natf. Ges. Basel* 9/1, 183–242.
- (1915): Das Oligocaen in der Umgebung von Basel. – *Verh. natf. Ges. Basel* 26, 96–108.
- GYGI, R. A. (1969): Zur Stratigraphie der Oxford-Stufe der Nordschweiz und des süddeutschen Grenzgebietes. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 136.
- HAUBER, L. (1960a): Geologie des Tafel- und Faltenjuras zwischen Reigoldswil und Eptingen (Kanton Baselland). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 112.
- (1960b): Über das Tertiär im nordschweizerischen Tafeljura. – *Eclogae geol. Helv.* 53/2, 656–668.
- (1971): Zur Geologie des Salzfeldes Schweizerhalle–Zinggi-brunn (Kt. Baselland). – *Eclogae geol. Helv.* 64/1, 163–183.
- (1980): Geology of the Salt Field Rheinfelden–Riburg, Switzerland. – 5th Symp. on Salt, Proc. I, 83–90, Northern Ohio geol. Soc., Cleveland.
- (1984): Die Steinsalzvorkommen der Nordwestschweiz. – *Strasse und Verkehr* 70/5, 172–174.
- HAUBER, L., LAUBSCHER, H. & WITTMANN, O. (1971): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in das Gebiet der Rheintalflexur und des Tafeljuras bei Basel vom 19. bis 20. Oktober 1970. – *Eclogae geol. Helv.* 49/2, 317–362.
- HERZOG, P. (1956): Die Tektonik des Tafeljura und der Rheintalflexur südöstlich von Basel. – *Eclogae geol. Helv.* 49/2, 317–362.
- HÖGEL, O. (1980): Die Mineral- und Heilquellen der Schweiz. – Paul Haupt, Bern/Stuttgart.
- HOTZ, W. (1928): Das Profil der neuen Bohrung von Allschwil bei Basel. – *Eclogae geol. Helv.* 21/1, 90–92.
- HUENE, F. VON (1900): Geologische Beschreibung der Gegend von Liestal im Schweizer Tafeljura. – *Verh. natf. Ges. Basel* 12, 293–372.
- ILLIES, H. (1965): Bauplan und Baugeschichte des Oberrheingraben. – *Oberrh. geol. Abh.* 14, 1–54.
- (1967): Development and tectonic pattern of the Rhinegraben. – *Abh. geol. Landesamt Bad.-Württemb.* 6, 7–9.
- (1970): Graben Tectonics as Related to Crust–Mantle Interaction. – In: ILLIES, J. H. & MÜLLER, St. (Eds.): *Graben Problems* (p. 4–27). – Schweizerbart, Stuttgart.
- JORDAN, P. (1983): Zur Stratigraphie des Lias zwischen Unterem Hauenstein und Schinznach (Solothurner und Aargauer Faltenjura). – *Eclogae geol. Helv.* 76/2, 355–379.
- KÄSS, W. (1967): Die Geochemie einiger neuerschlossener Buntsandstein-Mineralwässer am Schwarzwald-Ostrand. – *Jh. geol. Landesamt Bad.-Württemb.* 9, 81–104.
- KUNTZ, E., MÄLZER, H. & SCHICK, R. (1970): Relative Krustenbewegungen im Bereich des Oberrheingraben. – In: ILLIES, J. H. & MÜLLER, St. (Eds.): *Graben Problems* (p. 170–177). – Schweizerbart, Stuttgart.
- LAUBSCHER, H. P. (1961): Die Fernschubhypothese der Jurafaltung. – *Eclogae geol. Helv.* 54/1, 221–281.
- (1965): Ein kinematisches Modell der Jurafaltung. – *Eclogae geol. Helv.* 58/1, 231–318.
- (1970): Grundsätzliches zur Tektonik des Rheingraben. – In: ILLIES, J. H. & MÜLLER, St. (Eds.): *Graben Problems* (p. 79–87). – Schweizerbart, Stuttgart.

- LAUBSCHER, H.P. (1971): Das Problem der Rheintalflexur und Tafeljura. – *Eclogae geol. Helv.* 64/1, 157–162.
- (1972): Some overall aspects of Jura dynamics. – *Amer. J. Sci.* 272, 293–304.
- (1977): Fold Development in the Jura. – *Tectonophysics* 37, 337–362.
- (1980): Die Entwicklung des Faltenjuras – Daten und Vorstellungen. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 160/3, 289–320.
- (1982): Die Südostecke des Rheingrabens – ein kinematisches und dynamisches Problem. – *Eclogae geol. Helv.* 75/1, 101–116.
- LEMCKE, K. (1976): Übertiefe Grundwässer im süddeutschen Alpenvorland. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 42/103, 9–18.
- LINIGER, H. (1967). Pliozän und Tektonik des Jura gebirges. – *Eclogae geol. Helv.* 60/2, 407–490.
- LUTZ, M. (1964): Stratigraphische und tektonische Untersuchungen am südwestlichen Schwarzwaldrand zwischen Wiesental und Hochrhein. – *Oberrh. geol. Abh.* 13, 75–122.
- MÄLZER, H. (1967): Untersuchungen von Präzisionsnivelements im Oberrheingraben von Rastatt bis Basel im Hinblick auf relative Erdkrustenbewegungen. – *Dtsch. geodät. Komm., bayer. Akad. Wiss. (B)*, 138.
- MÄLZER, H. & STROBEL, A. (1974): Nivellements und vertikale Krustenbewegungen im Bereich des südlichen Oberrheingrabens. – In: ILLIES, J.H. & FUCHS, K. (Eds.): *Approaches to Taphrogenesis* (p. 88–94). – Schweizerbart, Stuttgart.
- MERKI, P. (1961): Der Obere Muschelkalk im östlichen Schweizer Jura. – *Eclogae geol. Helv.* 54/1, 137–219.
- METZ, R. (1980): Geologische Landeskunde des Hotzenwaldes. – Moritz Schauenburg, Lahr.
- METZ, R. & REIN, G. (1958): Geologisch-petrographische Übersichtskarte des Südschwarzwaldes 1:50000, mit Erläuterungen. – Moritz Schauenburg, Lahr.
- MORNOD, L., BERTRAND, J. & BARRAUD, J.-P. (1970): Construction du premier puits à grand diamètre dans le karst jurassien suisse, à Moutier. – *Gaz/Eaux/Eaux usées* 50/10, 279–287.
- MÜHLBERG, F. (1893): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in das Gebiet der Verwerfungen, Überschiebungen und Überschiebungsklippen im Basler und Solothurner Jura vom 7.–10. Sept. 1892. – *Eclogae geol. Helv.* 3, 413–522.
- ORTLAM, D. (1974): Inhalt und Bedeutung fossiler Bodenkomplexe in Perm und Trias von Mitteleuropa. – *Geol. Rdsch.* 63/3, 850–884.
- PAVONI, N. (1977): Erdbeben im Gebiet der Schweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 70/2, 351–370.
- PETERS, T. (1962): Tonmineralogische Untersuchungen an Opalinuston und einem Oxfordienprofil im Schweizer Jura. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 42/2, 359–380.
- RÖGEL, F. & STEININGER, F.F. (1983): Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. – *Ann. nathist. Mus. Wien* 85/A, 135–163.
- RYBACH, L. (1981): Nutzungsmöglichkeiten geothermischer Energie in der Region Basel. – *Verh. natf. Ges. Basel* 92, 55–62.
- (1982): Die geothermischen Verhältnisse in der Schweiz. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 48/115, 23–34.
- RYBACH, L. & BÜCHI, U.P. (1981): Geothermische Datensynthese der Schweiz. – *Schriftenr. Bundesamt für Energiewirtschaft* 26.
- RYF, W. (1984): Thermalwasserbohrung 1983 Engerfeld, Rheinfelden. – *Rheinfelder Njbl.* 40, 43–52.
- SANFORD, A.R. (1959): Analytical and Experimental Study of Simple Geologic Structures. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 70, 19–52.
- SAUER, K. (1965): Die Freiburger Thermalwasserbohrung und ihre Geschichte. – *Freiburger Jahreszeiten* 2, 67–71.
- (1969): Die Wiedergewinnung der durch Kraftwerksbaumaßnahmen versiegten Natrium-Chlorid-Therme von Säckingen (Hochrhein), Baden-Württemberg. – *Heilbad und Kurort* 21, 2–12.
- (1971): Herkunft und Zusammensetzung der Bad Krozinger Thermalsäuerlinge. – *Thermalbad GmbH, Bad Krozingen*, 16–24.
- (1981): Erschließungsgeschichte und erdgeschichtliche Voraussetzungen der Bad Bellingner Therme. – *Bad Bellingens Therme, Selbstverl. Bade- und Kurverw. GmbH Bad Bellingen*, 9–23.
- SCHAD, A., SÖLL, H. & WITTMANN, O. (1955): Ergebnisse von Bohrungen im Tertiärhügelland zwischen Müllheim und Istein im badischen Oberland. – *Jh. geol. Landesamt Bad.-Württemb.* 1, 300–360.
- SCHMASSMANN, H. (1945): Stratigraphie des mittleren Doggers der Nordschweiz. – *Tätber. natf. Ges. Basell.* 14, 13–180.
- (1970): Die Grundwasservorkommen im oberen Muschelkalk des Kantons Basellandschaft. – *Gas/Wasser/Abwasser* 50/4.
- (1977): Die Mineral- und Thermalwässer von Bad Lostorf. – *Mitt. natf. Ges. Kt. Solothurn* 27, 149–290.
- 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, 12–117.
- SCHMIDT, C., BRAUN, L., MÜHLBERG, M., CHRIST, P. & JACOB, F. (1924): Die Bohrungen von Buix bei Pruntrut und Allschwil bei Basel. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 10.
- SCHNEIDER, A. (1960): Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt Porrentruy. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 109.
- SCHWANDER, M. (1979): Die Geologie des Gebietes Waldenburg-Wasserfallen. – *Unpubl. Diplomarb. geol.-paläont. Inst. Univ. Basel*.
- STELLRECHT, R. (1963): Zur Stratigraphie und Tektonik der Weitenauer Vorberge am Südostende des Oberrheingrabens. – *Oberrh. geol. Abh.* 12, 119–127.
- STRAYLE, G., VILLIGER, E. & WERNER, J. (1983): Erfahrungen bei Geothermie-Bohrungen in Oberschwaben. – *SIA-Dokumentation* 59, 95–103.
- SUTER, H. (1924): Zur Petrographie des Grundgebirges von Laufenburg und Umgebung. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 4, 89–336.
- SUTER, R. (1915): Geologie der Umgebung von Maisprach (Schweizerischer Tafeljura). – *Verh. natf. Ges. Basel* 26, 9–65.
- VÖGTLI, B. (1981): Die Geologie des Gebietes zwischen Rehhag und Chräiegg-Ankenballen. – *Unpubl. Diplomarb. geol.-paläont. Inst. Univ. Basel*.
- VONDERSCHMITT, L. (1942): Die geologischen Ergebnisse der Bohrungen von Hirtzbach bei Altkirch (Ober-Elsass). – *Eclogae geol. Helv.* 35/1, 67–99.
- VUATAZ, F.-D. (1982): Hydrogéologie, Géochimie et Géothermie des Eaux thermales de Suisses et des Régions alpines limitrophes. – *Matér. Géol. Suisse, Hydrol.* 29.
- WALGENWITZ, F., MAGET, PH., TIETZE, R. & NEEB, I. (1979): Geothermische Synthese des Oberrheingrabens (Bestandesaufnahme). – *Serv. géol. rég. Alsace / Geol. Landesamt Bad.-Württemb.*
- WILDI, W. (1975): Die Mettaufer Überschiebung im Aargauischen Tafeljura (Nordschweiz). – *Eclogae geol. Helv.* 68/3, 483–489.
- WITTMANN, O. (1951): Zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte der Meeressandbildungen entlang der Rheintalflexur bei Lörrach. – *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.]* 33, 44–77.
- (1957): Geologie der Lörracher Flexurschollen. – *Jh. geol. Landesamt Bad.-Württemb.* 2, 219–289.
- (1965): Geologische und geomorphologische Untersuchungen am Tüllinger Berg bei Lörrach. – *Jh. geol. Landesamt Bad.-Württemb.* 7, 513–552.

