

Der Ostrand des Laufenbeckens und der Knoten von Grellingen : die verwickelte Begegnung von Rheingraben und Jura

Autor(en): **Laubscher, Hans**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **91 (1998)**

Heft 2

PDF erstellt am: **22.05.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-168423>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Der Ostrand des Laufenbeckens und der Knoten von Grellingen: Die verwickelte Begegnung von Rheingraben und Jura

HANS LAUBSCHER

Key words: Rhine graben, Jura, décollement, cinematic, tectonic knots

ZUSAMMENFASSUNG

Die Südostecke des Rheingrabens südlich Basel enthält wichtige Elemente für die Entzifferung der Entwicklung des Rheingrabens und seine Beziehung zu den Alpen. Von besonderer Bedeutung ist dabei, dass manche dieser Elemente datiert werden können mit Hilfe von Sedimenten, die vom oberen Eozän bis zum mittleren Miozän reichen. Zur Domäne der Frühstadien des Rheingrabens gehören obereozäne bis unteroligozäne schmale Gräben, besonders der Graben von Hochwald-Roderisweid-Lenen, die ausserhalb des obereozän-unteroligozänen südlichen Rheingrabens (Gräben von Dannemarie und Sierentz) in einer Art «frühtertiärem Tafeljura» lagen. Die hauptsächlichliche Ein-senkung des Grabens südlich von Basel erfolgte namentlich an Flexuren vom mittleren Oligozän an und war besonders aktiv an der Oligozän-Miozängrenze. Besonders aufschlussreich ist der Ostrand des Laufenbeckens. Dieses Becken gehörte im Obereozän-Unteroligozän noch zum frühtertiären Tafeljura. Es begann sich erst im mittleren Oligozän einzusenken und zwar an einer schwachen NS-streichenden Flexur an seinem Ostrand (Schällflexur). Diese Flexur wird schief geschnitten durch den frühtertiären Halbgraben von Roderisweid-Lenen, der diskordant zuerst von oberoligozänen, dann von mittel-miozänen Sedimenten bedeckt ist. Alle diese Sedimente wurden von der epidermalen Jurafaltung erfasst; sie sind aber auch noch an der tiefwurzelnden Schällflexur verstellt. Für die Jurafaltung war die Schällflexur eine wichtige Randbedingung. Auf ihrer Ostseite entstanden mehrere kleine Falten, während das Laufenbecken ungefaltete blieb. Flexuren und Falten verknöteten sich im Birsdurchbruch von Grellingen (Knoten von Grellingen). Die Beziehung der verschiedenen Elemente dieses Knotens ist wesentlich für die alte Frage, ob und wie sich die Rheintalflexur in den Jura hinein fortsetzt. Die Schällflexur ist eine Art Fortsetzung der Rheintalflexur im Süden der ESE-streichenden Flexuren der Landskron und des Wisig, allerdings etwas nach W versetzt. Die miozänen Verstellungen an der Schällflexur korrelieren am besten mit den Diskordanzen an der Basis der OMM und an der Basis der OSM. Diese wiederum können mindestens zeitlich den lithosphärischen Vorland-schwellen der Helvetischen und der Jura-Phase der alpinen Gebirgsbildung zugeordnet werden.

ABSTRACT

The southeastern corner of the Rhine graben south of Basel contains several elements important for the deciphering of the history of the graben and its relation to the Alps. Of particular importance is the fact that these elements may be dated as there are sediments ranging from the late Eocene to the middle Miocene. The early stages of the Rhine graben are represented by narrow grabens of late Eocene to early Oligocene age, in particular the graben zone of Hochwald-Roderisweid-Lenen, which developed outside the coeval southern Rhine graben (grabens of Dannemarie and Sierentz) in what may be called an «early Tertiary Tabular Jura». The main phase of graben development south of Basel took place mainly along flexures from the middle Oligocene on and lasted till the Oligo-Miocene boundary. Particularly informative is the eastern margin of the Laufen basin. This basin was part of the early Tertiary Tabular Jura. Its subsidence along a gentle NS striking flexure (Schäll flexure) did not begin before the middle Oligocene. It crosses obliquely the early Tertiary graben zone of Hochwald-Roderisweid-Lenen, which is covered unconformably by late Oligocene sediments. These in turn are overlain unconformably by middle Miocene fluvial deposits. All of these sediments were fully implied in the thin-skinned late Miocene Jura folds and thrusts. However, some post-middle Miocene reactivation of the deeprooted Schäll flexure took place also. For the late Miocene thin-skinned structures the Schäll flexure, though gentle, was an important lateral obstacle. On its eastern side several small folds developed whereas the Laufen basin remained unfolded. Flexures and folds together combined into a kind of tectonic knot near the village of Grellingen, where the Birs river had to dig its valley across these barriers (knot of Grellingen). The mutual relation of the various elements of this knot is essential for the solution of the old problem of whether, where and how the Rhine graben flexure penetrated into the Jura. It turns out that the Schäll flexure is a continuation of sorts of the Rhinegraben flexure south of the join Rhinegraben flexure-Landskron flexure, although slightly displaced to the west. The Miocene and later reactivations of the Schäll flexure may be correlated with the unconformities at the base of the Upper Marine Molasse and the Upper Freshwater Molasse. These in turn are temporally if not causally related to the development of the lithospheric forebulges of the Helvetic and Jura phases, resp., of Alpine orogeny.

Einleitung

Der Reisende, der von Basel aus dem Birstal in Richtung Süden folgt, sieht zu seiner Rechten die niedrige Hügellandschaft des südlichen Rheingrabens, zu seiner Linken die Rheintalflexur, an der sich der Tafeljura emporhebt, und gera-

deaus die Flexur der Landskronkette und die Falten des Blauen, der Eggflue und des Wisig (Fig. 1–3). Diese Elemente vereinigen sich dort, wo die Birs die Klus von Angenstein-Grellingen durchbricht. Man findet an dieser Stelle einen eigentlichen

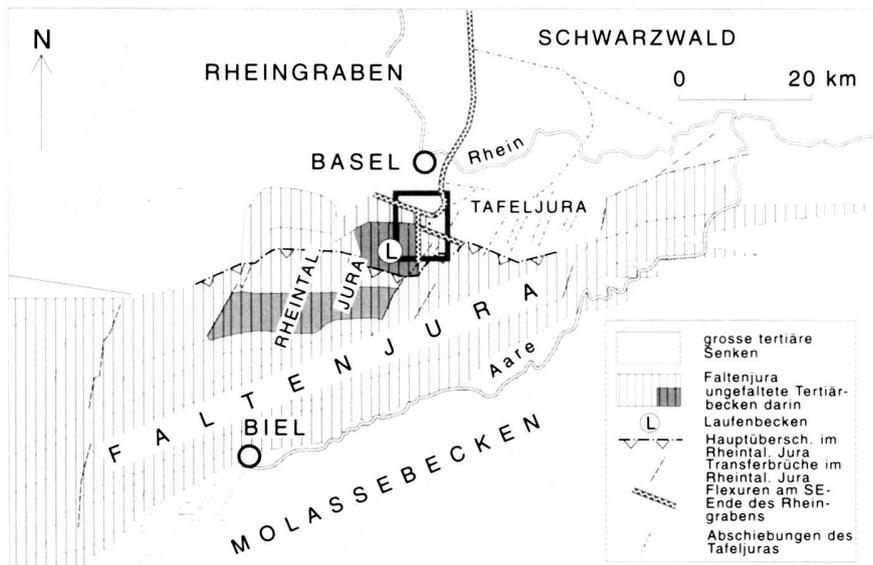


Fig. 1. Tektonische Lage des Laufenbeckens und des Gebirgsknotens von Grellingen (grau umrahmtes Rechteck).

tektonischen Knoten, den ich als «Knoten von Grellingen» bezeichnen möchte (Fig. 3). Etwas weiter flussaufwärts, beim Chessiloch (Fig. 2), durchbricht die Birs einen weiteren Felsriegel, der oft dem Südschenkel der Eggfluefalte zugeschrieben wird, der aber, wie sich bei meiner Neukartierung gezeigt hat, das Nordende einer Flexur ist, die in diesem Artikel als «Schällflexur» bezeichnet wird (Fig. 3). Sie bildet den eigentlichen Ostrand des Laufenbeckens, in das man nun eintritt, und ist ein weiteres Element des Knotens von Grellingen.

Diese landschaftlichen und geologischen Besonderheiten vor den Toren Basels haben natürlich seit alters die Neugierde der Basler Geologen auf sich gezogen. So ist es nicht zu verwundern, dass eine ganze Reihe von Arbeiten sich mit dem einen oder andern Teil des Knotens von Grellingen befassen und gewöhnlich auch Gedanken über die regionalen Zusammenhänge wagen (z. B. Gutzwiller & Greppin 1916, Buxtorf & Koch 1920, Koch 1923, Bitterli 1945, Bitterli-Brunner et al. 1984, Bitterli-Brunner & Fischer 1988, Gürler et al. 1987; vgl. auch Laubscher 1965, 1981, 1982). Ich selbst habe die Gegend seit Jahrzehnten immer wieder begangen, aber erst meine Neukartierung von Landeskartenblatt Passwang erlaubt mir nun, im einzelnen konkret auf die tektonischen Zusammenhänge dieses Gebietes einzugehen. Der Anstoss dafür kam von Süden, vom Gebiet von Roderis-Fehren-Breitenbach aus (Fig. 2; LK 1087 Passwang). Dort ist eine Art Miniaturtektonik kartierbar, die so interessant ist, dass man nicht umhin kann, sie in alle Richtungen auszuweiten. Sie erweist sich als wichtig sowohl für die Entwicklung des Rheingrabens als auch der Jura-faltung. Darüber hinaus ist sie von allgemeinem Interesse für Probleme der Reaktivierung ererbter Strukturen und die Tektonik von Transferzonen.

Ich möchte in diesem Artikel nach einer kurzen Einführung in die Tertiärstratigraphie des Laufenbeckens

zunächst auf diese Miniaturtektonik und ihre Implikationen eingehen und dann eine neue Sicht der Tektonik des Knotens von Grellingen vorstellen. Zuletzt sollen auch noch allgemeine Schlussfolgerungen gezogen werden.

Das Tertiär des Laufenbeckens

Im Rahmen dieses Artikels spielt die Stratigraphie nur insofern eine Rolle, als sie hilft, die Entstehungsgeschichte des Knotens von Grellingen abzuklären. Von Bedeutung sind also nur die tertiären Sedimente, ihre Ausbildung und die Schichtlücken und Diskordanzen. Sie sind in Figur 4 zusammengestellt. Für eine summarische Darstellung der mesozoischen Stratigraphie mögen die Angaben am Rande von Profil b der Figur 9 genügen.

Das Tertiär des Laufenbeckens wurde vor geraumer Zeit von Koch (1923) im Detail bearbeitet (vgl. Fig. 4). Seine Beobachtungen stellen sich auch heute noch als im allgemeinen sehr genau heraus. Trotzdem erfordert meine Neubearbeitung in einigen Punkten Modifikationen, vor allem, wo Extrapolationen im Spiel sind, um die stratigraphischen Gesamtmächtigkeiten sowie die Lage und Bedeutung der Diskordanzen herauszuarbeiten. Fig. 4a zeigt die Mächtigkeiten nach Koch, Figur 4b die in dieser Arbeit verwendeten. Der Unterschied beruht vor allem darauf, dass ich meiner Abschätzung die durchschnittliche Neigung der am Westrand des Lüsseltals auch morphologisch erkennbaren Elsässermolasse zugrunde gelegt habe. Sie ergibt sich zu 1.5-2 Grad, und dieser Maximalwinkel wurde auf Figur 8a zur Profilkonstruktion verwendet. Am Südrand des Laufenbeckens stellen sich im Tertiär Verschuppungen ein, die von Koch als Mächtigkeitszunahmen interpretiert wurden, so dass er zu bedeutend grösseren Mächtigkeiten für das Oberoligozän gelangte.

