

Ein neues Konzept für das Verhalten der eozänen Tafeljuragräben bei der spätmiozänen Jurafaltung : der Therwil-Witterswil-Dittingen-Grabenzug (bei Basel/Schweiz) als Muster der Grabenverfaltung

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

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaften beider Basel**

Band (Jahr): **8 (2005)**

PDF erstellt am: **22.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-676801>

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.

Ein neues Konzept für das Verhalten der eozänen Tafeljuragräben bei der spätmiozänen Jurafaltung: Der Therwil-Witterswil-Dittingen-Grabenzug (bei Basel/Schweiz) als Muster der Grabenverfaltung

HANS LAUBSCHER

Zusammenfassung: Ausgehend von der Gegend von Therwil (Kanton Basel-Landschaft, Schweiz) im südlichsten Teil des Rheingrabens lässt sich in SSW-Richtung ein eozän(-unteroligozäner) Grabentrend verfolgen. Er steigt zunächst S Witterswil an der altmiozänen Landskronflexur an die Oberfläche, ändert dann seine Gestalt an der Störung von Hofstetten und durchquert schliesslich die Blauenkette. In dieser treten dabei verschiedene Unregelmässigkeiten auf, so vor allem die gehobene und leicht gegen N verkippte Domäne des Malms von Hofstetten-Chälen, die vermutlich als Nordschenkel der Rampenfalte («trailing limb») über einer südvergenten Überschiebung gedeutet werden kann, sodann der besonders intensiv zusammengepresste Kern bei Bergmatten mit seinen zahlreichen Störungen und endlich eine neu kartierte chaotische «Platzstruktur» im Südschenkel bei Dittingen. Solche Unregelmässigkeiten sind zu erwarten, wenn man bedenkt, dass der dominante Mechanismus bei der Entstehung der Jurafalten Schichtgleiten war, und dass im Bereich der präexistente Gräben die Kontinuität der Schichten unterbrochen war. Der Therwil-Witterswil-Dittingen-Grabentrend darf als Typstruktur für zahlreiche ähnliche, den Rheintalischen Jura durchsetzende Querstrukturen angesehen werden.

Abstract: A trend of narrow grabens of Eocene-early Oligocene age, similar to those of the Tabular Jura, may be pursued from Therwil (canton Basel-Landschaft, Switzerland) in the subsurface of the southernmost Rhinegraben to the SSW, where it first emerges to the surface at the early Miocene Landskron flexure and thereafter crosses the late Miocene Blauen fold. There it caused a series of rather spectacular irregularities, which may be explained as a consequence of the interruption of bedding by the graben that resulted in the interruption of bedding-parallel slip – the dominant mechanism in shallow fold belts such as the Jura. In the course of folding the graben was kinked into dextral doglegs with a southvergent backthrust in the domain of the bend which was particularly effective in the north limb, then with especially intensive contraction in the core of the fold, and finally with a chaotic set of smaller faults (a «blister») in the south limb. This Therwil-Witterswil-Dittingen graben trend may be taken as type structure for numerous other similarly chaotic trends crossing the Jura folds in the Rheintal Jura.

Eine vereinfachte, beschreibende Darstellung für den interessierten Laien

Der vorliegende Artikel befasst sich mit einem recht komplexen tektonischen Vorgang, der mancherlei Fragen aufwirft, deren Beantwortung im einzelnen ohne geologische Vorbildung nicht leicht verständlich sein dürfte. Weil aber

das Gebiet des Blauens auch den geologisch nicht besonders geschulten Wanderer interessieren mag, ist diese beschreibende Kurzfassung dem eigentlichen Artikel vorangestellt.

Die Blauenkette bildet die nördliche Front des jungmiozänen (10–6 Ma [Millionen Jahre vor der Gegenwart]) Faltengürtels des Juras. Sie ist aber nicht eine einfache Biegefalte, sondern ent-

hält überdies Bruchstrukturen verschiedener Art, besonders Überschiebungen und Querverschiebungen. Diese letzteren sind dort konzentriert, wo ein alter, eozän-unteroligozäner (40–34 Ma) Einbruchsgraben von der späteren Faltung überwältigt werden musste.

Der Blauenkette vorgelagert ist die Landskronkette, die morphologisch den Rheingraben im Süden abschliesst. Die Landskronkette wird deshalb oft auch als Jurakette interpretiert. Sie ist aber in Wirklichkeit eine ältere (24–16 Ma) Flexur, der noch bescheidene, jüngere (10–6 Ma) Fältchen aufgesetzt sind. Auch die Landskronkette wird vom oben erwähnten alten (40–34 Ma) Grabenzug durchquert. Im besondern ist dieser alte Graben an der jüngeren Landskronflexur gekippt und schiefgestellt. Er tritt darum am Witterswilerberg als ausgedehntes Vorkommen von Eozän-Unteroligozän an die Oberfläche.