- (1966): Geologie, Morphologie und Hydrologie der Umgegend von Istein. – In: SCHÄFER, H. & WITTMANN, O.: Der Isteiner Klotz. – Rombach, Freiburg i. Br.
- (1969): Tektonik des südlichen Oberrheingrabens und seines Rahmens. – Z. dtsh. geol. Ges. 121, 61–65.
- (1978): Neue Beobachtungen in den Lörracher Flexurschollen. – Jh. geol. Landesamt Bad.-Württemb. 20, 101–124.

ZIEGLER, M., HAUBER, L. & LAUBSCHER, H. (1960): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft durch den Aargauer und Basler Jura vom 26. bis 28. September 1960. – Eclogae geol. Helv. 53/2, 679–690.

ZÖBELEIN, H.K. (1983): Die Vorlandmolasse bei Günzburg a.d. Donau und Heggbach bei Biberach a.d. Riss im Rahmen des süddeutschen Jungtertiärs. – Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 23, 151–187.

Geologische Karten

Geologische Karte der Schweiz 1:500 000 (2. Aufl.), 1980

Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000 (2. Aufl.), 1980

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000:

- Blatt 3: Laufen–Bretzwil–Erschwil–Mümliswil, 1936, mit Erläuterungen
- Blatt 49: Rodersdorf, 1965, mit Erläuterungen
- Blatt 59: Basel, 1970, mit Erläuterungen
- Blatt 80: Arlesheim, 1984 (Erläuterungen in Vorb.)

Geologische Spezialkarten:

- Nr. 49: Geologische Karte des Blauenberges südlich Basel 1:25 000, 1908, mit Erläuterungen
- Nr. 73: Geologische Karte des Hauensteingebietes 1:25 000, 1915, mit Erläuterungen
- Nr. 77: Geologische Karte von Basel. Erster Teil: Gempfenplateau und unteres Birstal 1:25 000, 1916, mit Erläuterungen
- Nr. 121: Geologische Karte der Zentralen Nordschweiz 1:100 000, 1984, mit Erläuterungen

Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:100 000:

- Blatt Bözberg–Beromünster, 1972, mit Erläuterungen

Carte géologique de la France 1:80 000:

- Feuille 115: Ferrette (2e éd.), 1970, avec Notice explicative

Carte géologique de la France 1:50 000:

- Feuille 445: Altkirch–Huningue, 1958, avec Notice explicative
- Feuille 476: Ferrette (2e éd.), 1973, avec Notice explicative

Carte hydrogéologique de la France 1:50 000:

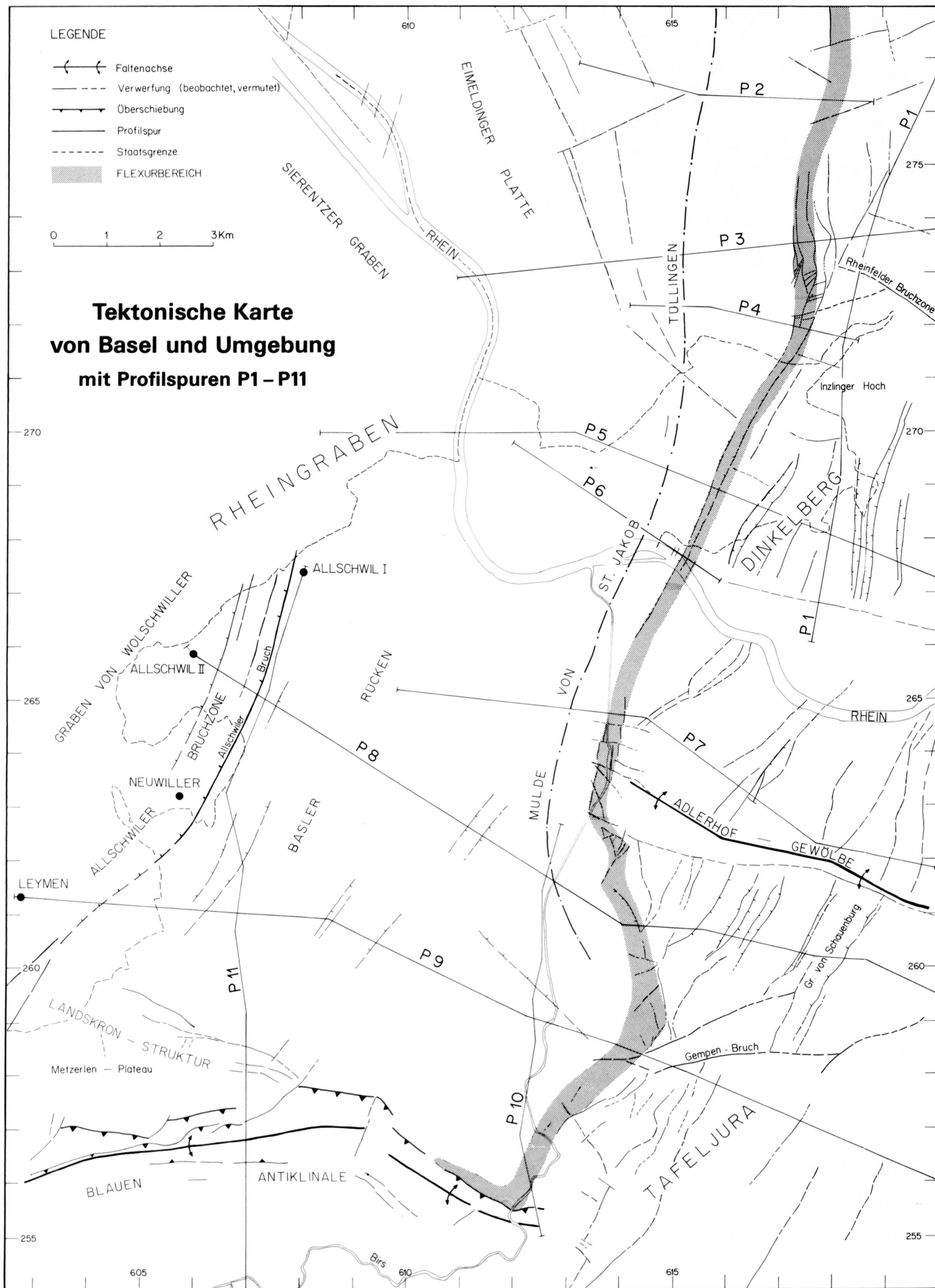
- Feuille 445: Altkirch, 1967

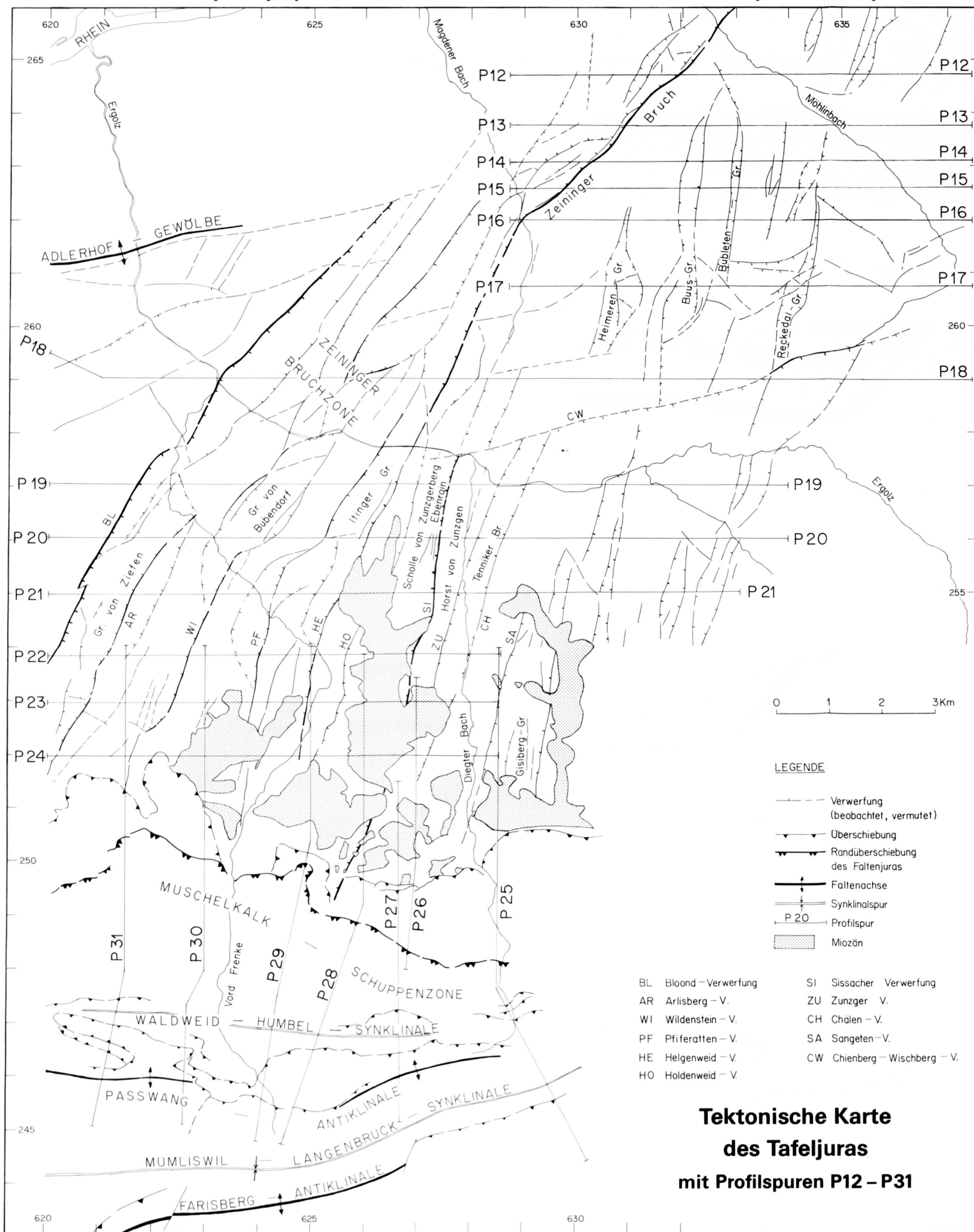
Geologische Spezialkarte von Baden 1:25 000:

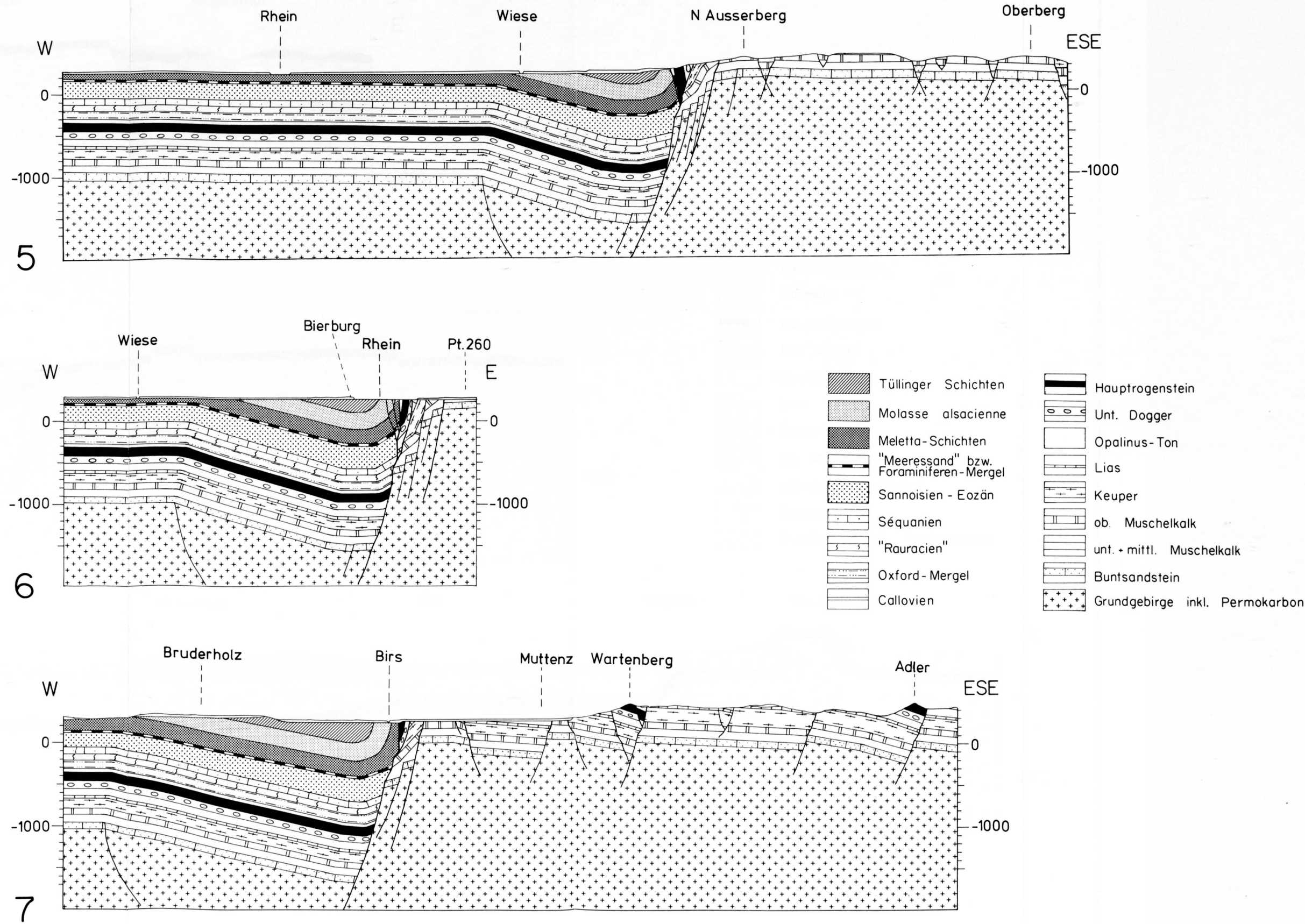
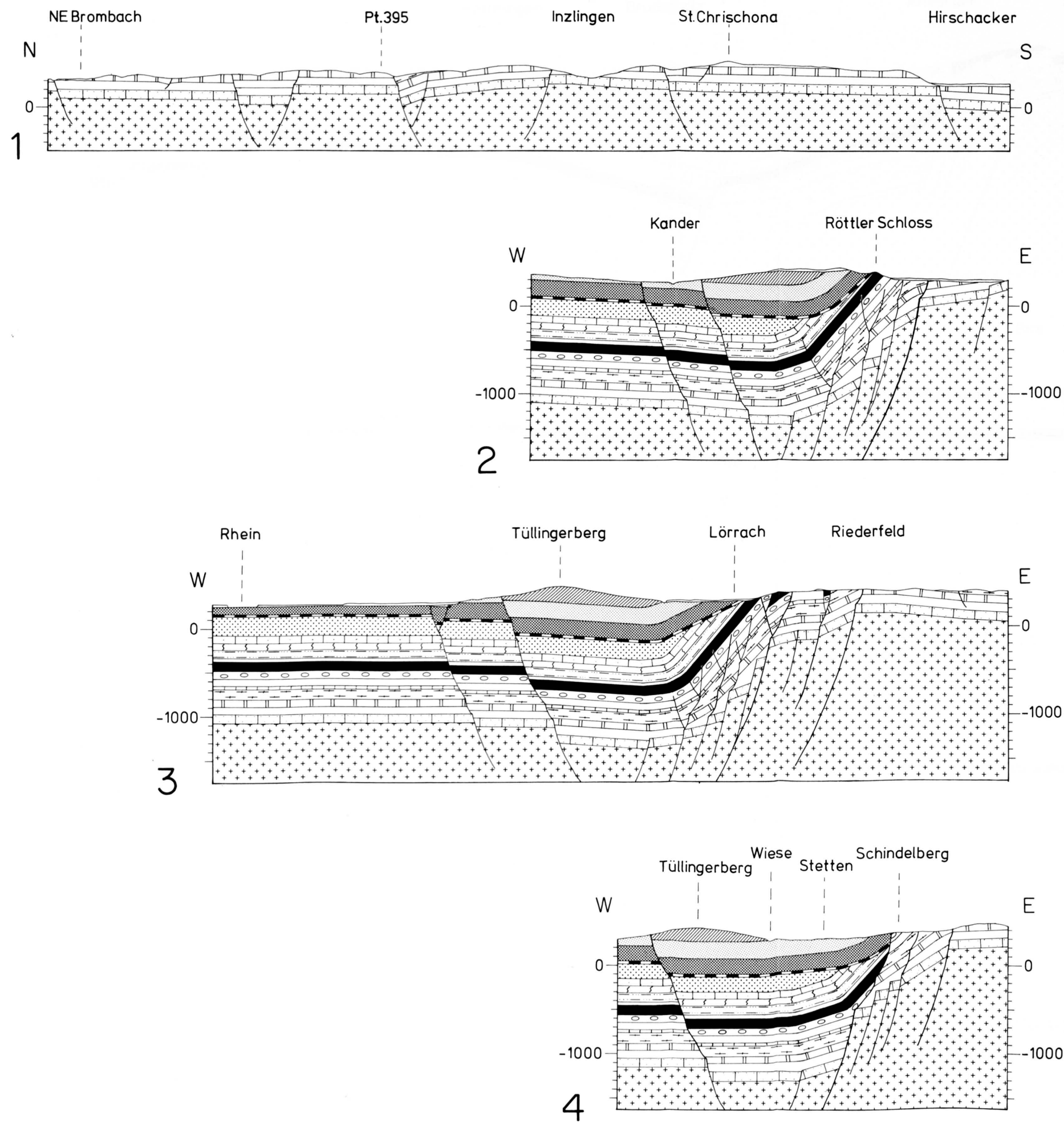
- Nr. 152: Lörrach, 1952, mit Erläuterungen

Hydrogeologische Karte von Baden-Württemberg 1:50 000:

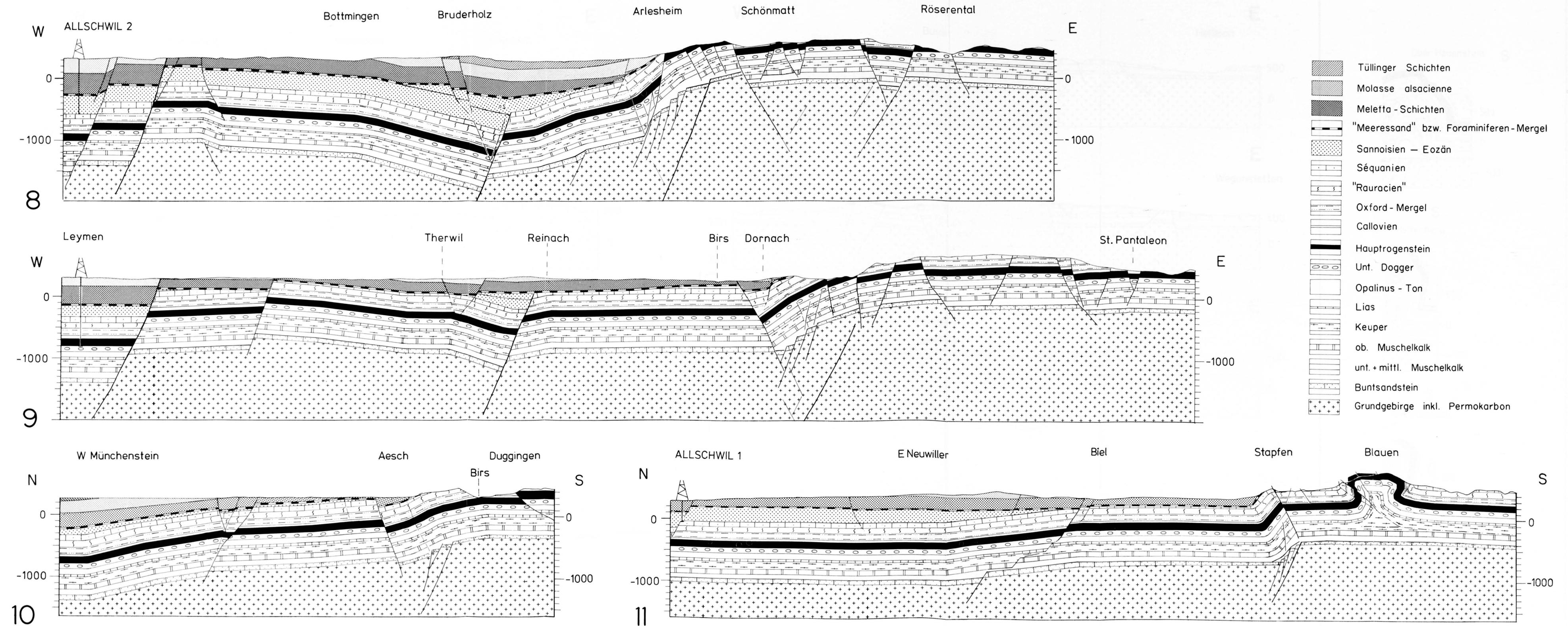
- Dinkelberg–Hochrhein, 1975, mit Erläuterungen