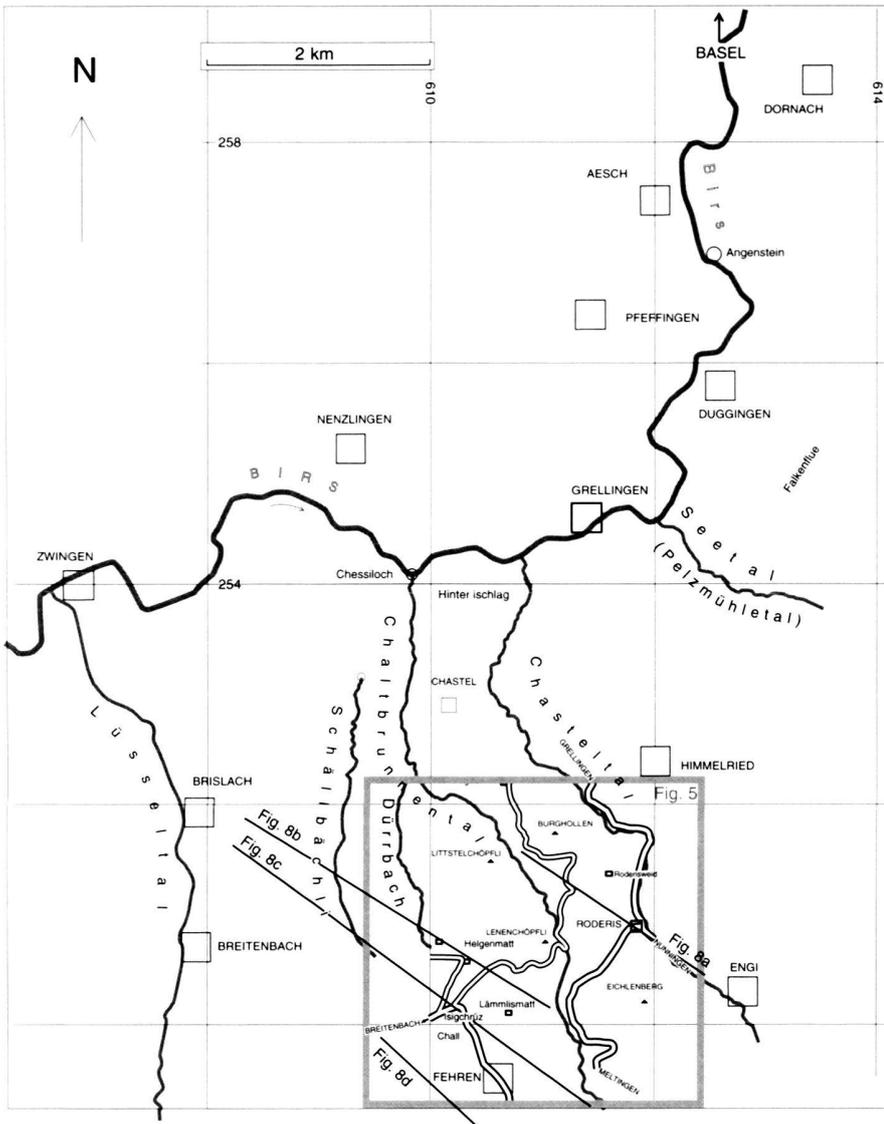


Fig. 2. Die wichtigsten Orts- und Flussnamen, die Lage von Fig. 5 (mit Strassen) und der Profiltrasen der Figur 8.

Die darüber folgenden miozänen Ablagerungen beschränken sich im Laufental auf die Juranagelfluh s.l. Es gibt zwar einige unbedeutende Sandvorkommen im Dach des Oligozäns, die möglicherweise dem marinen Miozän angehören könnten, doch ist dies ungewiss. Sicheres marines Miozän ist aber in Resten sowohl westlich des Laufentals bei Kiffis (Fischer 1964, 1965) und östlich des Laufentals ESE Seewen und NNW Reigoldswil bei Ebnet gefunden worden (Lehner 1920, Koch et al. 1936). Diese Vorkommen gehören der OMM (Obere Meeresmolasse) an, wobei noch unsicher ist, ob auch Burdigalian oder nur Langhian vertreten ist. Eines aber ist gut belegt, dass nämlich ganz seichte Meeresablagerungen, die sozusagen den damaligen Meeresspiegel, das Geoid, repräsentieren, auf einer Peneplain liegen, welche die alltertiären und wohl auch frühmiozänen Strukturen kappt. Solche

frühmiozänen Strukturen sind westlich des Laufentals im Miozän der Mulde von Tavannes (Rothpletz 1933) und östlich davon in ziemlicher Entfernung im Gebiet von Eglisau (von Braun 1955; vgl. Laubscher 1986) belegt. Diese Peneplain muss sich auch über das Laufental und den südlichen Rheingraben hinaus ausgedehnt haben, obwohl keine direkten Daten vorliegen. Mit welchen regionalen Bewegungen lassen sich die untermiozänen Deformationen korrelieren? Laubscher (1992) und Laubscher & Noack (1997) plädieren für einen Zusammenhang mit der Helvetisch-Insubrischen Phase der Alpenfaltung, die ungefähr im Bereich des Laufentals ihre lithosphärische Vorlandschwelle gebildet haben sollte und dabei vermutlich ältere Strukturen reaktiviert hat.

Der nächste tektonische Akt im Gebiet ist stratigraphisch belegt durch eine Erosionsdiskordanz an der Basis der Oberen

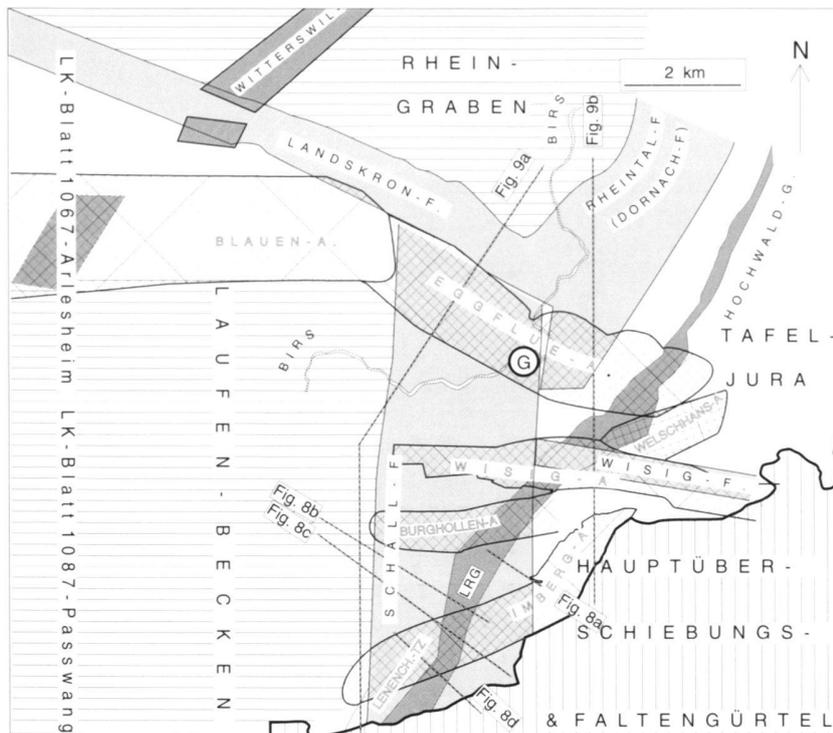


Fig. 3. Orientierende Skizze zu den tektonischen Elementen des Ostrands des Laufenerbeckens und des Knotens von Grellingen, mit den Profilsuren der Fig. 8 und 9. G = Grellingen. Die Bezeichnungen für die Falten weichen aus verschiedenen Gründen (u. a. wegen Änderungen in den Flurnamen auf der Landeskarte) von den in der älteren Literatur gebräuchlichen ab. Koch (1923) gebraucht Hombergkette statt Wisig-A., Rüteli-Gewölbe statt Burghollen-A., Eichenberg-Gewölbe statt Imberg-A. Ausserdem wird die hier individualisierte Eggflue-A. meist als SE-Ende der Blauen-A. betrachtet.

Süsswassermolasse (OSM), vertreten durch Schotterlagen, die von Koch je nach vorwiegender Zusammensetzung als «Juranagelfluh» (kalkig und oft verkittet), «Quarzit-schotter» (vorwiegend Buntsandsteingerölle) und «Wanderblockformation» (Buntsandsteingerölle von bis zu mehreren dm Durchmesser) bezeichnet wurden und als durch Diskordanzen getrennte, verschiedenaltige Ablagerungen angesehen wurden. Koch räumt allerdings ein, dass diese Unterscheidungen eher delikate sind, da die verschiedenen Typen oft gemischt auftreten und die losen Gerölle auch später weit verstreut wurden. Ich kann diesen zur Vorsicht mahnenden Einschränkungen nur beipflichten. Nach wiederholter Begutachtung der Vorkommen im Gelände bin ich zum Schluss gekommen, dass die Daten eine solche Unterteilung nicht zulassen. Juranagelfluh und Quarzit-schotter zusammen bilden eine über einer tonigen Unterlage ruhende Decke, die morphologisch als Geländekante wahrnehmbar ist, so zwischen Helgenmatt und Breitenbach (Fig. 2, 5), wo bei Koch et al. (1936) eine scharfe Trennung verzeichnet ist. Diese Schotterdecke und ihre Relikte sind in alle Jura-falten am Ostrand des Laufenerbeckens voll einbezogen, sie sind

verfaltet mit dem Westende der Wisigfalte, der Burghollenfalte, dem Fältchen von Roderis und der Imbergfalte (Fig 3, 5, 9). Eine diese Gewölbe kappende Diskordanz an der Basis der Quarzit-schotter konnte ich nicht erkennen. Ich bezeichne deshalb die ganze Schotterdecke ungeachtet ihrer Zusammensetzung als «Juranagelfluh». Die Variation der Zusammensetzung möchte ich verschiedenartigen Einzugsgebieten des Juranagelfluhflusses zuschreiben. Von der Juranagelfluh abtrennen möchte ich allein sekundäre Schotterstreunungen, die nicht im Verband mit der morphologisch erkennbaren, zusammenhängenden Juranagelfluhbedeckung stehen.

Vom regionalen Standpunkt aus ist dazu noch folgendes zu bemerken. Im mittleren Miozän hoben sich Schwarzwald und Vogesen. Dabei wurde die Peneplain an der Basis der OMM schiefgestellt und wohl auch über den älteren Störungen deformiert. Bezeugt wird diese Phase im Gebiet östlich des Laufenerbeckens durch die Juranagelfluh *sensu stricto*, die von aus dem Schwarzwald stammenden Flüssen abgelagert wurde. Dass zur gleichen Zeit auch die Vogesen aufstiegen, belegen die Vogesen-schotter des Bois de Rob (Bois de Raube auf den älteren

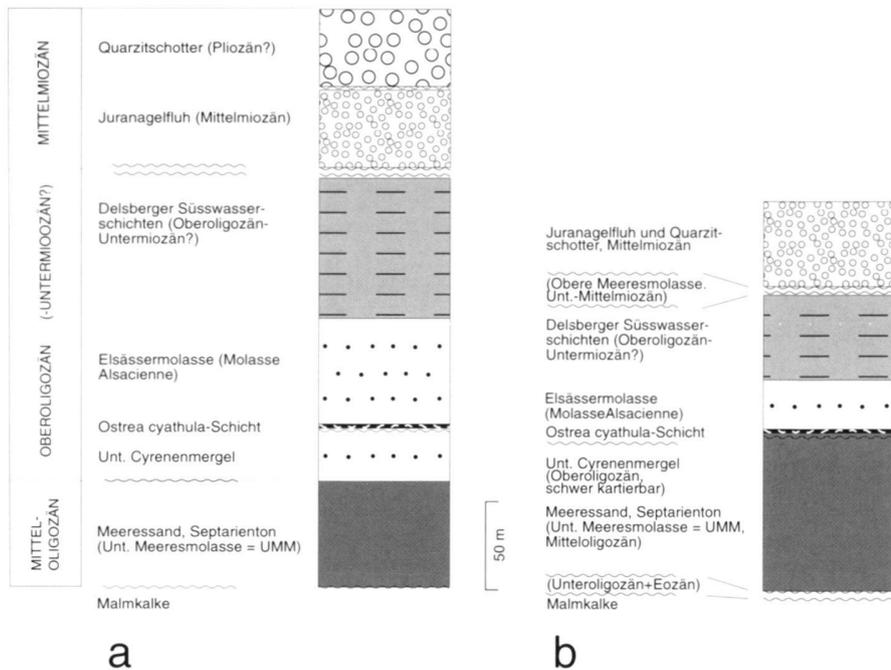


Fig. 4. Das Tertiär des Laufener Beckens. (a) nach Koch (1923), (b) nach der vorliegenden Arbeit. Erläuterungen im Text.