Dieser Graben («Therwil-Witterswil-Dittingen» oder «TWD»-Gaben) gehört zur bekannten Familie der Tafeljuragräben, die zusammen mit dem Beginn der Einsenkung des Rheingrabens aufgerissen waren (Abb. 1, 4). Seine Existenz wurde erst in jüngster Zeit erkannt, und zwar vor allem auf Grund der Arbeiten im Zusammenhang mit der Thermalbohrung Reinach (Gürler et al. 1987, Hauber 1991, 1996) und der Publikation des Atlasblatts 1067 Arlesheim des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 (Bitterli-Brunner et al. 1984). Der Verfasser suchte im Anschluss an seine Kartierungen auf Landeskartenblatt 1087 Passwang (Karte und Entwurf von Erläuterungen dazu beim Bundesamt für Wasser und Geologie BWG) die Verbindung des Laufbeckens mit dem Südschenkel der Blauenfalte herzustellen und stiess dabei auf ein unerwartetes und zunächst rätselhaftes Bruchsystem bei Dittingen (Abb. 2, 3). Es zeigte sich, dass diese Komplikationen zusammen mit den oben erwähnten Grabenelementen auf einer offenbar zusammenhängenden Störungszone liegen, die bei Bergmatten den Kern der Blauenfalte quert.

Die Blauenfalte wurde nahe der kalten Oberfläche gebildet, wo Faltung hauptsächlich durch Biegegleitung auf den Schichtflächen zustande kommt, das heisst, dass bei der Faltung die Schichten aufeinander glitten wie die Seiten ei-

nes gebogenen Heftes. Das funktioniert bestens, solange der Schichtverband intakt ist. Im Bereich der alten Grabenzone war aber der Schichtverband unterbrochen (vgl. Abb. 8), und deshalb stellten sich folgende auffällige Komplikationen ein:

1. Am auffälligsten und schon von weitem (z.B. von Basel aus) sichtbar ist die topografische Einsenkung in den Bergmatten. Diese Einsenkung kommt dadurch zustande, dass im Bereich der Bergmatten die tieferen Schichten (Opalinuston und unterer Dogger) besonders hochgepresst wurden (Abb. 7b) und dabei den der Verwitterung trotzen Hauptrogensteinpanzer der Falte durchbrachen. Der untere Dogger und vor allem der Opalinuston verwittern aber sehr leicht zu lehmigen Wiesen zonen («Bergmatten») in topographischen Senken. Man hat also die paradoxe Situation, dass der besonders hochgepresste Kern der Blauenfalte – eine tektonische Kulmination – eine topografische Senke bildet.

Die Hochpressung des Kerns geht einher mit einer grösseren Zahl von den Schichtverband versetzenden Störungen, und man darf vermuten, dass diese Störungen des Schichtverbands schon im alten Grabenzug von TWD angelegt waren und bei der späteren Auffaltung im Sinne von Abb. 8 noch akzentuiert wurden.

2. Im Bereich Bergmatten-Dittingen wurde die Falte um einige hundert Meter sinistral verschoben. Diesen sinistralen Verschiebungssinn kann man erkennen, wenn man sich auf die Westseite des Grabenzugs begibt (Abb. 2, 3, 4) und zur Ostseite hinüberschaut. Man wird bemerken, dass der östliche Blauen sich an der Querzone etwas nach Norden (oder links) verschoben hat. Weil die Querzone aber kein scharfer Schnitt, sondern ein zerbrochener Gürtel ist, so hat sich diese Verschiebung schrittweise in der im allgemeinen recht chaotischen Störungszone vollzogen.

3. Auf der Ostseite dieser Sinistralverschiebung beginnt die östliche Blauenfalte gegen Osten axial abzutauchen. Das sieht man ebenso wie die Depression der Bergmatten von weitem am Abtauchen des Hauptrogensteinpanzers der Falte, der in den Wiesen südlich von Pfeffingen schliesslich verschwindet. Dieses Abtauchen

bedeutet eine allmähliche Verringerung des Zusammenschubs über der basalen Abscherfläche des Faltenjuras in den Evaporiten des mittleren Muschelkalks («Anhydritgruppe»). Der Zusammenschub ist also am grössten unmittelbar an der Sinistralverschiebung; die Abnahme gegen Osten entspricht einer Rotation um eine senkrechte Achse am Ostende des axialen Abtauchens. Dabei ist die genaue Umrandung dieser Rotation nicht auszumachen, und es ist anzunehmen, dass der rotierte Bezirk sich an kleinen Kluftverschiebungen und den allgegenwärtigen Drucklösungen in den Kalken (Stylolithen) allmählich verliert. Analoge Indizien von solchen Rotationen sind im Jura häufig, insbesondere an seiner nördlichen Front.