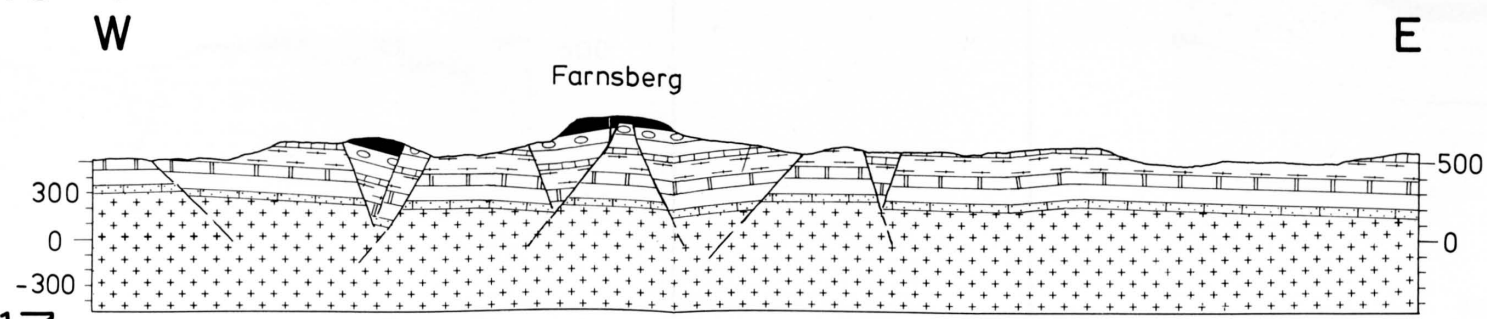
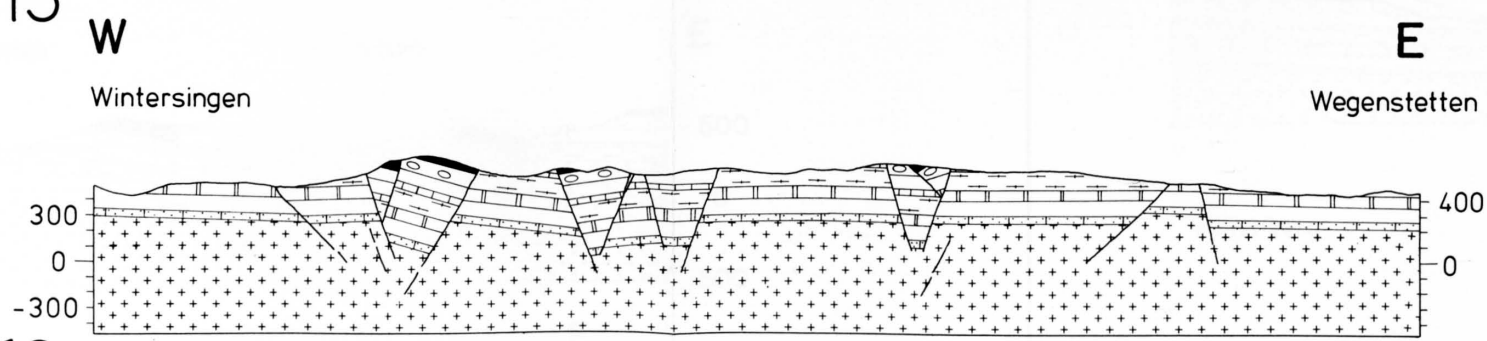
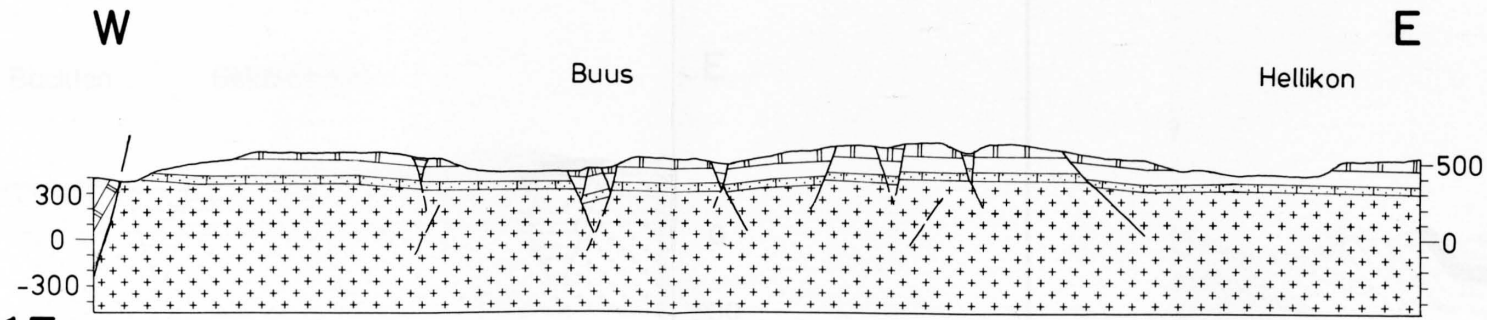
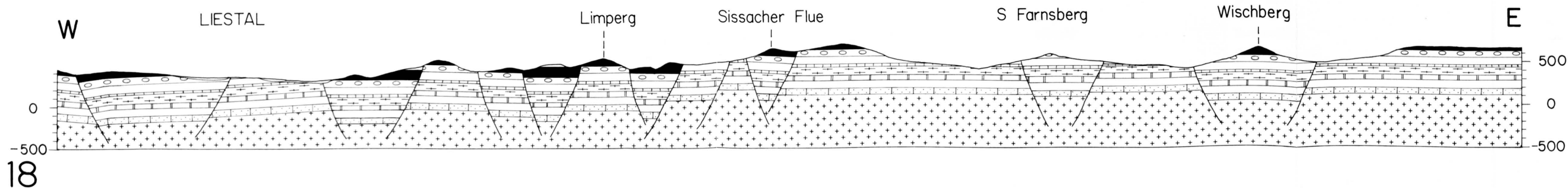
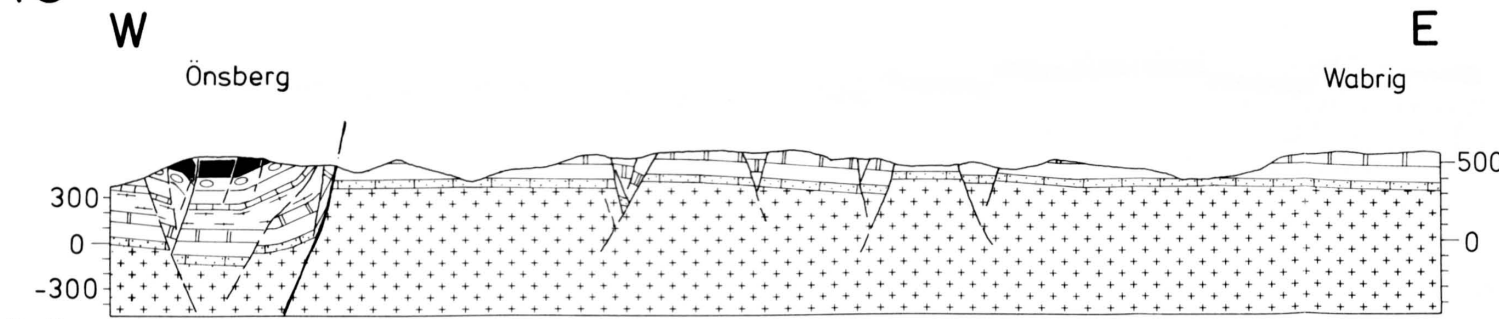
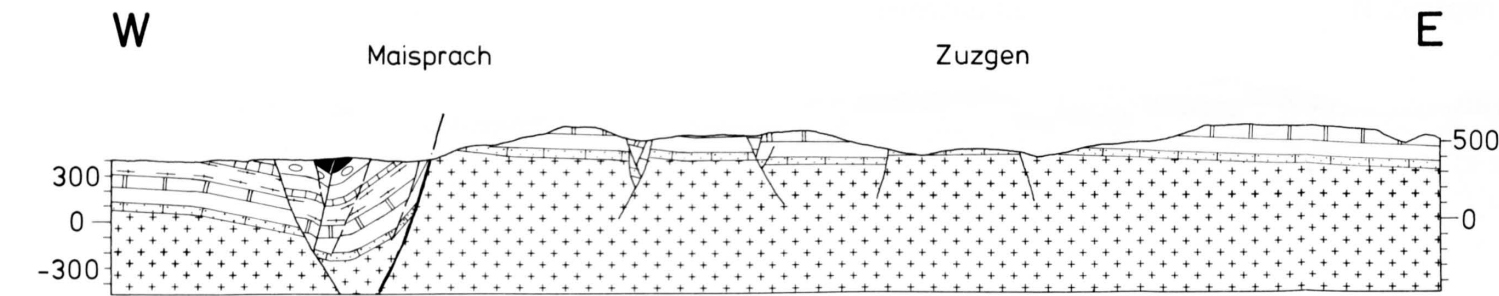
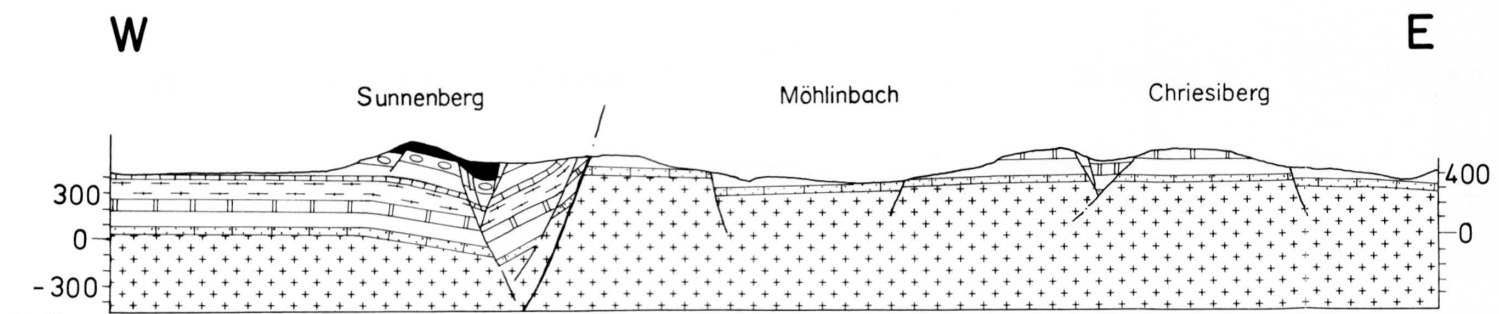