Karten) im westlichen Delsberger Becken (Kälin 1997). Eine Zeitlang herrschte die Tendenz, diese Schotter als eine jüngere Formation aufzufassen, die über einer Peneplain läge, welche die Strukturen der Hauptphase der Jurafaltung kappte (vor allem Schwabe 1939; vgl. Liniger 1925). Diese Auffassung entspricht ganz derjenigen von Buxtorf & Koch (1920; vgl. Koch 1923), welche ja auch die Quarzitschotter durch eine Peneplain von der Juranagelfluh s. s. trennen wollten. Dagegen argumentierte Laubscher (1962) mit tektonischen Kriterien. In jüngster Zeit hat Kälin (1997) den biostratigraphischen Beweis erbracht, dass die Vogesenschotter des westlichen Delsbergerbeckens und der nördlich davon gelegenen Ajoie dem mittleren Miozän angehören und mit den Schwarzwaldschottern der Juranagelfluh s. s. zu korrelieren sind.

Für die tertiären Entwicklungen besonders bedeutsame Unterschiede gegenüber Koch ergeben sich aber vor allem östlich des Lüsseltals (Fig. 2), wie im folgenden dargelegt wird.

Der Ostrand des Laufener Beckens im Gebiet von Roderis-Fehren-Breitenbach

Wenn man von Breitenbach der Landstrasse Richtung Liestal nach Osten folgt, so verlässt man das Tertiär des Laufenerbeckens und gelangt beim Chall (Fig. 2, 5 Punkt a) westlich Fehren an einen grösseren Aufschluss von Malmkalken («Sequan» in der lokalen Literatur, ob. Oxfordian, vgl. Gygi 1995 und Fig. 8, 9, für den kartierenden Geologen immer noch eine nützliche Bezeichnung). Während man ob Breitenbach noch Aufschlüsse in den Sandsteinen der Elsässermolasse («Molasse alsacienne», Oberoligozän, Fig. 4) erkennen kann, die, wie

sich bei Brislach (Fig. 2) beobachten lässt, noch von Meeressand, Septarienton und unteren Cyrenenmergeln unterlagert wird (Koch 1923, Koch et al. 1936), so folgt nach Koch (1923) auf dem Malm des Chall direkt die Basis der Molasse Alsacienne (Ostrea Cyathula-Bank). Koch konnte sich dabei auf temporäre künstliche Aufschlüsse stützen. Ich selbst habe diese alten, im verlehnten Tertiär gelegenen Aufschlüsse nicht wiedergefunden, doch ist die Ostrea Cyathula-Bank derart charakteristisch, dass sich Koch nicht getäuscht haben kann. Er folgerte daraus die Existenz einer alttertiären Struktur, die er als «Fehrenbruch» bezeichnete. Diese wichtige Entdeckung spielte in der Folge eine grosse Rolle bei regionalen Konstruktionen, vor allem hinsichtlich Fortsetzung der ebenfalls alttertiären Rheintalflexur nach Süden.

Die im folgenden beschriebenen Verhältnisse sind ausser auf der orientierenden tektonischen Skizze Figur 3 auch auf den Figuren 5 und 9 sowie auf der Profilsreihe Figur 8 und endlich in Form einer schematischen Entwicklungsreihe auf Figur 7 dargestellt.

Nördlich des Chall, im Läger (Fig. 5, Punkt b; Fig. 8c), folgt als jüngstes tertiäres Schichtglied die mittelmiozäne Juranagelfluh (Koch 1923; vgl. Kälin 1997). Sie bildet eine leicht erkennbare Geländekante. Die direkt darunter liegenden Schichten sind nicht aufgeschlossen, sie sind aber der Morphologie der Landschaft nach tonig und könnten den vermutlich oberoligozänen Delsberger Süswasserschichten entsprechen, doch sind miozäne Sande und Mergel nicht ausgeschlossen. Auch die Juranagelfluh neigt sich gegen das Laufener Becken, jedoch etwas flacher als die Molasse Alsacienne. Diese Neigung belegt eine spätere, wohl mittel- bis obermiozäne, vielleicht aber auch heute noch andauernde Bewegung.

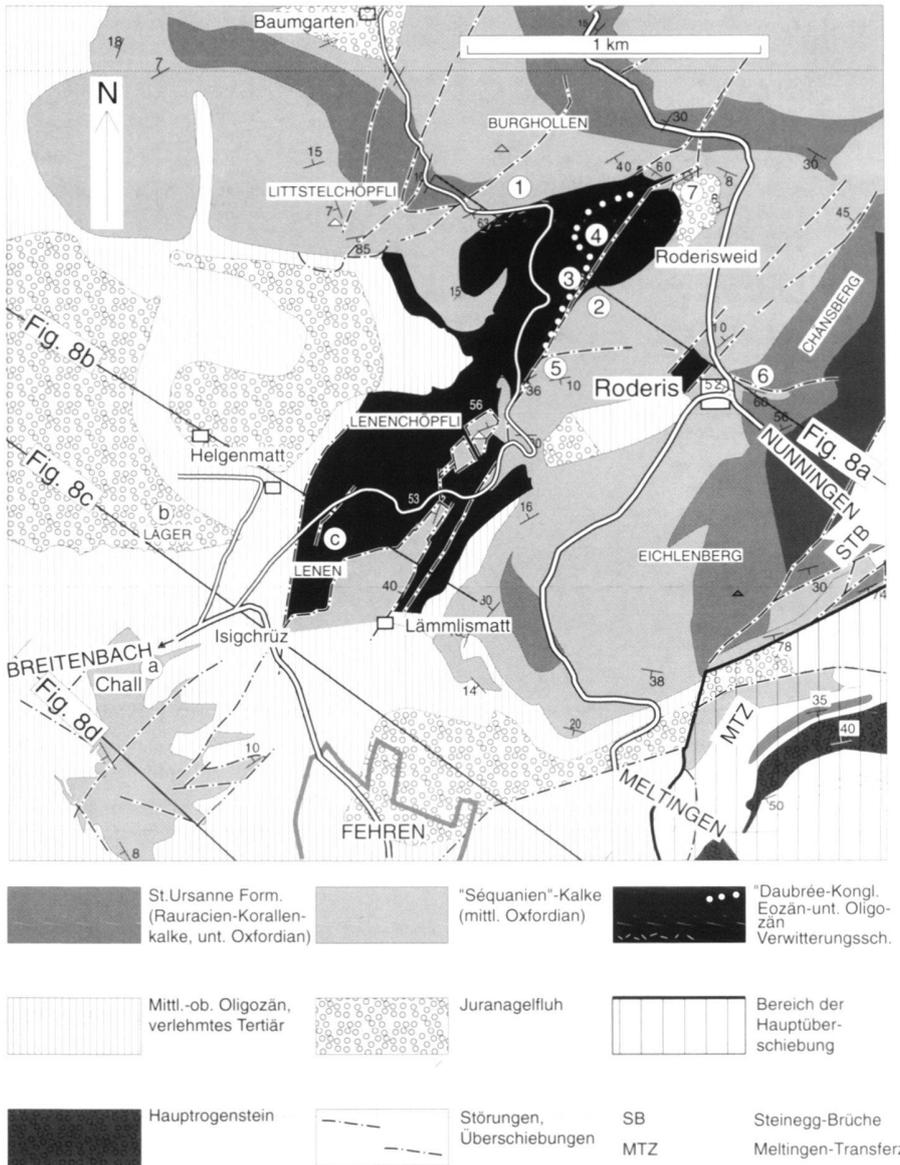


Fig. 5. Geologische Karte des Gebietes von Himmelried-Fehren (für die Lage s. Fig. 2). Erläuterungen im Text.

Wenige hundert Meter östlich von Läger, im Gebiet von Lenen (Fig. 5, Punkt c; Fig. 8b), trifft man auf fast gleicher Höhe auf ein ausgedehntes Vorkommen von eozänen Bolustonen, die zwar im allgemeinen tief verlehmt sind, jedoch besonders an Wegrändern und im Wurzelwerk umgestürzter Bäume leicht zu erkennen sind. Sie bilden den südlichen Teil des grössten Eozänvorkommens auf dem ganzen Kartenblatt Passwang, das sich gegen Norden bis in die Roderisweid (Fig. 5, 8a) südlich Himmelried erstreckt (vgl. Koch et al. 1936).

Die Verhältnisse in diesem Eozängebiet der Roderisweid sind besonders bedeutsam. Sein Westrand lässt sich am Weg studieren, der von Baumgarten ins Chaltbrunnental führt (Fig.

2; Fig. 5, Punkt 1). Etwa zwischen den Koten 560 und 540 ist der Malm in ein Blockwerk von weniger als 10 m Mächtigkeit aufgelöst mit Bolustonen in den Zwischenräumen. Gegen oben sind die Blöcke kantengerundet. Man kann darin eine tiefgreifende eozäne Verwitterungsschicht erkennen, die sich gegen Südosten unter die recht dicke, schätzungsweise an die 50 m betragende Eozänmasse der Roderisweid neigt.

Ganz anders geartet ist der Ostrand dieser Eozänmasse. In der kleinen Rinne, die sich südlich des Hofes Roderisweid gegen Westen ins Chaltbrunnental senkt, und am sie begleitenden Waldweg trifft man von Osten nach Westen auf folgende Verhältnisse:

Zunächst befindet man sich auf verwittertem Sequan, das



Fig. 6. Das Daubrée-Konglomerat von Roderisweid.

gegen Westen zu von einer dünnen Eozänschicht überdeckt wird (Fig. 5, Punkt 2). Dieses Eozän besteht z. T. aus Bolustonen, z. T. auch aus durch Bolustone verkitteter Malmbreccie («Daubrée-Konglomerat»). Kleinere Sequanaufschlüsse innerhalb dieses Eozäns belegen, dass es sich hier nur um eine ganz dünne Decke handelt. Ein abrupter Wechsel tritt etwas oberhalb Kote 550 ein (Fig. 5, Punkt 3). Von hier an gegen Westen befindet man sich in der eigentlichen, dicken Eozänmulde. Der Wechsel ist so abrupt, dass man wohl nicht fehlgeht, wenn man auf einen Bruch schliesst (vgl. Fig. 7).

Welches Alter hat dieser Bruch? Bedenkt man, dass im Laufenbecken mitteloligozäner Meeressand direkt auf Malm folgt (Fig. 4; Koch 1923), und dass ausserhalb des Eozänstreifens von Lenen-Roderisweid das Eozän entweder nur sehr dünn ist oder unter oligozänen bis miozänen Schichten ganz fehlt, so kommt nur eine im wesentlichen eozäne Anlage und Ausbildung in Frage.

Dieser Schluss wird gestützt durch ein ca. 10 m mächtiges Band von «Daubrée-Konglomerat», das sich als auffällige, z. T. bewaldete Geländekante durch die Roderisweid zieht (Fig. 5, Punkt 4; Fig. 6; vgl. auch Koch 1923 und Koch et al. 1936). Das Konglomerat, mancherorts als grobe Breccie ausgebildet, besteht aus Malmkomponenten in einem bald kalkigen, bald aus Bolustonen bestehenden Bindemittel. Die Komponenten sind von unterschiedlicher Grösse, ihr Durchmesser erreicht häufig mehrere dm; sie sind oft schlecht gerundet bis ganz eckig. Das Breccienband schmiegt sich fast an den eozänen Bruch an, es wird nur durch einen engen, mit Bolustonen gefüllten Streifen von ihm getrennt. Es kann kaum einem Zweifel unterliegen, dass die Breccie von der im Südosten gelegenen Steilböschung in die Eozänmulde transportiert wurde, vielleicht auf einem Schlammstrom, der durch ein Erdbeben

ausgelöst wurde – die Aufschlussverhältnisse lassen nur Vermutungen zu. Jedenfalls markiert die Breccienlage ein heftiges Ereignis im Verlauf der eozänen Bewegungen.

Vergleicht man nun den sanften Nordwestrand der Eozänmulde und seine dicke Verwitterungsschicht mit der abrupten Bruchbegrenzung und dem groben, in den Bolustonen eingelagerten Breccienzug im Südosten, so erkennt man aus dieser Asymmetrie ohne weiteres, dass hier ein eozäner Halbgraben vorliegt (Fig. 7), dessen Abschiebung sich am Südostrand vollzogen hat; der Nordwestrand liegt im wesentlichen als Absenkungsflexur, wohl als «Rollover-Flexur» vor, allerdings überprägt durch die Burghollenfalte. Solche Halbgräben, nicht symmetrische Gräben, scheinen auch in anderen Grabengebieten, auch solchen von anderer Grössenordnung, die Regel zu sein, z. B. im Ostafrikanischen Rift-System (Rosendahl 1987).