Zusammenfassend lässt sich wiederholen, dass bei der Auffaltung des Blauens im Obermiozän ein eozän-unteroligozäner Grabenzug überwältigt werden musste, und dass das nicht ohne Verzerrungen und Verschiebungen in der Falte geschehen konnte.

Einleitung

Es ist erstaunlich, dass ein Basler Hausberg wie der Blauen, der mehr als hundert Jahre lang die Augen von Generationen von Geologen auf sich gezogen hat, noch immer Geheimnisse birgt.

Die Blauenkette südlich von Basel markiert die Front des jungmiozänen Faltenjuras gegen den paläogenen (40–34 Ma) Rheingraben und seine südlich daran anschliessenden, von den jungmiozänen (10–6 Ma; Giamboni et al. 2004 lassen die Jurafaltung mit Hinweis auf Bolliger et al. [1993] bis 3.4 Ma dauern. Bolliger et al. [1993] stellen aber nur fest, dass die Faltung schon vor diesem Datum abgeschlossen gewesen sei) Abscherungen weitgehend überfahrenen Oligozänbecken von Laufen und Delémont (Abb. 1). Von Basel aus erkennt man dabei verschiedene Unregelmässigkeiten in der Blauenkette, insbesondere die in ihrer tektonischen Kulmination auftauchende topografische Einmündung der Bergmatten oberhalb Hofstetten und das östlich davon einsetzende Axialgefälle des Hauptrogensteinpanzers (Abb. 2). Südwestlich von Pfeffingen verschwindet der bewaldete

Doggerrücken im Wiesengelände unterhalb des Rauraciengrats der Platten, und eine neue kleine Falte, die Eggfluefalte, übernimmt die Rolle der nördlichen Front des Faltenjuras.

Während all der Jahrzehnte, da der Verfasser fast täglich von Riehen ins geologische Institut der Universität Basel fuhr, hatte er diese Situation immer vor Augen, und er zerbrach sich den Kopf darüber, was sie wohl zu bedeuten habe. In mancher Hinsicht vorzügliche Hilfe bot ihm dabei das Blatt 1067 Arlesheim des Geologischen Atlas der Schweiz (Bitterli-Brunner et al. 1984). Allein, eine neue Einsicht in das Problem eröffnete sich erst, als er im Verlauf seiner Neukartierung des südlich anschliessenden Landeskartenblatts 1087 Passwang (Laubscher 2005) auch den Südrand von Blatt Arlesheim und damit den Südschenkel der Blauenfalte in Augenschein nahm. Er traf da nämlich bei Dittingen (Abb. 2) auf eine chaotische Struktur, die auf Blatt Arlesheim nur andeutungsweise dargestellt ist.

Ein neues Szenario für den Bau der Blauen- und der Landskronkette

Diese Struktur von Dittingen befindet sich im Süden der Bergmatten, und der Verdacht eines Zusammenhangs mit der axialen Kulmination drängt sich auf. Weil die zahlreichen solcher die Falten querenden Unregelmässigkeiten im Rheintalischen Jura fast samt und sonders der Überwältigung von paläogenen (40–34 Ma) Tafeljuragräben durch die jungmiozäne Jurafaltung (10–6 Ma) zugeschrieben werden können, richtete sich der Blick automatisch gegen NNE, gegen den Rheingraben, auf der Suche nach einem möglichen Kandidaten für diese Rolle. Gefunden wurde er sofort im grossen Eozän-Unteroligozän-Vorkommen des Witterswilerbergs (Abb. 2, 3). Dieses auf dem Kartenbild von Bitterli-Brunner et al. (1984) als aufgefülltes eozänes Karstloch dargestellte Vorkommen erwies sich bei näherem Zusehen als von der Meeresand-Transgression diskordant überdeckter eozäner Halbgraben, dessen östliche Hauptabschiebung etwas verkarstet ist. Solcher eozäner Halbgräben gibt es im Rheintalischen Jura mehrere, beispielsweise den Halbgraben der Rode-