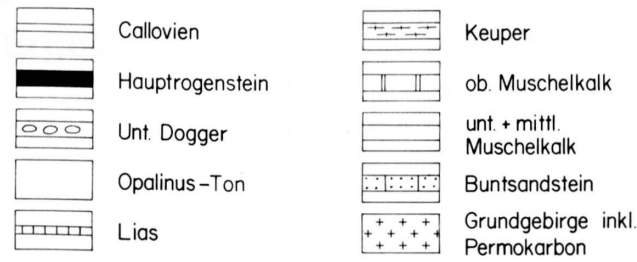
Geologische Profile P1 – P7
durch die Rheintalflexur zwischen Lörrach und Münchenstein

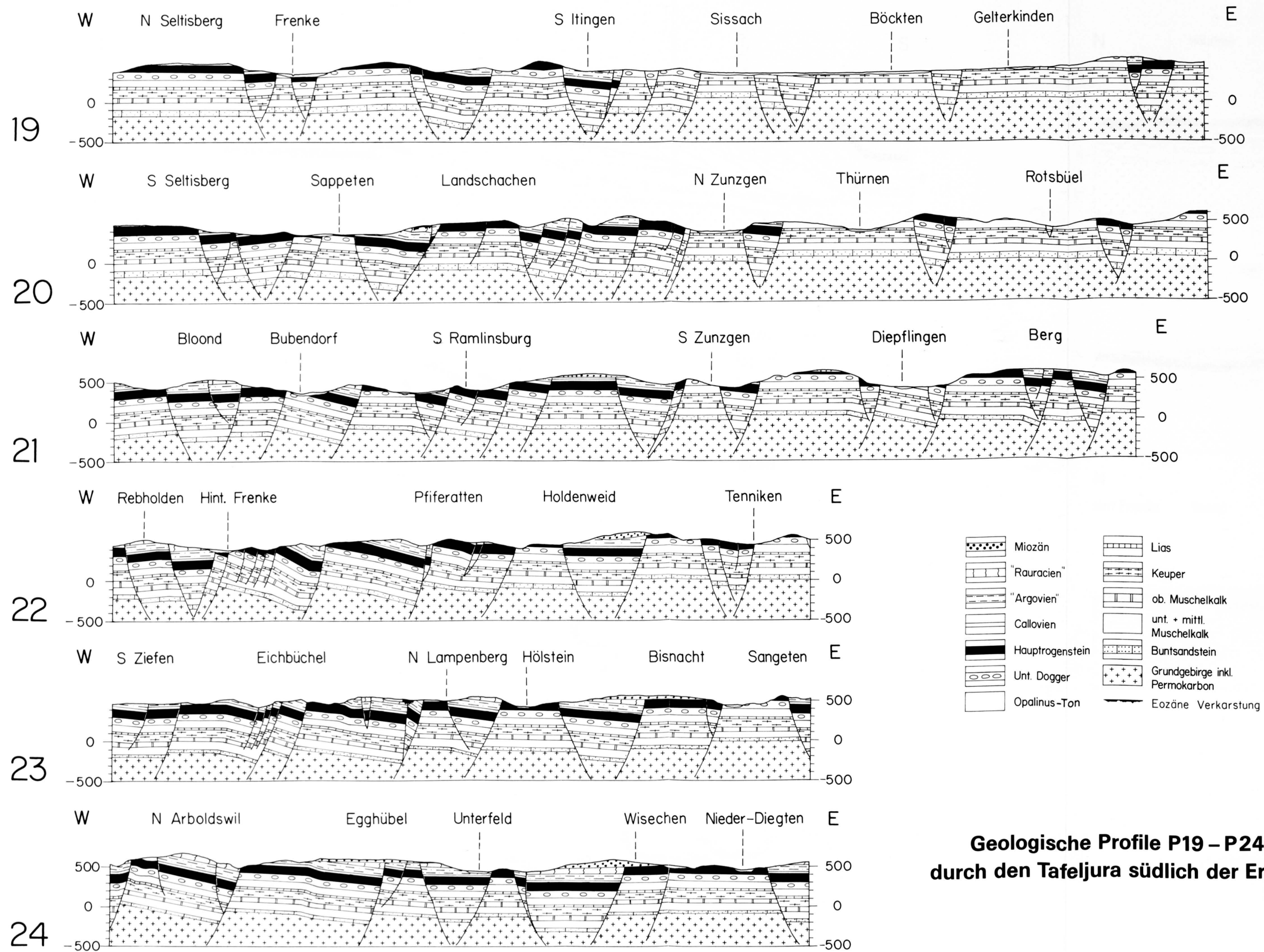


Geologische Profile P8 – P11
 durch den Rheingrabenrand südlich und südöstlich von Basel