Allerdings ist mit dieser Charakterisierung die Beschreibung der Eigentümlichkeiten des Eozäns von Lenen-Roderisweid nicht erschöpft. Ein weiteres wichtiges Element ist der Sequanzug von Lenenchöpfli-Lämmli matt (Fig. 5, Fig. 8), der es in seinem Südteil unterbricht. Dieser schmale, meist nur um die hundert Meter breite Sequanzug dürfte wenigstens teilweise ebenfalls schon im Eozän angelegt worden sein. Darauf weisen die von Koch (1923; vgl. Koch et al. 1936) beschriebenen Vorkommen von *Ostrea-Cyathula*-Bank bei der Lämmli matt hin, auf dem Rücken dieses Sequanzugs. Auf eine spätere Reaktivierung im Verlauf der Jurafaltung deuten die bis über 50 Grad steilen Einfallen am Lenenchöpfli. Dieser Aufschluss im besonderen erinnert an eine Art «Blumenstruktur», wie sie aus Transpressionszonen beschrieben werden (Harding & Lowell 1974). Gleitmarken auf begleitenden Klüften erlauben die Interpretation, dass es sich um eine wohl wenig bedeutende sinistrale Transpressionszone handelt, zu der die eozäne Struktur

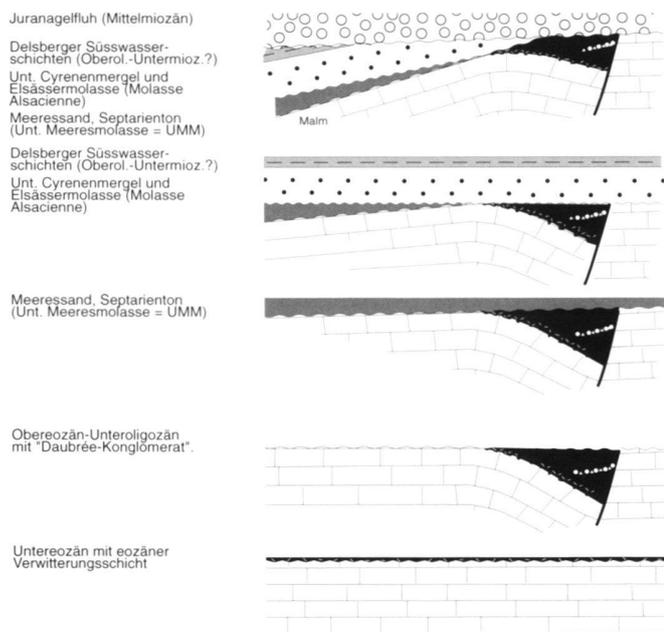


Fig. 7. Entwicklung des Halbgrabens von Lenen-Roderisweid, schematisiert. Erläuterungen im Text.

bei der Jurafaltung umgewandelt wurde (Transferzone von Lenenchöpfli, kurz LTZ).

Diese Deutung wird durch zwei Beobachtungen gestützt. Zum einen zweigt nordöstlich des Lenenchöpfli, auf der Ostseite des Chaltbrunnentals, eine kleine nordvergente Überschiebung von der LTZ gegen Osten ab (Fig. 5, Punkt 5). Sie durchquert bei Roderis das Chasteltal, allerdings in veränderter Gestalt; sie weist hier nämlich Südvergenz auf (Fig. 5, Punkt 6; Fig. 8a). Der steile Südschenkel ist am Strassenrand östlich Roderis zu erkennen. Auf der Ostseite des Chastelbachs (Fig. 2), in der Flanke des Chänsbergs, scheint sich sogar eine kleine südvergente Überschiebung auszubilden (Fig. 5, Punkt 6). Eine zweite Beobachtung lässt sich am Nordrand der Roderisweid machen (Fig. 5, Punkt 7). Hier stellt sich, fast in der Fortsetzung des eozänen Breccienzuges, eine dünne, steil südfallende bis überkippte Sequanrippe ein. Diese wird im Norden unterlagert von etwas Eozän, sie ist also offenbar darüber geschoben. Rippe und Überschiebung lassen sich nur auf eine Länge von 250 m verfolgen bis zu einer auffälligen Doline. Östlich davon fehlt die Überschiebung, und der Malm legt sich ziemlich flach. Die überschobene Sequanrippe markiert eines der kompressiven Segmente, wie sie an der dextralen Versetzung eines sinistralen Transferbruches auftreten («restraining bend»). Ich schliesse daraus, dass sich die LTZ über das Chaltbrunnental hinaus gegen NNE fortsetzt und dabei ungefähr dem südöstlichen Randbruch des eozänen Halbgrabens folgt.

Zusammenfassend lässt sich feststellen (vgl. Fig. 7): Man erklimmt östlich von Breitenbach eine alte Hochzone, die im

Oligozän angelegt und wohl im Spätmiozän reaktiviert wurde. Eindeutig älter, nämlich im Eozän ausgestaltet, ist der Halbgraben von Roderisweid-Lenen. Bis zum mittleren Oligozän nämlich – so lässt sich die Tertiärstratigraphie des Laufenbeckens (Koch 1923) deuten – nahm die Westflanke des Halbgrabens und mit ihr das ganze Laufenbecken eine erhöhte Position ein. Die Umgestaltung in ein Becken erfolgte erst vom mittleren Oligozän an, mit der Ablagerung des Meeressandes. Vorher war das Gebiet durch Erosion gekennzeichnet, nicht durch Ablagerung.

Die oligozäne Einsenkung vollzog sich längs einer S-N streichenden, sanften Flexur, deren Westfuss ungefähr dem Schällbächli folgt (Fig. 2). Ich schlage deshalb den Namen «Schällflexur» vor. Weiter nördlich quert sie beim Chessiloch (Fig. 2) das Birstal. Diese Flexur ist zwar sanft, dennoch aber recht augenfällig. Östlich Breitenbach erkennt man sie am Westfallen der Juranagelfluh. Nördlich davon taucht die kleine Burghollenfalte axial gegen W ab und endet östlich des Schällbächli. Ähnlich verhalten sich die weiter im N folgende Wisigfalte sowie die zwischen den beiden Falten gelegene Mulde von Himmelried-Steffen. Ganz deutlich wird die Flexur endlich durch die Westneigung des Chastelplateaus bei Hinter Ischlag (Fig. 2) und an dessen Abbruch ins Birstal abgebildet. Dass sie sich auch über das Birstal fortsetzt, zeigen die Isohypsen des Top Rauracien (unteres Oxfordian, Fig. 10).

Wie verhalten sich nun diese Befunde zum von Koch postulierten «Fehrenbruch»? Koch (1923) hat seine Profile in NS-Richtung gelegt, parallel zur Schällflexur, so dass diese nicht in Erscheinung tritt. Dies mag mit ein Grund dafür gewesen sein, dass er augenscheinlich Elemente verschiedenalter, sich schief schneidender Strukturen für die Konstruktion dieses postulierten Bruches zusammengefasst hat. Er hat sich damit allerdings in grosse Schwierigkeiten gebracht, wie seine Profiltafel erkennen lässt. Eine verständlichere Interpretation der Entstehungsgeschichte des Ostrandes des Laufenbeckens gewinnt man, wenn man die Profile etwa NW-SE, senkrecht zum Halbgraben von Roderisweid legt (Fig. 8). Dabei treten die verschiedenartigen Elemente getrennt in Erscheinung. Statt eines Fehrenbruches erscheint ein NNE streichender eozäner Halbgraben, gefolgt von einer sanften, SN-streichenden oligozänen, im Miozän reaktivierten Flexur. Diese Revision drängt sich auf, nicht wegen fehlerhafter Kartierung Koch's, sondern wegen seiner besonderen Art der Projektion von Beobachtungen auf die NS-Profile.

In Fig. 7 ist, etwas schematisiert, die Entwicklung des Ostrandes des Laufenbeckens bis zur Jurafaltung dargestellt. Eine Schematisierung ist unumgänglich, weil Beobachtungen von verschiedenen Punkten sowohl des Halbgrabens von Lenen-Roderisweid als auch der Schällflexur in ein Profil hineinprojiziert werden müssen, und weil beide Strukturen im Streichen ihre Gestalt ändern. Dies gilt insbesondere für den Halbgraben. Wie aus Fig. 5 hervorgeht, verschwindet er südlich Lämmlismatt unter der diskordanten Oberoligozän-Miozänbedeckung und ist nicht mehr erkennbar in den Malmaufschlüssen des Chall. Dennoch darf man eine Fortsetzung gegen

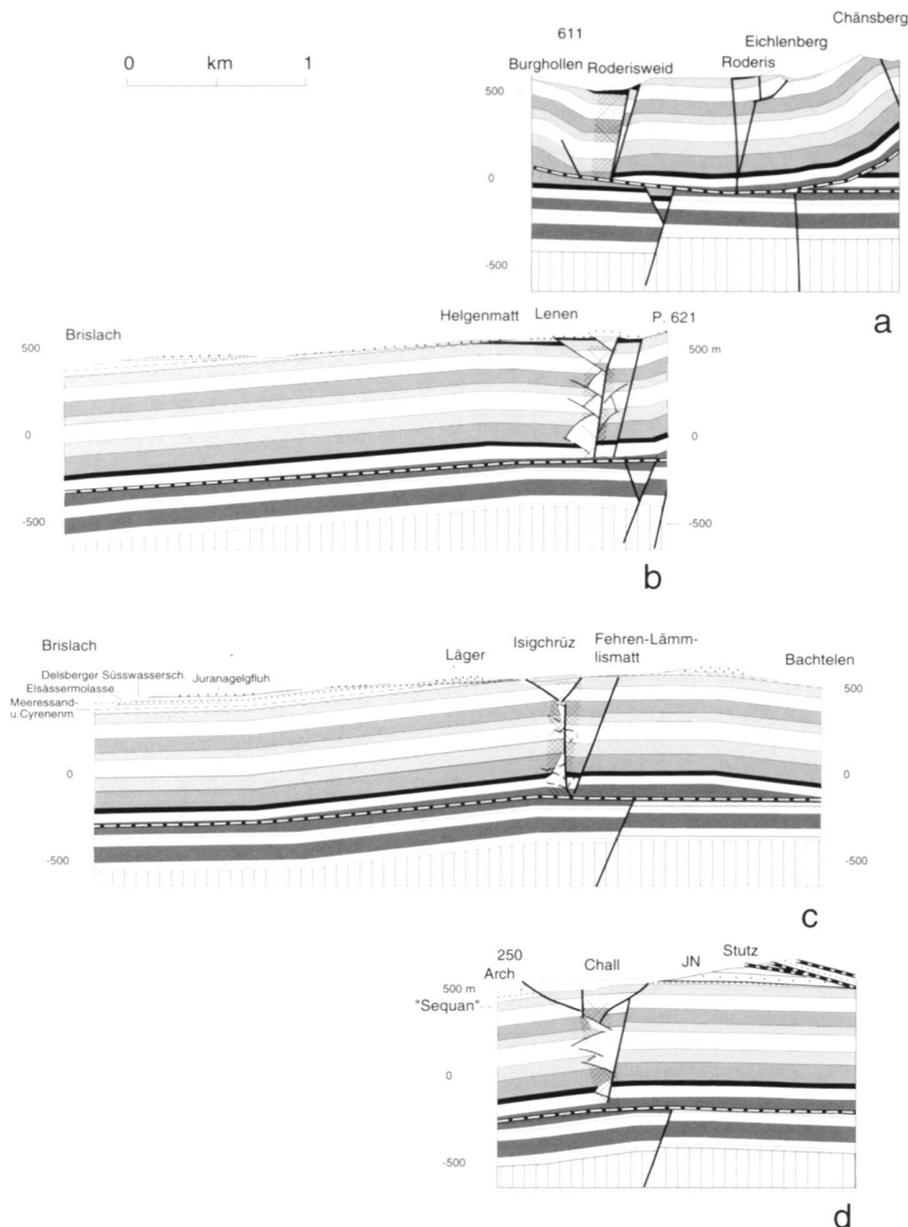


Fig. 8. Profile durch den Halbgraben von Lenen-Roderisweid. Kreuzschraffur = mutmassliche tektonisierte Zone der Lenenchöpfli-Transferzone. Für die Profilsuren s. Fig. 2 und 5, für die mesozoische Schichtfolge s. Fig. 9, für das Tertiär s. Fig. 4.