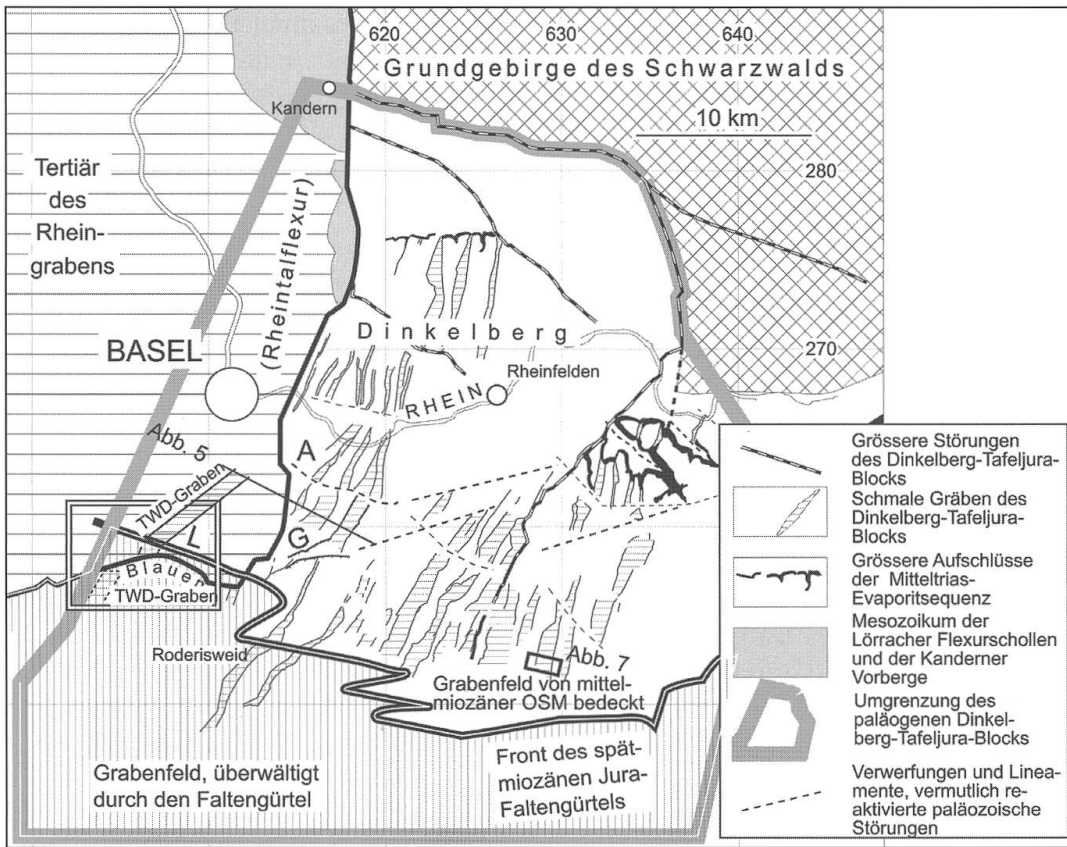


Abb. 1: Die Lage des Therwil-Witterswil-Dittingen-Grabens am Südostende des Rheingrabens (näher untersuchtes Gebiet umrahmt).