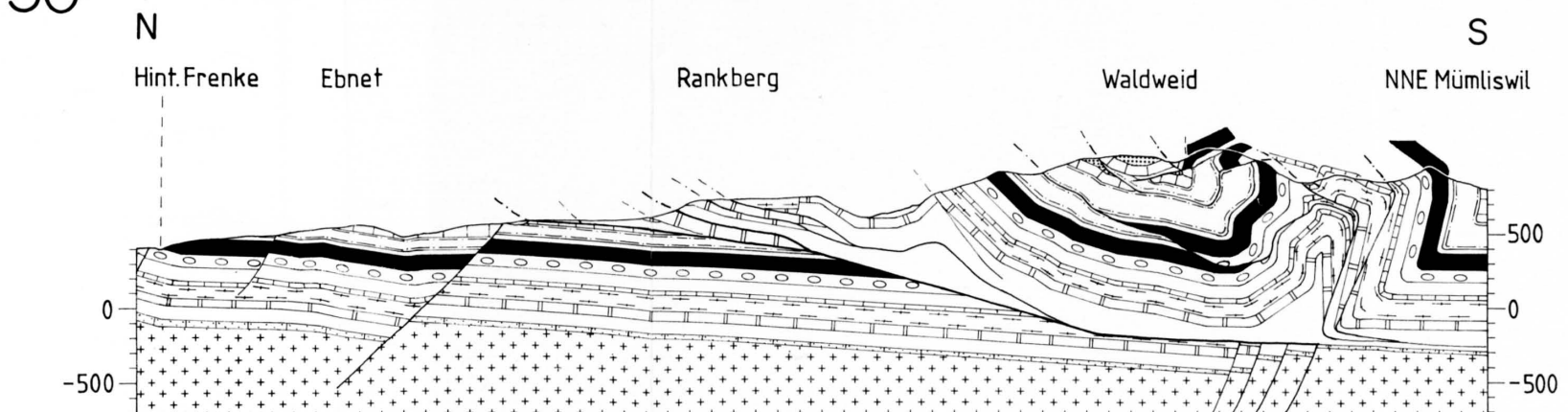
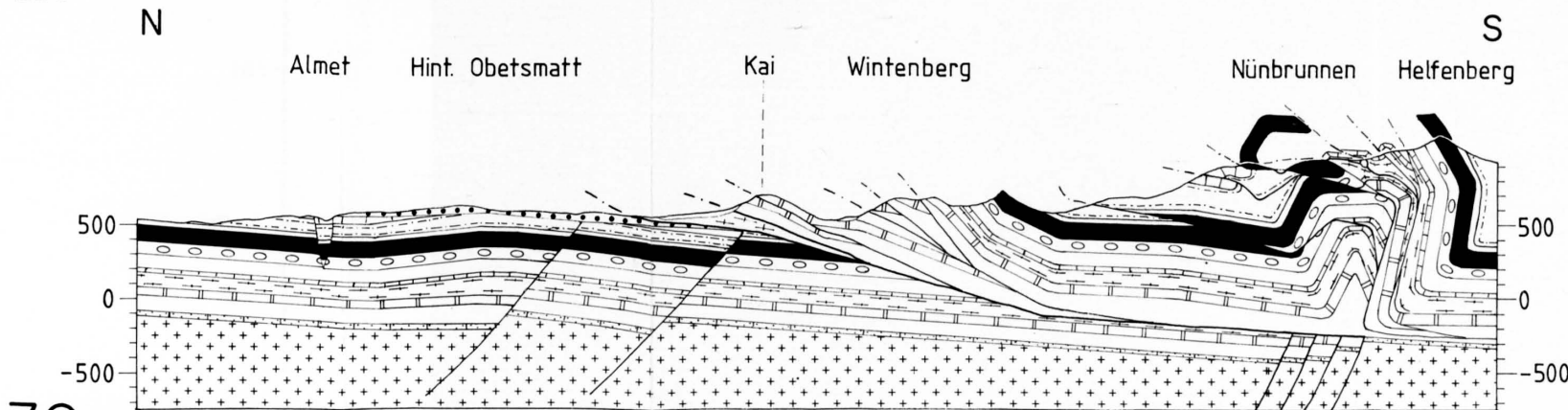
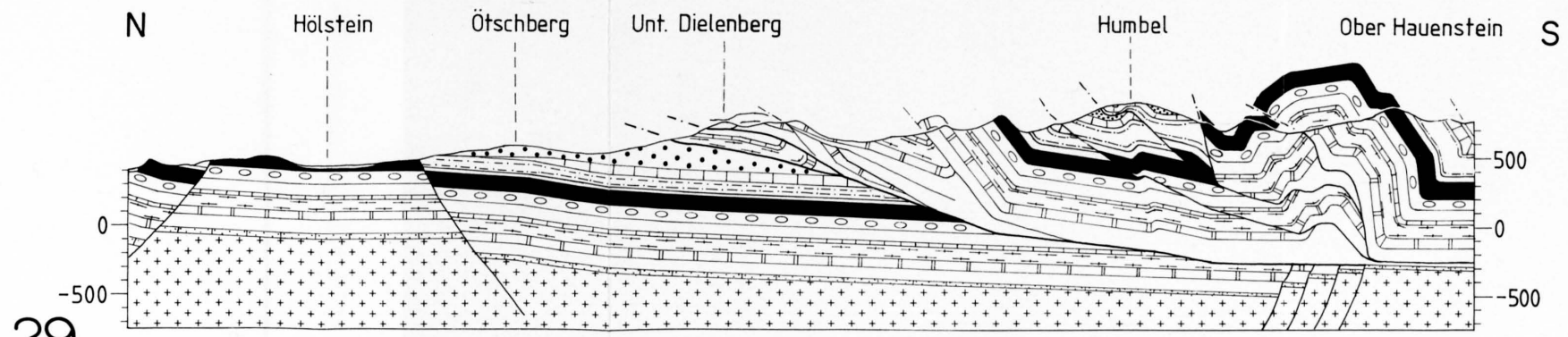
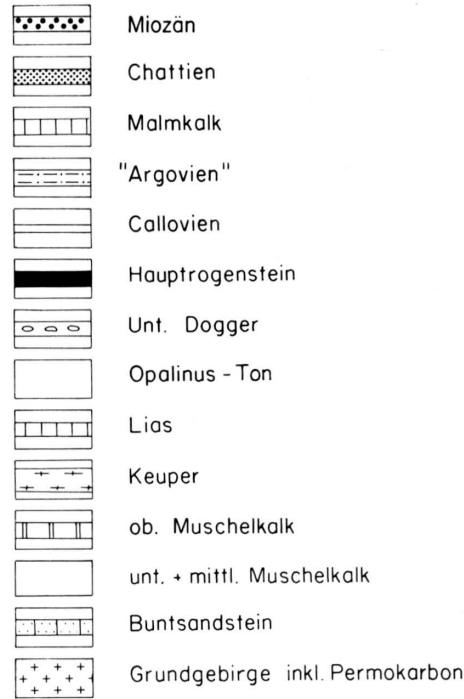
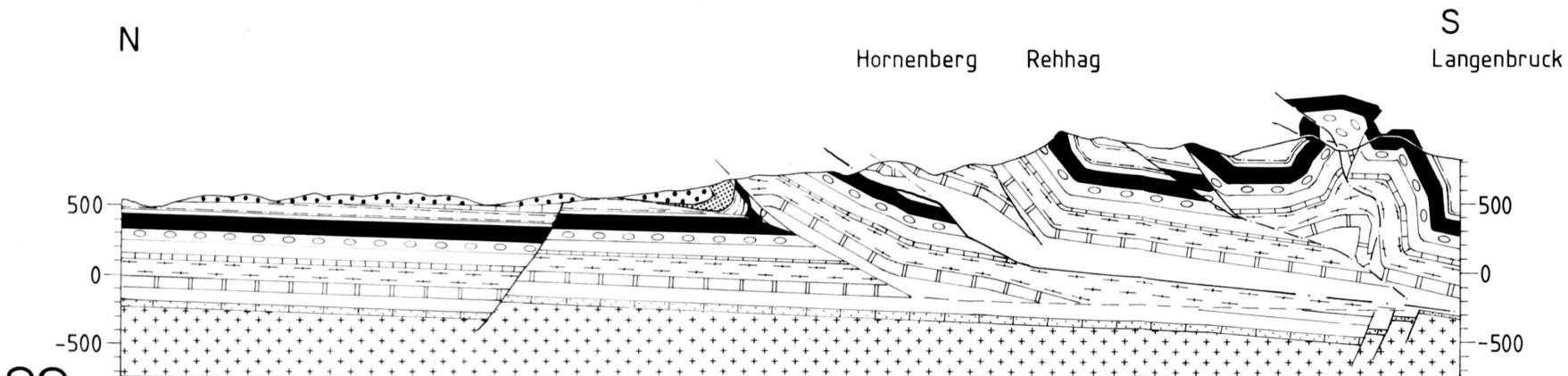
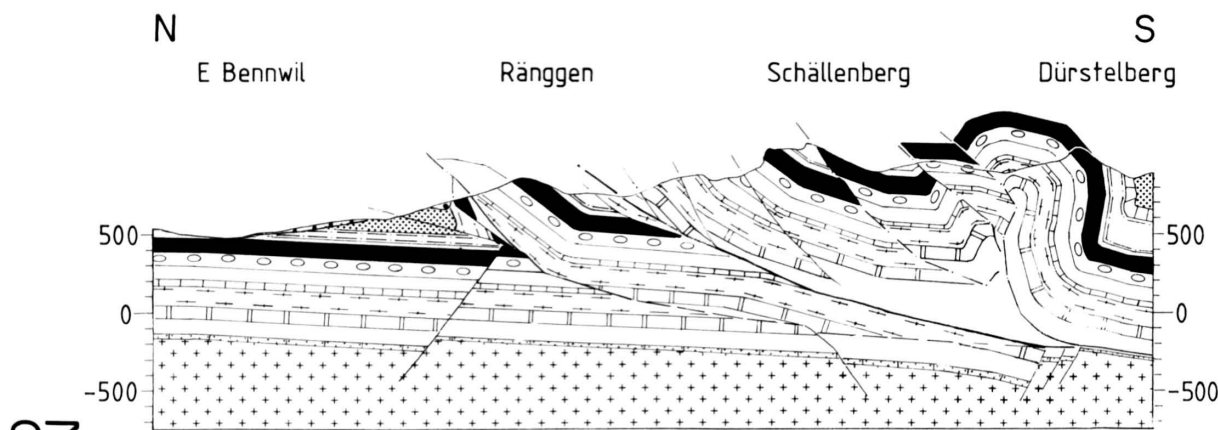
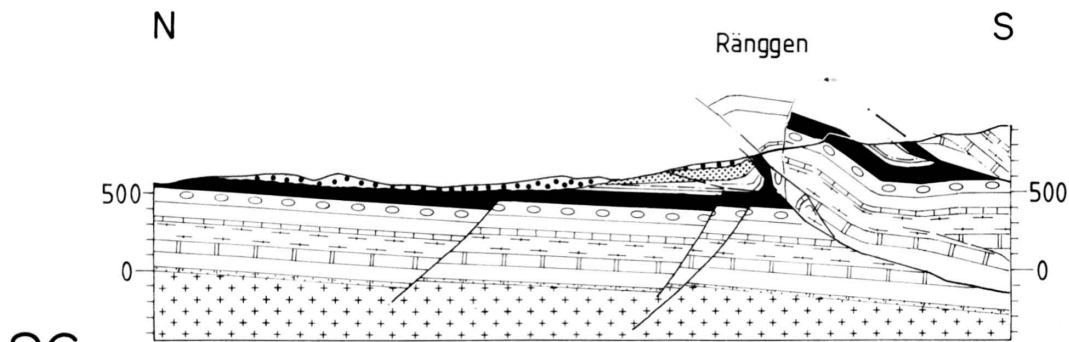
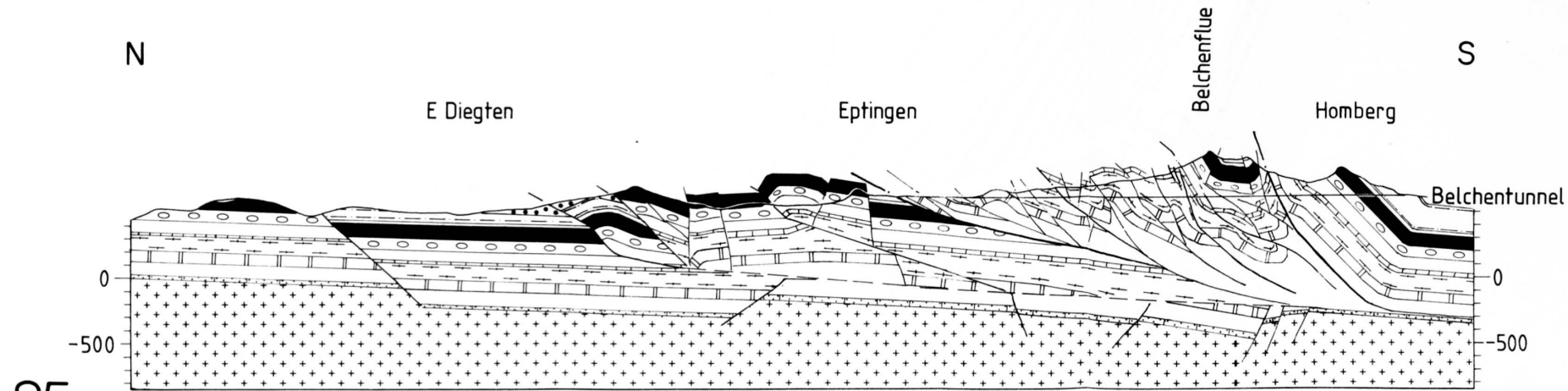