SW unter die Hauptüberschiebung (Fig. 3, 9) postulieren; denn ein auffälliger Eozänaufrschluss findet sich wieder im überschoenen Malm südwestlich Büsserach (Koch et al. 1936), der, wenn man die Überschiebung ausglättet, in die Fortsetzung des Halbgrabens von Lenen-Roderisweid zu liegen kommt. In Figur 8c und d ist diese postulierte Fortsetzung nur in Gestalt der randlichen Abschiebung dargestellt.

Das Alter und die kinematische Bedeutung der Falten am Ostrand des Laufenbeckens

Koch (1923, S. 33 und «Stratigraphisch-tektonische Übersichtstabelle») charakterisiert den Zustand des Laufenbeckens un-

mittelbar vor der Ablagerung der Juranagelfluh als «Fastebene mit im Osten anschliessenden gekappten Gewölben». Er nimmt des weiteren an, diese Falten seien gleichzeitig mit den Verwerfungen im Tafeljura im «älteren Miozän» entstanden. In der Übersichtstabelle geht er etwas mehr ins Detail. Er schreibt von einer «ersten Anlage schwacher, welliger Falten im N-Jura, in Anlehnung an die NNE-Störungen (Bürgerwald-, Flühenkette; Adlerhofgewölbe)» im Obereozän-Unteroligozän, die «präindobon verstärkt» und dann wieder eingeebnet wurden.

Demgegenüber scheint nach meinen Kartierungen ein etwas anderes Bild wahrscheinlicher. Die im Eozän angelegten Brüche des Halbgrabens von Roderisweid und seiner Umge-

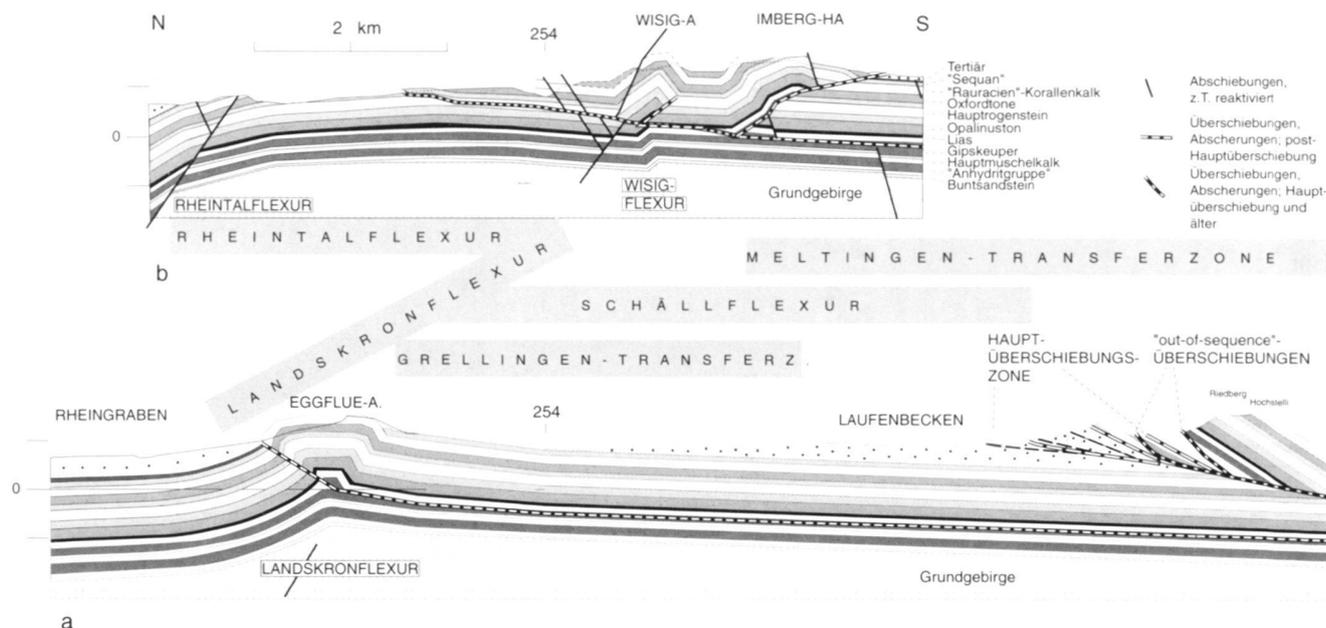


Fig. 9. NS-Profile beidseits der Schällflexur. Für die Lage der Profile s. Fig. 2, 10. Punktirt: Tertiär.

bung waren bestimmt mit Schichtdeformationen aller Art verbunden, z. B. mit der «Rollover»-Flexur auf der NW-Seite des Halbgrabens, aber sie als «Falten» zu bezeichnen ist irreführend, weil ein von der späteren Jurafaltung grundverschiedener Vorgang zu diesen Deformationen führte. Auch die jüngeren Flexuren, so die Schällflexur, sind eine Art Faltung, aber noch einmal ganz verschieden sowohl von den Verbiegungen der eoziänen Grabenbildung wie auch von den spätmioziänen Jurafalten. Die Falten, die an der Schällflexur auftauchen, nämlich die Eggflue-Antiklinale, die Wisig-A., die Burghollen-A., die kleinen Strukturen von Lenenchöpfli und Roderis sowie das Imberg-Eichlenberggewölbe sind dagegen alle Teil des jungmioziänen Faltenjuras. An ihnen ist die Juranagelflugh durchwegs mitdeformiert.

Allerdings sind diese Falten offensichtlich beeinflusst durch die älteren Strukturen. Die Schällflexur deformierte die Evaporitlagen der Trias und schuf damit offenbar eine wichtige Randbedingung für den Abschervorgang (vgl. dazu Philippe 1994). So wird, wie unten noch näher zu besprechen sein wird, die Eggfluefalte dextral in die Wisigfalte und vielleicht auch die Burghollenfalte zurückverlegt. Auch die sinistralen Transferzonen des Lenenchöpfli und von Meltingen (Fig. 3, 5, 8, 10, 11) sind vage an die Schällflexur gebunden. Zwar folgen sie den eoziänen, NNE-streichenden Bruchsystemen, doch nimmt insbesondere die wichtigere Meltingen-Transferzone (MTZ auf Fig. 5) im Süden ihren Anfang dort, wo sich die Projektionen des Bruchsystems der Steinegg (STB auf Fig. 5; vgl. Lehner 1920) und der Schällflexur schneiden. Ich habe versucht, die mit diesen Vorzeichnungen verknüpften kinematischen Besonderheiten während der Jurafaltung zu modellieren (vgl. Fig. 11), doch liegt darüber noch keine ausführliche

Publikation, sondern erst eine gedruckte Zusammenfassung vor (Laubscher 1996).

Einen Eindruck von den tektonischen Veränderungen am Ostrand des Laufenbeckens vermittelt Figur 9. Die beiden Profile sind im wesentlichen N-S-gerichtet und enthalten deshalb die Schällflexur nicht, vielmehr trennt diese die Profile; deren Lage ist in den Figuren 2 und 10 angegeben. Die Blickrichtung ist gegen E, das untere Profil liegt im Laufenbecken westlich der Schällflexur, das obere in den Jurafalten östlich davon.

Bei der Bilanzierung der Konstruktion mit Hilfe des Computerprogramms Geosec-3 haben sich etliche, z. T. unerwartete Besonderheiten ergeben. Dazu möchte ich bemerken, dass das Computerprogramm lediglich dazu diente, die Bilanzierungen zu erleichtern, die unter unzumutbarem Zeitaufwand auch von Hand durchgeführt werden könnten. In erster Linie ist hervorzuheben, dass in beiden Profilen sich der Gipskeuper anstelle der erwarteten Anhydritgruppe als wahrscheinlicher Abscherhorizont ergab. Sicher ist dieses Ergebnis allerdings nicht, denn so genau sind die Mächtigkeiten der Schichten hier nicht bekannt. Andererseits deckt sich dieser Befund mit der im Vorfeld der Muschelkalk-Schuppenzone bzw. der Hauptüberschiebung im Gebiet von Ziefen-Reigoldswil gewonnenen Erkenntnis (Laubscher 1995). Dass im übrigen im Kern der Blauen- und Eggfluefalte kein Platz für den Muschelkalk zu sein scheint, geht schon aus der Darstellung von Bitterli-Brunner in Bitterli-Brunner et al. 1984 hervor. Später, in den Erläuterungen zu Bitterli-Brunner et al. (1984), versucht Bitterli-Brunner (in Bitterli-Brunner & Fischer 1988) den Muschelkalk disharmonisch als Paket von Kleinfalten und Schuppen in der Tiefe unterzubringen. Obwohl eine solche Möglichkeit an sich

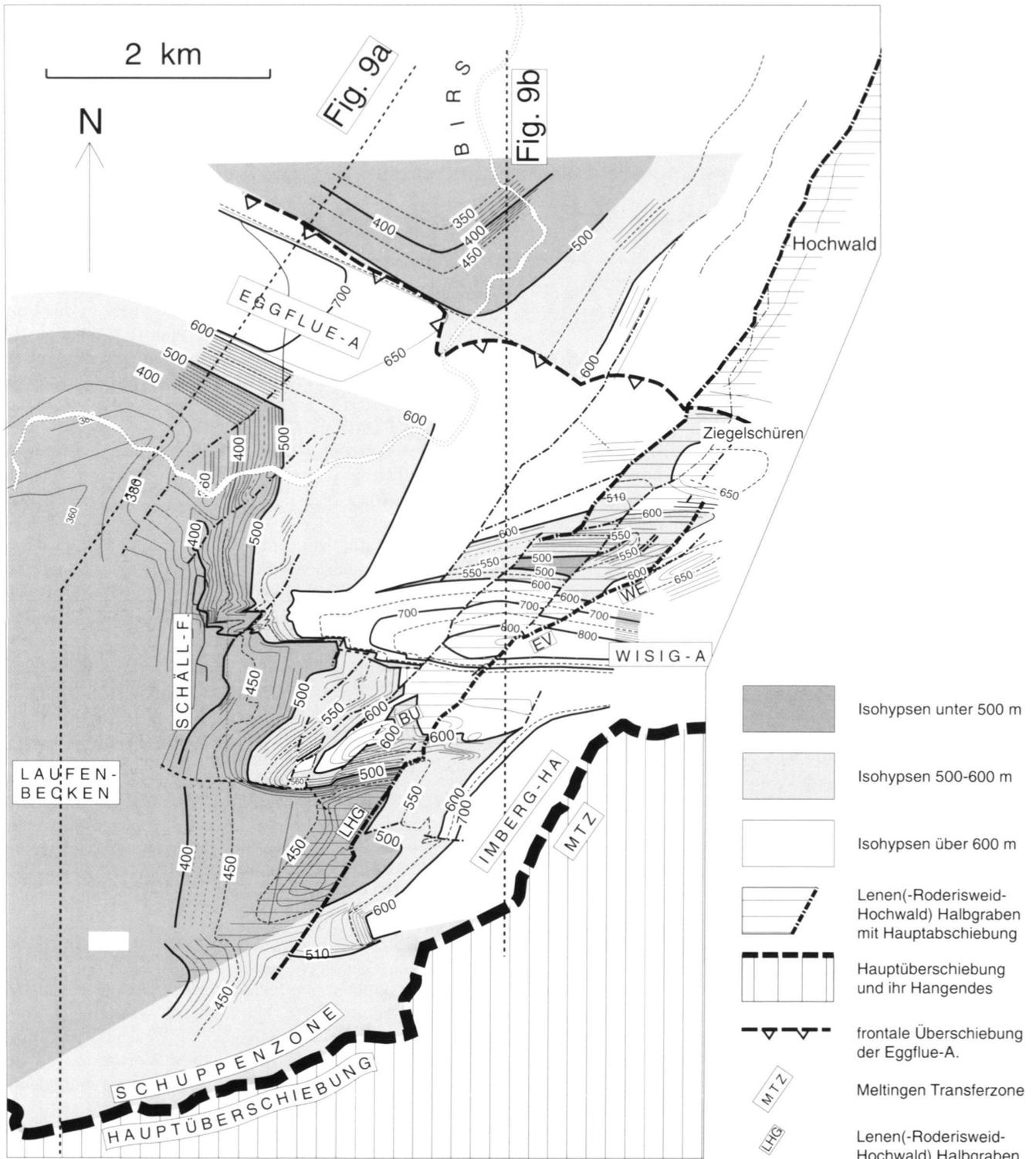


Fig. 10. Isohypsen in müM des Top Rauracien (St. Ursanne-Formation) im Gebiet von Grellingen und des Ostrands des Laufenbeckens. Erklärungen im Text.