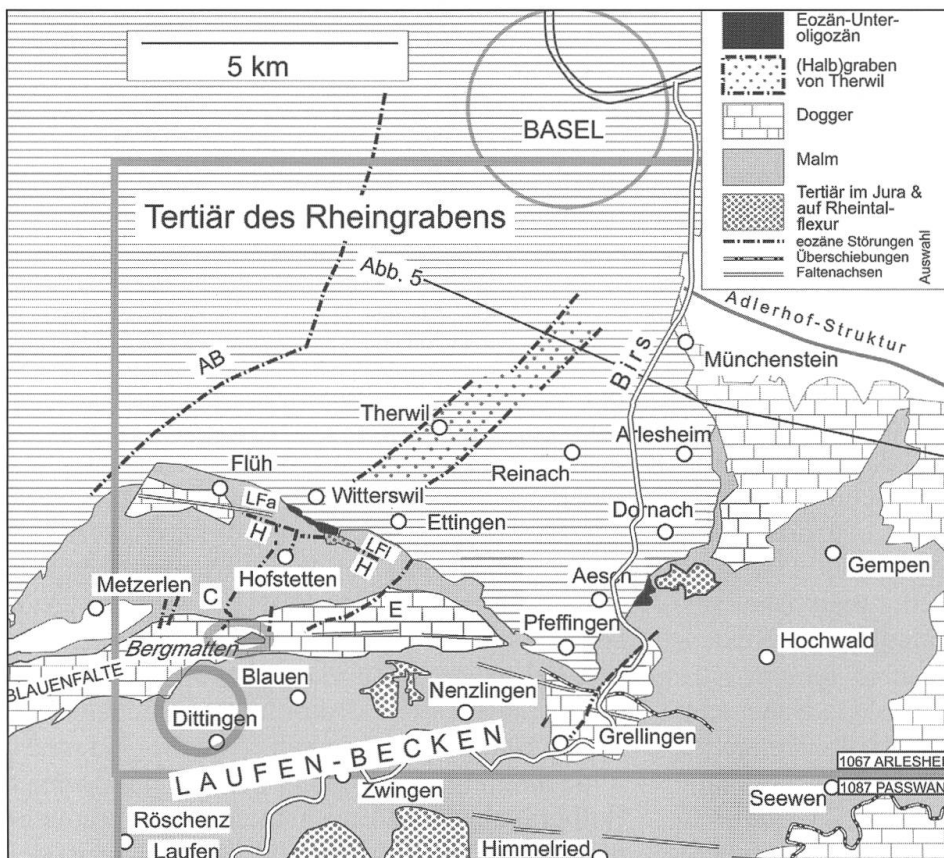


Abb. 2: Vereinfachte geologische Karte der Umrahmung des Südostendes des Rheingrabens mit dem Therwil-Witterswil-Dittingen-Trend und einem Verzeichnis der Ortschaften zur Orientierung. Lfa = Landskron-Falte, LFI = Landskron-Flexur, AB = Allschwil-Burg-Störung, H = Hofstetten-Störung, E = Eselgraben-Störung. Eine Auswahl anderer Störungen ist ebenfalls eingezeichnet, um gewisse Besonderheiten hervorzuheben, so das Verhältnis von alter Störung, Überschiebung und Faltenachse in der Eggfluefalte.

risweid südlich von Himmelried (Lage auf Abb. 1; Laubscher 1998; vgl. dazu auch Noack [1995]).

In der altmiozänen (24–16 Ma) Landskronflexur (Abb. 4, s. auch die Profile Abb. 7) wurde dieser Halbgraben von Witterswil aus dem Rheingraben an die Oberfläche gehoben. Auf Abb. 7 würde er zwischen die fast parallel SN verlaufenden Profile 7b und 7c zu liegen kommen. Auf einem zur Landskronflexur parallelen Profil würde er ähnlich aussehen wie der Halbgraben von Therwil auf Abb. 5. Dieser liegt im

Untergrund des Rheingrabens verborgen und befindet sich direkt in der nordöstlichen Fortsetzung des Grabens von Witterswilerberg (oder kurz Witterswil). Er wurde von Gürler et al. (1987) aufgrund seismischer Daten gefunden (Abb. 2, von Bitterli-Brunner et al. 1984 auf der tektonischen Skizze 1:200'000 schon dargestellt), und sein Randgebiet wurde durch die Thermalbohrung Reinach-1 belegt (Abb. 5 nach Gürler et al. 1987 und Hauber 1991). Wie das Profil zu erkennen gibt, war das südöstliche Ende des Rheingrabens samt dem Laufenbecken