Geologische Profile P12 – P18
durch den Tafeljura nördlich der Ergolz

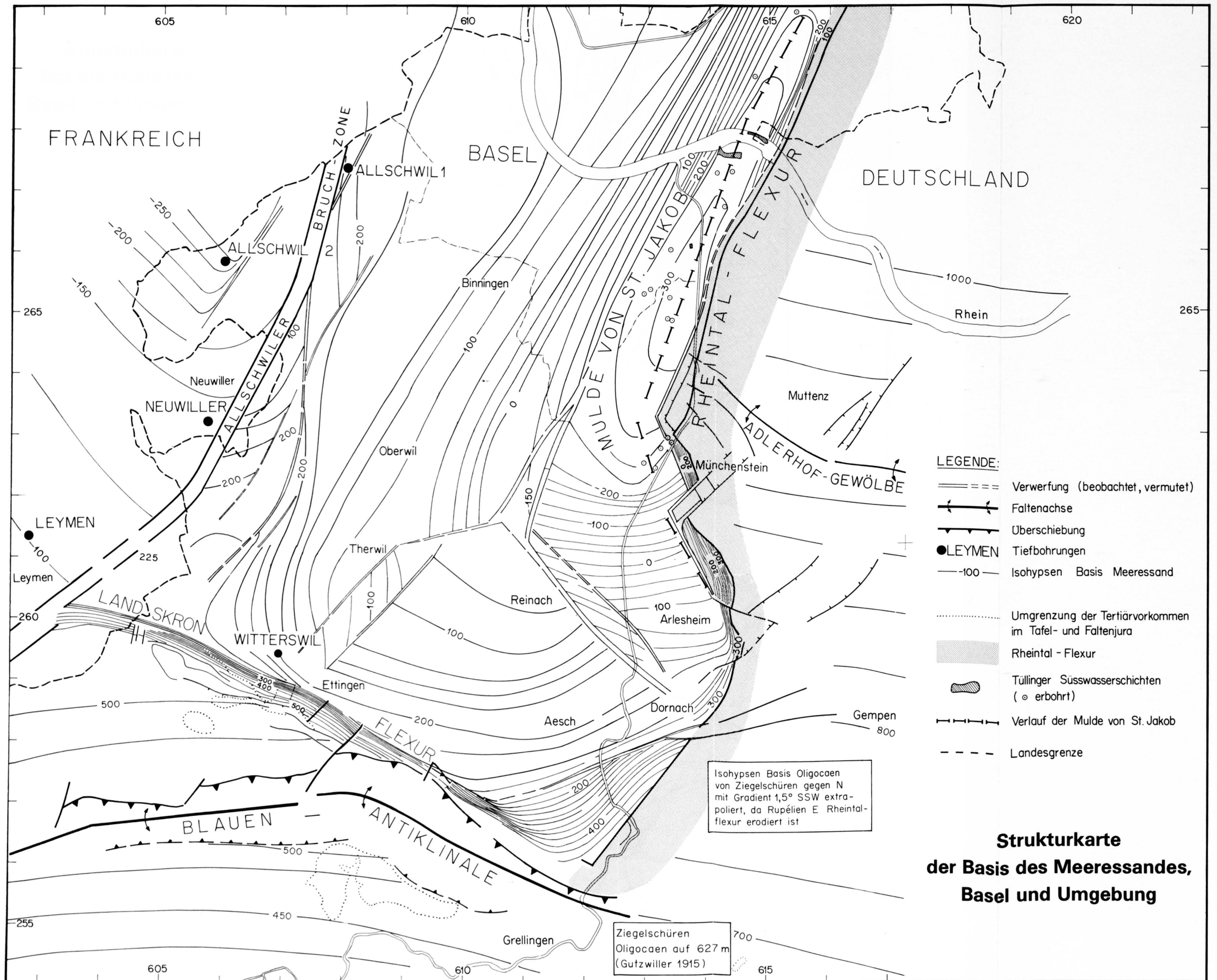




Geologische Profile P19 – P24
durch den Tafeljura südlich der Ergolz



**Geologische Profile P25 – P31
durch das Grenzgebiet von Tafel- und Faltenjura
zwischen Reigoldswil und Eptingen**



Strukturkarte Top Buntsandstein, Basel und Umgebung

LEGENDE

- ==== Verwerfung (beobachtet, vermutet)
- ↔↔↔↔ Faltenachse
- 100— Isohypse Top Buntsandstein
Tiefenangabe in m ü.M.
- LEYMEN Tiefbohrungen
- Bruchfeld der Rheintal-Flexur
- - - - Landesgrenze
- · - · - Kantonsgrenze