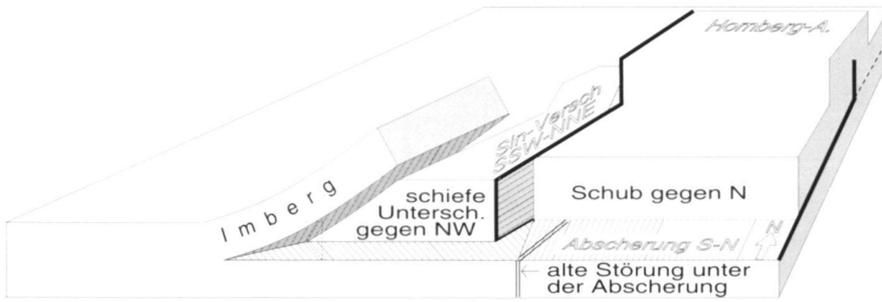


Fig. 11. Vereinfachtes, schematisches Blockmodell der Meltingen-Transferzone. Die Strömungen geben die Richtung der postulierten Translation der einzelnen Blöcke an.

besteht, habe ich, der Einfachheit halber und im Einklang mit anderen Profilen, die ich im Bereich Laufen-Arboldswil konstruiert habe (z. Teil in Laubscher 1995), die vor der Hauptüberschiebung befindliche Abscherung in den Gipskeuper gelegt. Man kann geltend machen, dass die basale Abscherung an der Mont Terri-Landsbergflexur (vgl. Laubscher 1981) ohne grosse Verbiegung von den Evaporiten der mittleren Trias in den Gipskeuper hineinführt. Allerdings ist dem noch zuzufügen, dass das Verhältnis der beiden Evaporitlagen in der Trias bei der Abscherung vermutlich etwas komplizierter war, und dass manchmal die eine oder die andere, oft aber auch beide Lagen gleichzeitig betätigt wurden, wie sich dies in der Muschelkalk-Schuppenzone beobachten lässt (vgl. dazu z. B. Hauber 1960, Bitterli 1988).

Das zweite Ergebnis betrifft die Wisigfalte. Sie ist augenfällig asymmetrisch mit einem steilen Südschenkel (vgl. auch Fig. 10). Intuitiv vermutet man in einer derartigen Struktur eine blinde Rücküberschiebung (oder blinde Unterschiebung oder blinde Deltastruktur, vgl. Laubscher 1996). Und tatsächlich: die einfachste Modellierung gelingt mit Hilfe einer «Fault propagation»-Falte (FPF) nach Suppe (1985; vgl. Bitterli 1990), wenn man sie zu einer Unterschiebung umkehrt.

Profil (b) enthält noch eine Anzahl weiterer Besonderheiten, die hier nur kurz erwähnt seien. Wenn man die flach einfallende Überschiebung im Nordschenkel der Eggfluefalte (Bitterli 1945, Bitterli-Brunner et al. 1984, Bitterli-Brunner & Fischer 1988) gegen Süden mit der Abscherbahn im Gipskeuper verbindet, so trifft man die Wisigfalte dort, wo sie an einer kleinen Flexur in den Opalinuston übergeht. Die kleine Flexur ergibt sich konstruktiv, weil man die tiefere Lage des Tafeljuras im Norden der Wisigfalte irgendwie mit der höheren Lage der Synklinale von Himmelried südlich der Falte verbinden muss. Natürlich wäre statt der Flexur auch eine Abschiebung möglich, aber an der Oberfläche ist eine solche nicht erkennbar, und ausserdem suggeriert die Lage dieser Sockelverstellung etwa in der Fortsetzung der Landskronflexur doch eher eine Verbiegung als einen glatten Bruch. Aufgeschlossen ist diese Flexur nirgends, sie ist überall durch die Wisigfalte verdeckt, doch ergibt sie sich konstruktiv auf allen Profilen. Diese Wisigflexur kann man also als ererbten Auslöser für die blinde Unterschiebung des Wisig betrachten.

Die an der Schällflexur südlich der Wisig-A. ansetzende Burghollen-A. ist auf Profil 9b nicht mehr vorhanden. Wie

Figur 10 zeigt, verschwindet sie im Bereich der Lenenchöpfli-Transferzone (LTZ, Fig. 5). Andererseits taucht in der Fortsetzung der LTZ, an der Eigenverwerfung (EV auf Fig. 10), nördlich der Wisig-A. eine neue kleine Falte auf, die Welschhans-A (Fig. 3, WE auf Fig. 10). Fast sieht es so aus, als ob sie, sinistral transferiert, die Fortsetzung der Burghollen-A. darstelle. Die Verkürzung in dieser Falte ist sehr gering – vielleicht 50 m oder weniger. Um so viel könnte auch die Wisig-A. sinistral versetzt sein. Die Burghollen-A. wäre dann vielleicht jünger als die Wisig-A., «out of sequence», doch sicher ist dies nicht.

Die zweite Falte auf Profil 9b ist die Imberg-Falte. Im Profilschnitt handelt es sich dabei um eine Halbantiklinale mit Unterschiebung von S her. Da die Falte aber SW-NE streicht (Fig. 3, 5, 10, 12), schieb zum allgemeinen Verlauf der Faltenachsen in dieser Gegend des Juras, so liegt, in 3d gesehen, eher eine Unterschiebung von SE vor (Fig. 11). Wie die eingehendere kinematische Analyse zeigt, ist diese schiefe Unterschiebung eine Folge der Transpression an der Meltingen-Transferzone (MTZ; vgl. Fig. 12 und Laubscher 1996).

Diesen kurzen Ausführungen entnimmt man, dass die Faltenzüge im Osten des Laufenbeckens gegenläufigen Transferbewegungen entspringen. Die Wisig-A. ist dextral transferierte Eggflue-A., die Imberg-A. ist durch sinistralen Transfer aus dem Jurainnern aufgebaut worden. Die Wisig-A. kann am einfachsten als blinde FPF mit Unterschiebung von Süden modelliert werden, die Imberg-A. als Verbiegung über einer schiefen Unterschiebung von SE.

Ganz deutlich ist in diesen Profilen der Unterschied zwischen den im Grundgebirge wurzelnden Flexuren und den epidermalen, «thin skin», Falten, Überschiebungen und Unterschiebungen dargestellt. Die beiden Erscheinungen kommen zwar zusammen vor, sie haben aber verschiedene Entstehungsgeschichten, wobei die jüngeren Verformungen der Sedimenthaut durch die ererbten Sockelstrukturen eindeutig beeinflusst sind. Die Eggfluefalte entsteht auf der Landskronflexur, sie wird dextral transferiert an der Schällflexur auf die Wisigfalte. Diese entsteht ihrerseits auf der Wisigflexur. Die Imbergfalte, ist an einem alttertiären Abschiebungssystem entstanden, doch sind die entsprechenden Verwerfungen im Grundgebirge infolge der Abscherung in der Trias im Süden zurückgeblieben.

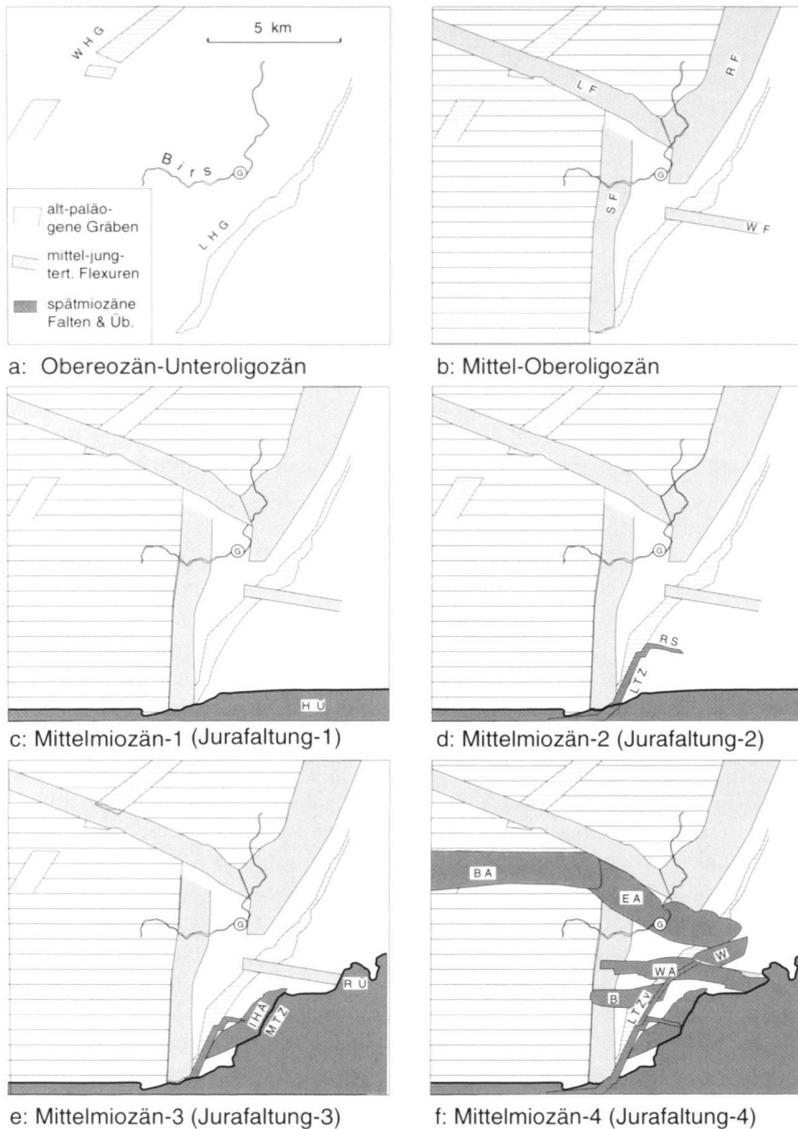


Fig. 12. Die Entwicklung des Knotens von Grellingen. WHG = Halbgraben von Witterswil; LHG = Halbgraben von Lenen-Roderisweid; LF = Landskronflexur; RF = Rheintalflexur; SF = Schällflexur; WF = Wisigflexur; HÜ = Hauptüberschiebung; LTZ = Transferzone von Lenenchöpfli; RS = Roderis-Struktur; IHA = Imberg-Halbantiklinale; MTZ = Transferzone von Meltingen; RÜ = Rechtenberg-Überschiebung; BA = Blauen-Antiklinale; EA = Eggflue-Antiklinale; WA = Wisig-Antiklinale; B = Burgollen-Falte; W = Welschhans-Falte; LTZv = verlängerte Transferzone von Lenenchöpfli. Die Stadien der Jurafaltung sind (c-f): Jurafaltung-1: Hauptüberschiebung. Jurafaltung-2: Stadium der Transferzone des Lenenchöpfli. Die sinistrale Umwanderung des Laufenbeckens beginnt. Jurafaltung-3: Stadium der Transferzone von Meltingen und der Imberg-Halbantiklinale. Hauptstadium der sinistralen Umwanderung des Laufenbeckens. Jurafaltung-4: Stadium der Blauen-, Eggflue- und Wisig-Antiklinalen. Das Laufenbecken wird abgesichert. Auch nach dem Oberoligozän wurden die Flexuren wiederholt reaktiviert. Weitere Erläuterungen im Text.

Die Entstehungsgeschichte des tektonischen Knotens von Grellingen (Fig. 12)

Nach dem bisher Gesagten lässt sich die Entstehungsgeschichte des Knotens von Grellingen etwa so zusammenfassen: Älteste Elemente (Fig. 12a) waren die NNE- bis NE-streichenden obereozän-unteroligozänen Gräben und Halbgräben. Sie bildeten sich in einem relativ hochliegenden Tafelbereich, den man als «frühtertiären Tafeljura» bezeichnen könnte. Der Rheingraben war damals noch nicht bis in die dargestellte Gegend vorgedrungen. Dies geschah erst vom mittleren Oligozän an, als dieser eozäne Tafeljura an einem System von Flexuren, einem eigentlichen «Flexurknoten» sich abzusenken begann und überflutet wurde (Fig. 12b). Dabei bildeten sich die SE-

Ecke des Rheingrabens im Norden und das Laufenbecken im Südwesten des Knotens von Grellingen heraus. Die Flexuren verstärkten sich im oberen Oligozän bis untersten Miozän in mehreren Phasen. Die verbleibenden Hochgebiete bildeten den oligozänen Tafeljura. Über die mechanische Ursache der Ausbildung eines komplexen Flexurknotens bei Grellingen lassen sich zur Zeit nur vage Vermutungen anstellen. Es scheint plausibel, dass die den eigentlichen Rheingraben begrenzende Landskronflexur zur Transferzone von Basel-Dijon gehört, welche die Dehnung des Rheingrabens sinistral in den Saone-Bressegraben transferierte (Laubscher 1970). Warum die Rheintalflexur insgesamt NS verläuft und dabei lokale Abweichungen entwickelte, ist ein weiteres Problem. Wo sie auf den Knoten von Grellingen trifft, am Süden der «Bucht von

Arlesheim-Dornach» (vgl. Gutzwiller & Greppin 1916, Herzog 1956, Gürler et al. 1987), ist sie lokal fast parallel zu den obereozänen Gräben, vielleicht durch diese beeinflusst.