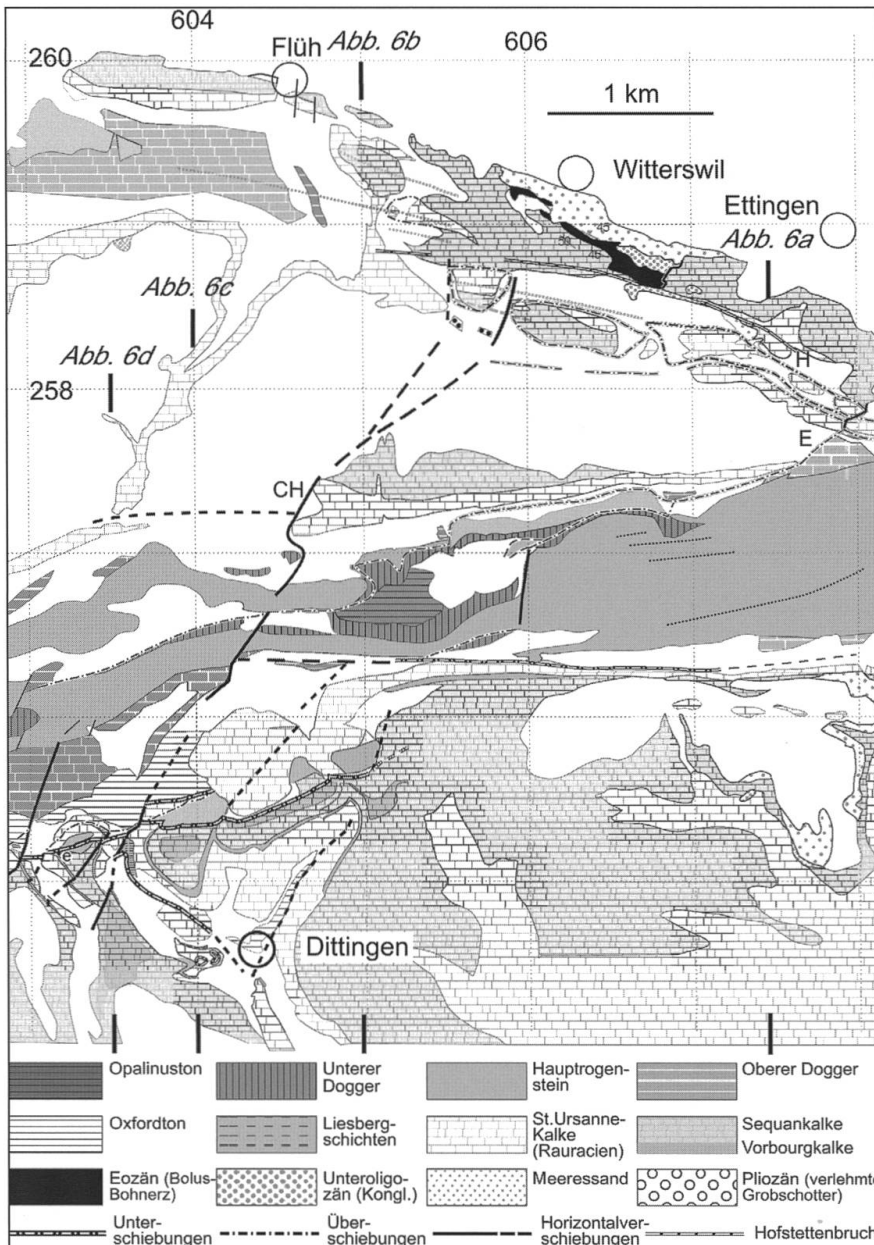


Abb. 3: Vereinfachte geologische Detailkarte des Blauen-Landskrongebiets nach Bitterli-Brunner et al. (1984), modifiziert. Die Störungen sind grob differenziert nach Funktion. Punktiert: Fältchen. Die Landskronfalte taucht gegen E ab und löst sich in kleine Fältchen auf, die sich den kleinen Überschiebungen der Hofstetten-Domäne (Abb. 4) überlagern. Gleichzeitig mit dieser Abb. 3 empfiehlt sich die Konsultation von Blatt Arlesheim des Geol. Atlas der Schweiz (Bitterli et al. 1984) oder wenigstens des topographischen Landeskartenblatts 1067 Arlesheim. Man kann auch einen Ausschnitt aus diesem Blatt nebst Abb. 3 scannen und im Computer einander überlagern.

im Eozän offenbar ein Teil des Tafeljuras; denn in diesem Gebiet beginnt (siehe Abb. 7 und Laubscher 1998) die tertiäre Sedimentation wie im Tafeljura mit spärlichen eozän-unteroligozänen Krusten auf verkarstem Mesozoikum, unterbrochen nur durch grössere Anreicherungen dieser Sedimente in schmalen Gräben und Halbgräben.

Damit ergibt sich folgendes Szenario. Ein gegen SSW streichender eozän-unteroligozäner (40–34 Ma, im folgenden als «paläogener» abgekürzt) Halbgraben (oder ein «Grabenzug», wenn man dem Umstand Rechnung tragen will, dass solche Tafeljuraergräben in der Regel durch

Brüche unterteilt sind, wobei die einzelnen Brüche sich verästeln oder auch verlieren können) wurde im Oligozän vom Meeressand (ca. 32 Ma) diskordant überdeckt, im Altmiozän (24–16 Ma) durch die Landskronflexur verstellt und im Jungmiozän (10–6 Ma) durch die Jurafaltung überwältigt, wobei sich eine ganze Reihe von mechanischen Problemen einstellte, welche zu den beobachteten Unregelmässigkeiten im Bau der Blauenfalte führten.

Im Folgenden wird dieses Szenario benützt als Arbeitshypothese für die Einordnung einer ganzen Reihe weiterer Beobachtungen in ein zusammenhängendes Bild.

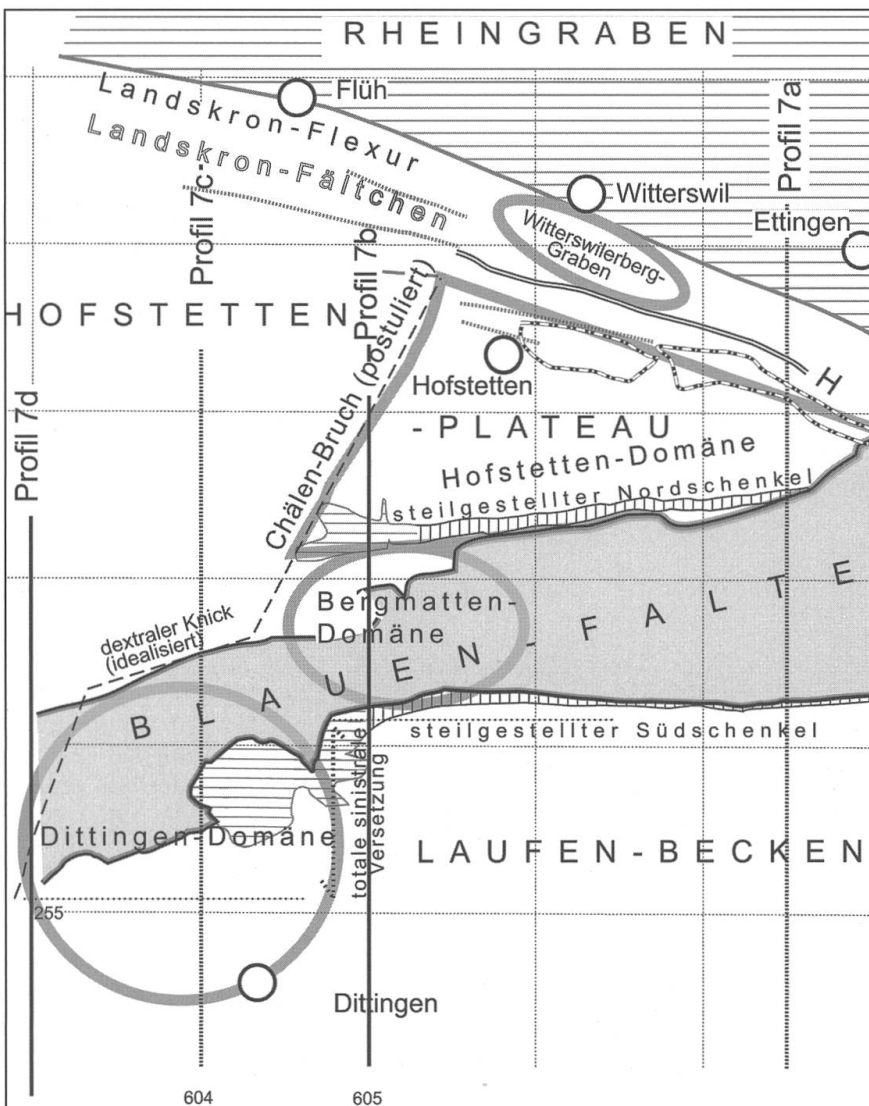


Abb. 4: Vereinfachte Darstellung der Elemente des TWD-Trends im Blauen-Landskronbereich. H = Hofstetten-Störung. Die Figur dient vor allem dem Namensverzeichnis der tektonischen Elemente sowie der Lokalisierung der Profile der Abb. 7. Zusätzlich sind schematisch angegeben der dextrale Knick des TWD-Trends und der diffuse sinistrale Transfer im Blauen-Südschenkel (eng schraffiert: Malm-Schenkel der östlichen Blauenfalte). Im übrigen gilt auch für diese Figur wie für Abb. 3 die Empfehlung, die entsprechenden publizierten Kartenblätter zu konsultieren und eventuell im Computer zu überlagern.

Der Grabenzug von Therwil-Witterswil-Dittingen (TWD) und sein Einfluss auf den Bau der Landskron- und der Blauenkette

Die Daten sind zwar nicht lückenlos, aber die Kontinuität des Grabens von Therwil bis in das Eozän der Landskronkette am Witterswiler Berg ist doch augenfällig. Dagegen sieht man sich auf dem Plateau von Hofstetten oberhalb der Landskron-Flexur vor das Problem gestellt, dass hier wohl eine mögliche Fortsetzung des Grabenzugs zu erkennen ist, dass er aber eine etwas abgeänderte Gestalt annimmt. Als potentieller Ostrand kommt hier die von Bitterli (1945) als alte Bruchlinie gedeutete Eselgrabenstörung (sie streicht etwa parallel zu den Gempenstörungen - G auf Abb. 1) in Frage, als Westrand die westliche Grenze des Malms von Chälengraben (Abb. 3, 4 und Bitterli-Brunner et al. 1984).