Wie schon im Kapitel über die Tertiärstratigraphie erwähnt, folgt im unteren Miozän, vermutlich im oberen Burdigalian, in der weiteren Umgebung des Laufenbeckens, eine Hebung mit Erosion vor der Ablagerung der OMM. Da diese im Laufenbecken selbst bisher nicht gefunden wurde, ist ihr Einfluss auf den Knoten von Grellingen ungewiss. Sie wurde deshalb auf Figur 12 nicht berücksichtigt.

Die darauf folgenden Ereignisse bei der Ausgestaltung des Knotens von Grellingen (Fig. 12c–f) sind mittelmiozän und jünger: Sie deformierten die Juranagelfluhdecke. Diese jüngste Tertiärablagerung des Laufenbeckens wurde z.T. verfaltet, z.T. verstellt. Die Verfaltung ist der obermiozänen epidermalen Jurafaltung zuzuschreiben, die Verstellung an der Schällflexur einer jungtertiären bis quartären Wiederbelebung der Sockelflexuren. Bei der Jurafaltung lässt sich eine Altersabfolge bestimmen (Fig. 12c–f). Am Südrand des Laufenbeckens entwickelte sich vermutlich an einer Sockelflexur (Landsbergflexur, Laubscher 1981), die ausserhalb des in diesem Artikel näher untersuchten Gebietes liegt, die «Hauptüberschiebung» mit der Muschelkalk-Schuppenzone (Fig. 12c). Davon spaltet sich als ältestes Element die Lenenchöpfli-Transferzone (LTZ) ab und dringt in den Ostrand des Laufenbeckens ein. Von dieser Transferzone zweigt gegen E das Fältchen von Roderis ab (Fig. 12d, RS; Fig. 5, Punkt 6).

Als nächstes folgt die Imbergfalte, von der das Roderisfältchen verstellt wurde. Die Imbergfalte ist eine Halbantiklinale (Imberg-HA auf Fig. 12e). Sie ist, wie weiter oben erwähnt, ein Teil der wichtigen Transferzone von Meltingen (MTZ), an der die Hauptüberschiebung zerrissen und um gegen 1 km sinistral nach N versetzt wurde (Fig. 12e; Laubscher 1996). Man kann also an seiner Südostecke eine Umwanderung des Laufenbeckens durch sinistrale Transferzonen feststellen, die von Westen nach Osten fortschreitet. Offenbar konnte die Abscherung zunächst die Landsbergflexur im Süden des Laufenbeckens nicht überwinden. Erst dort, wo die Schällflexur an die Landsbergflexur herantritt, gelang es ihr, nach Norden in den Tafeljura vorzudringen.

Die Imbergfalte findet ihre östliche Fortsetzung in der Hombergfalte (Fig. 11) und der Rechtenbergüberschiebung (RÜ auf Fig. 12e; vgl. Laubscher 1995). Diese Überschiebung wird durch das Ostende der Wisig-A. verfaltet (Fig. 12f). Die Wisig-A. (WA) und ihre westliche Fortsetzung in der Eggflue-A. (EA) sind also die jüngsten Elemente, bis auf die Burghollen-A. (B) und die Welschhans-A. (W), deren Altersbeziehung zur Wisig-A. wie oben dargelegt nicht eindeutig bestimmbar ist, und die deshalb ebenfalls auf Figur 12f eingezeichnet sind. Die Eggflue-A. und die Blauen-A., deren Kinematik z. Zt. in Bearbeitung ist, bilden den Nordrand des heutigen Laufenbeckens. In diesem jüngsten Akt bei der Knüpfung des Knotens von Grellingen gelang es also der Abscherung, die Landsbergflexur am Südrand des Laufenbeckens zu überwinden.

Regionale Ausblicke

Der Knoten von Grellingen enthält allgemeine Informationen über die beiden regionalen tektonischen Systeme, den Rheingraben und den Faltenjura. Weil die tertiäre Schichtfolge vom Eozän bis zum mittleren Miozän reicht, lassen sich die auf Figur 12 dargestellten verschiedenen Akte der Strukturierung unterscheiden, die sicher nicht auf diesen kleinen Bereich beschränkt sind. Sie erlauben einige Korrekturen und Erweiterungen in den bisher üblichen Vorstellungen.

Schon Koch (1923) und seine Vorgänger erkannten, dass die Anlage der Eozänvorkommen von Hochwald (Fig. 2, 10; vgl. Gutzwiller 1906) und – weniger deutlich – auch von Roderisweid-Lenen zu einem bereits im Eozän angelegten Grabenzug gehören, sie wollten aber seine Ausgestaltung und vor allem die der weiter östlich gelegenen Tafeljura ins Oligozän bzw. Untermiozän legen. Dazu waren offenbar zwei Gründe massgebend. Zum einen ist die hauptsächliche Entwicklung des Rheingrabenrands bei Basel die – Rheintalflexur – nach dem mittleren Oligozän erfolgt (Buxtorf 1934, Herzog 1956, Fischer et al. 1971, Gürler et al. 1987). Da diese Flexur den Tafeljura gegen den Rheingraben abgrenzt, lag es auf der Hand, seinen Gräben ein ähnliches Alter zuzuschreiben. Der zweite Grund ist ein negativer: Sichere oligozäne Sedimente wie im Rheingraben und im Laufenbecken fehlen im Tafeljura fast vollständig (vgl. dazu Hauber 1960). Die diskordante Überlagerung verschiedener Gräben durch die dem oberen Burdigalian bis Langhian angehörenden Schichten der Oberen Meeresmolasse (Buxtorf 1901, Laubscher 1995) belegt natürlich einzig ein höheres Alter als diese Schichten.

Es war vor allem Senn (1928), der es wagte, diese fast zum Dogma erstarrte Ansicht in Zweifel zu ziehen. Bei seiner Kartierung bei Lausen (LK Blatt 1068 Sissach) bemerkte er, dass eine ganze Anzahl von Beobachtungen im Bereich der dortigen Huppergruben auf eozäne Bewegungen hinwiesen. Aufgrund meiner eigenen Kartierungen auf Blatt Hauenstein kann ich die Auffassung Senns nur bestätigen. So weist z. B. der Wildensteingraben (Hauber 1960, Laubscher 1995) eine recht mächtige Eozänfüllung mit ähnlichen groben Breccienzügen auf wie der Halbgraben von Roderisweid. Die Ähnlichkeit der beiden Grabengebiete ist so frappant, dass man sie derselben tektonischen Phase im Obereozän zurechnen möchte – jedenfalls spricht nichts dagegen. Man könnte dann die Darstellung in Figur 12a weit nach Osten in den Tafeljura hinein ausdehnen. Natürlich ist damit nicht gesagt, dass es nicht auch oligozäne Gräben im Tafeljura gibt, die mit der Ausgestaltung der Rheintalflexur einbrachen. (vgl. dazu Laubscher 1982, 1995).

Die intraoligozäne Diskordanz an der Basis der Elsässermolasse bei Fehren hat ihr Gegenstück in der diskordanten Auflagerung der Elsässermolasse auf Sequan bei Ziegelbüsch (Fig. 10; 1.2 km SE «Falkenflue» auf Fig. 2.; Bitterli-Brunner et al. 1984, Bitterli-Brunner & Fischer 1988) auf dem Gempenplateau über der Rheintalflexur. Sie belegt einen ähnlichen intraoligozänen Akt bei der Ausgestaltung der Rheintalflexur wie bei der Entwicklung der Schällflexur.

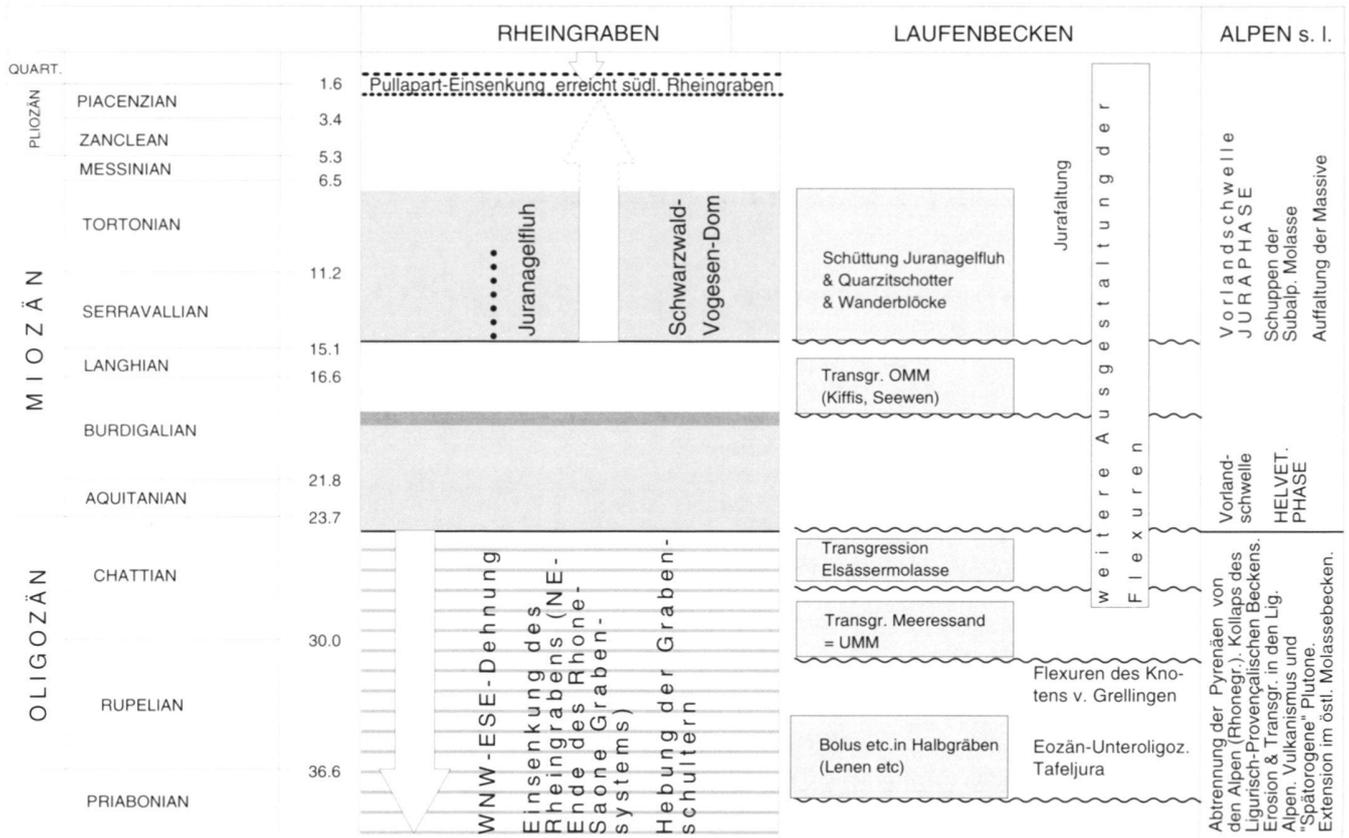


Fig. 13. Zeitliche Korrelation der Ereignisse im Laufener Becken mit jenen des Rheingrabens und der Alpen.

Was die Verstellung der Juranagelfluss an der Schällflexur betrifft, so fällt sie in eine Zeit, als das Spannungsfeld im nördlichen Vorland der Alpen eine ganz andere Geometrie aufwies als im Alttertiär. Für die Reaktivierung der Flexur müssen andere Gründe gefunden werden als ein weiter fortdauernder Einbruch des Rheingrabens (vgl. z. B. Laubscher 1992). Sie sind meines Erachtens in der Entwicklung einer Vorschwelle der zur Juraphase gehörenden Lithosphärenverbiegung zu suchen. Dabei wurde der südliche Rheingraben besonders betroffen, weil er einen geschwächten Teil der Lithosphärenplatte darstellt. Dieser reagierte vermutlich besonders empfindlich auf die von den Alpen ausstrahlende mannigfache Beanspruchung. Dabei ist zu bedenken, dass diese Beanspruchung nicht nur aus der üblicherweise bei der Modellierung der Vorlanddeformation in Betracht gezogenen rein gravitativen Belastung bestand, sondern zusätzlich noch aus der horizontalen Kompression infolge der Plattenkonvergenz und aus Fließbewegungen in der Asthenosphäre. Diese letzteren müssen nach Werner & Kahle (1980) eine entscheidende Rolle bei der Schaffung einer spezifisch leichten Asthenosphärenwurzel unter Schwarzwald und Vogesen gespielt haben.

Die leichte Verbiegung der Juranagelfluss an der Schällflexur kann korreliert werden mit der relativ tiefen Lage der

Heubergschotter an der Rheintalflexur bei Lörrach (Wittmann et al. 1970, Fischer et al. 1971), die aus lithologischen Gründen der Juranagelfluss zugeteilt werden (vgl. dazu die Isohypsenkarte in Laubscher 1974). Man kann aus diesen Beobachtungen schließen, dass beim mittelmiozänen Aufstieg von Schwarzwald und Vogesen die alten Rheingrabenstrukturen reaktiviert wurden.

Beziehungen zum alpin-mediterranen Gürtel

Der eine oder andere Leser mag sich fragen, ob über die engere Region hinaus nicht auch Beziehungen zur Afrika-Europa-Plattengrenze erkennbar seien. Vorstellungen in dieser Hinsicht müssten sich zuvorderst auf die zeitliche Korrelation von Ereignissen im Rheingraben, im Laufener Becken und im alpin-mediterranen Bereich stützen, wie sie auf Figur 13 dargestellt sind. Inwieweit diese unleugbaren zeitlichen Korrelationen auch kausalen Verknüpfungen entsprechen, ist umstritten. Selbstverständlich ist lediglich, dass Spannungen und Deformationen im engeren Bereich der Plattengrenzen weit ins Platteninnere ausstrahlen. Auch lässt sich geltend machen, dass im Vorland die früheren Deformationen durch die nachfolgenden meist weniger stark in Mitleidenschaft gezogen wurden als in

den intensiv deformierten Gebirgen der engeren Plattengrenze. Ohne in diesem Artikel eine eingehende Diskussion anzubieten, möchte ich doch kurz auf meine früheren Betrachtungen zu diesem Thema hinweisen, nach denen ich solche Verknüpfungen für plausibel erachte (z. B. Laubscher 1992, 1997).

Schlussfolgerungen

Das kleine Gebiet am Ostrand des Laufenbeckens enthält eine Fülle von Informationen über die Entwicklung von Rheingraben und Faltenjura. Da sowohl der Rheingraben wie der Faltenjura von der Europa-Afrika-Plattengrenze ausstrahlen, kommt diesen Informationen sogar noch eine überregionale Bedeutung zu. Das Rheingrabensystem begann sich im Laufenbecken zu dokumentieren im oberen Eozän mit kleinen Gräben in einem eozänen Tafeljura. Die Schällflexur am Ostrand des Laufenbeckens hat sich dagegen erst im mittleren und oberen Oligozän ausgebildet, und dasselbe gilt für die Rheintalflexur, die den Ostrand des eigentlichen Rheingrabens bei Basel bildet. Beide Flexuren wurden im Miozän wiederbelebt, und zwar im Verlauf von zwei Akten regionaler Hebung, der erste zeitgleich mit der Entwicklung der Helvetischen Decken in den Alpen, der zweite zur Zeit der Auffaltung der Externmassive und der Abscherung der Juradecke. Auch spätere, bis heute andauernde Bewegungen in den Alpen und im Rheingraben haben vermutlich in geringem Mass die Ausgestaltung des Laufenbeckens beeinflusst, doch gibt es dafür keine stratigraphischen Hinweise. Der tektonische Knoten von Grellingen in der nordöstlichen Ecke des Laufenbeckens liegt im Bereich der Transferzone von Basel-Dijon, an der die Dehnung des Rheingrabens sinistral in das Rhone-Saone-Grabensystem transferiert wurde. Die ESE bis E streichenden Flexuren der Landskron und des Wisig dürften Bestandteile dieser Transferzone sein.

LITERATURVERZEICHNIS

BITTERLI, P. 1945: Geologie der Blauen- und Landskronkette südlich von Basel. Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 81.

BITTERLI-BRUNNER, P. & FISCHER, H. 1988: Erläuterungen zu Blatt 80 Arlesheim des Geol Atlas der Schweiz. Hg. von der Landeshydrologie und -geologie.

BITTERLI-BRUNNER, P., FISCHER, H. & HERZOG, P. 1984: Blatt 1057 Arleheim. Blatt 80, Geol. Atlas der Schweiz. Hg. von der Geologischen Kommission der Schweiz. Naturf. Ges.

BITTERLI-BRUNNER, P., HAUBER, L. & FISCHER, H. 1975: Investigation of recent crustal movements across the Rhinegraben flexure at Basle. Tectonophysics 29.

BITTERLI, T. 1988: Die dreidimensionale Massenbilanz – ein wichtiges Hilfsmittel zum Verständnis der regionalen Kinematik (Schuppenzone von Reigoldswil, Faltenjura). Eclogae geol. Helv. 81, 2, 415–431.

– 1990: The kinematical evolution of a typical Jura fold: a reinterpretation based on 3-dimensional balancing techniques (Weissenstein Anticline, Jura Mountains, Switzerland). Eclogae geol. Helv. 83/3, 493–511.

BUXTORF, A. 1901: Geologie der Umgebung von Gelterkinden. Beitr. geol. Karte Schweiz (NF) 11.

– 1934: Exkursion Nr. 33: Umgebung von Basel. Geol. Führer Schweiz, Fasc. VIII. Wepf, Basel.

BUXTORF, A. & KOCH, R. 1920: Zur Frage der Pliocaenbildungen im nordschweizerischen Juragebirge. Verh. natf. Ges. Basel 31.

FISCHER, H. 1965: Geologie des Gebietes zwischen Blauen und Pflirter Jura (SW Basel). Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 122.

– 1965: Blatt 1066 Rodersdorf. Blatt 49, hg. von der Geologischen Kommission der Schweiz. Naturf. Ges. Geol. Atlas der Schweiz. Herausgegeben von der Geologischen Kommission der Schweiz. Naturf. Ges.

FISCHER, H., HAUBER, L. & WITTMANN, O. 1971: Erläuterungen zu Blatt 1047 Basel des «Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000» (Nr. 59). Schweiz. Geol. Komm.

GURLER, B., HAUBER, L. & SCHWANDER, M. 1987: Die Geologie der Umgebung von Basel, mit Hinweisen über die Nutzungsmöglichkeiten der Erdwärme. Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 160.

GUTZWILLER, A. 1906: Die eocaenen Süsswasserkalke im Plateaujura bei Basel. Abh. schweiz. paläont. Ges. 32.

GUTZWILLER, A. & GREPPIN, E. 1916: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Basel. I. Teil: Gempenplateau und unteres Birstal (Spezialkarte Nr. 77). Schweiz. Geol. Komm.

GYGI, R. A. 1995: Datierung von Seichtwassersedimenten des Späten Jura in der Nordwestschweiz mit Ammoniten. Eclogae geol. Helv. 88, 1, 1–58.

HARDING, T. P. & LOWELL, J. D. 1979: Structure styles, their plate tectonics habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces. Am. Ass. Petroleum Geol. Bull., 63, 1016–1058.

HAUBER, L. 1960: Geologie des Tafel- und Faltenjura zwischen Reigoldswil und Eptingen (Kt. Baselland). Beitr. geol. Karte Schweiz, NF, 112.

HERZOG, P. 1956: Die Tektonik der Rheintalflexur und des Tafeljura südöstlich von Basel. Eclogae geol. Helv. 49.

KALIN, D. 1997: Litho- und Biostratigraphie der obermiozänen Bois de Raube-Formation, Nordwestschweiz. Eclogae geol. Helv. 90, 1, 97–114.

KOCH, R. 1923: Geologische Beschreibung des Beckens von Laufen im Berner Jura. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF], 48, 2. Abt.

KOCH, R., LEHNER, E., WAIBEL, A. & MÜHLBERG, M. 1936: Blätter Laufen, Bretzwil, Erschwil, Mümliswil. Geologischer Atlas der Schweiz. 3. Hg. von der Geologischen Kommission der Schweiz. Naturf. Ges.

LAUBSCHER, H. 1962: Die Zweiphasenhypothese der Jurafaltung. Eclogae geol. Helv. 55, 1–22.

– 1965: Ein kinematisches Modell der Jurafaltung. Eclogae geol. Helv. 58, 231–318.

– 1970: Grundsätzliches zur Tektonik des Rheingrabens. In: Graben Problems (Ed. by ILLIES, J.H. & MÜLLER, ST.), 79–86. Schweizerbart, Stuttgart.

– 1974: Basement uplift and décollement in the Molasse basin. Eclogae geol. Helv., 67/3, 531–537.

– 1981: The 3-D propagation of décollement in the Jura. In: Thrust and Nappe Tectonics (Ed. by McCLAY, K.), Geol. Soc. (London) Spec. Publ., 311–318.

– 1982: Die Südostecke des Rheingrabens – ein kinematisches und dynamisches Problem. Eclogae geol. Helv. 75, 101–116.

– 1986b: The eastern Jura: Relations between thin-skinned and basement tectonics, local and regional. Geol. Rdsch. 73, 3, 535–553.

– 1992: Jura kinematics and the Molasse Basin. Eclogae geol. Helv. 85/3, 653–675.

– 1995: Neues zur Grenzzone Tafeljura-Faltenjura (Gebiet von Ziefen-Reigoldswil, Baselbieter Jura). Eclogae geol. Helv. 88/2, 219–234.

– 1996: The challenge for material balance in 3D: A fold adapts to varying boundary conditions along strike. 1996–97 AAPG Distinguished Lecture Abstracts.

– 1997: The décollement hypothesis of Jura folding after 90 years. Bull. angew. Geol. 2, 2, 167–182.

LAUBSCHER, H. & NOACK, T. 1997: The deep structure of the Basel Jura. In: PFIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, ST. & STECK, A. (Ed.) Deep structure of the Swiss Alps: results of NFP 20, 54–58. Birkhäuser Verlag, Basel, 380 p.

LEHNER, E. 1920: Geologie der Umgebung von Bretzwil im nordschweizerischen Juragebirge. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF, 47/II.

LINIGER, H. 1925: Geologie des Delsberger Beckens und der Umgebung von Movelier. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 55/4.

- PHILIPPE, Y. 1994: Transfer zone in the southern Jura thrust belt (eastern France): Geometry, development and comparison with analogue modelling experiments. In MASCLE, A., ed., Exploration and Petroleum geology of France. EAPG Memoir 4.
- ROSENDHAL, B. R. 1987: Architecture of continental rifts with special reference to east Africa. Annual review of Earth and Planetary Sciences, 15, 445–503.
- ROTHPLETZ, W. 1933: Geologische Beschreibung der Umgebung von Tavannes im Berner Jura. Verh. natf. Ges. Basel 43, 12–150.
- SCHWABE, E. 1939: Morphologie der Freiberge (Berner Jura). Mitt. geogr.-ethnol. Ges in Basel 5, 1–135.
- SENN, A. 1928: Über die Huppererde von Lausen und das geologische Alter der Zeinger Bruchzone. Eclogae geol. Helv. 21, 163–180.
- SUPPE, J. 1985: Principles of structural geology. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, NJ., 537 pp.
- VON BRAUN, E. 1953: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Hoehrhoeingebiet zwischen Zurzach und Eglisau. Eclogae geol. Helv. 46, 143–170.
- WERNER, D. & KAHLE, H.-G. 1980: A geophysical study of the Rhinegraben – Kinematics and geothermics. Geophys. J. R. Astr. Soc 62, 617–629.
- WITTMANN, O., HAUBER, L., FISCHER, H., RIESER, A. & STAEHELIN, P. 1971: Blatt Basel. Geol. Atlas der Schweiz, 59. Hg. von der Geologischen Kommission der Schweiz. natf. Ges.

Manuskript eingegangen 26. September 1997

Revidierte Fassung angenommen 17. Juni 1998