Die Bedeutung der Störung von Hofstetten

Nach der Darstellung auf der Karte von Bitterli-Brunner et al. (1984) scheint sich diese Ände-

rung im Bau von TWD an der Störung von Hofstetten (H auf Abb. 3, 4, 7) einzustellen. In ihrer lokalen Ausbildung weist die Störung von Hofstetten einige Besonderheiten auf. So ist zum Beispiel heute ihr Nordflügel gehoben, während ehemals (vor der Meeressand-Transgression) umgekehrt der Südflügel gehoben war. Das folgert man aus dem Umstand, dass auf dem Südflügel der Meeressand auf St. Ursanne-Formation (früher «Rauracien») liegt (s. Abb. 3, 7), auf dem Nordflügel dagegen auf Sequan. Der Ursprung der Störung von Hofstetten ist also Prä-Meeressand; sie dürfte damit Bestandteil des Tafeljura-Grabenfelds gewesen sein.

Die Störung wurde augenscheinlich durch spätere Bewegungen in Mitleidenschaft gezogen (der Bewegungssinn wurde umgekehrt oder «invertiert»), und zwar wohl hauptsächlich bei der Ausgestaltung der Landskronflexur im Untermiozän, vielleicht aber auch infolge der jungmiocänen Kontraktion. Die Deutung dieser WNW streichenden, ursprünglich dem Tafeljura-Grabenfeld angehörenden Störung verlangt nach einer weiter ausholenden Erklärung (für eine schematische Darstellung siehe Abb. 6).

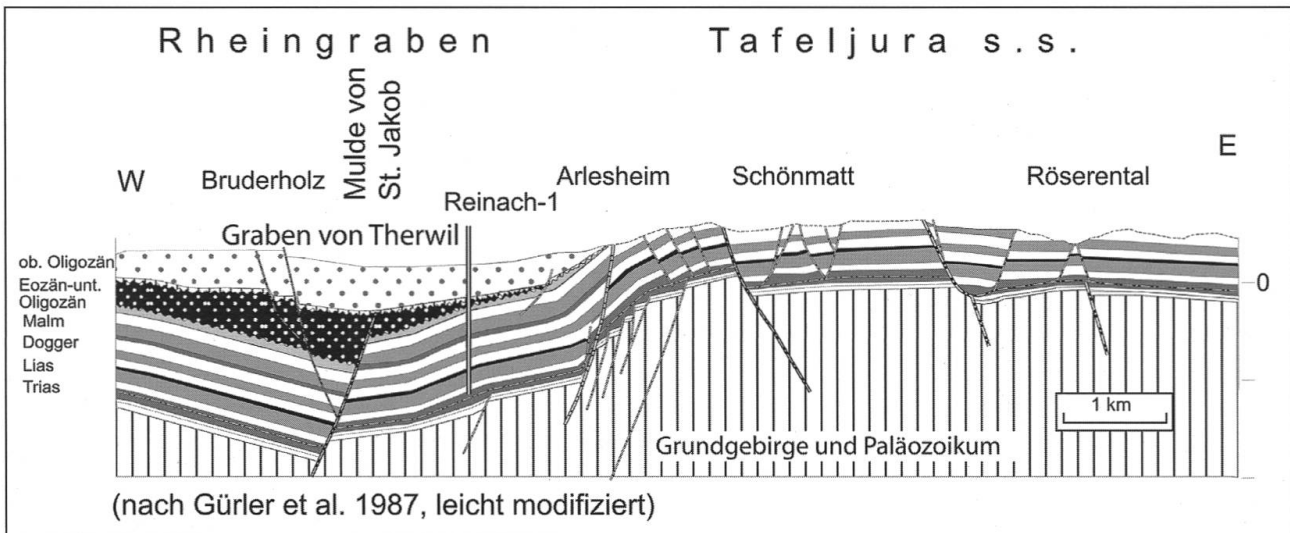


Abb. 5: Ein Profil durch den Halbgraben von Therwil, die Rheintalflexur und den anschliessenden Tafeljura (nach Gürl er et al. 1987, Profil 8; für die Lage siehe Abb. 2). Dargestellt sind zwei Populationen von Brüchen: Eine Population wurzelt unmittelbar im Grundgebirge, während eine zweite über einer Abscherbahn in der Anhydritgruppe entstanden ist und nur mittelbar eine Fortsetzung im Grundgebirge findet (Laubscher 2004). Die Zuordnung ist nicht immer leicht.

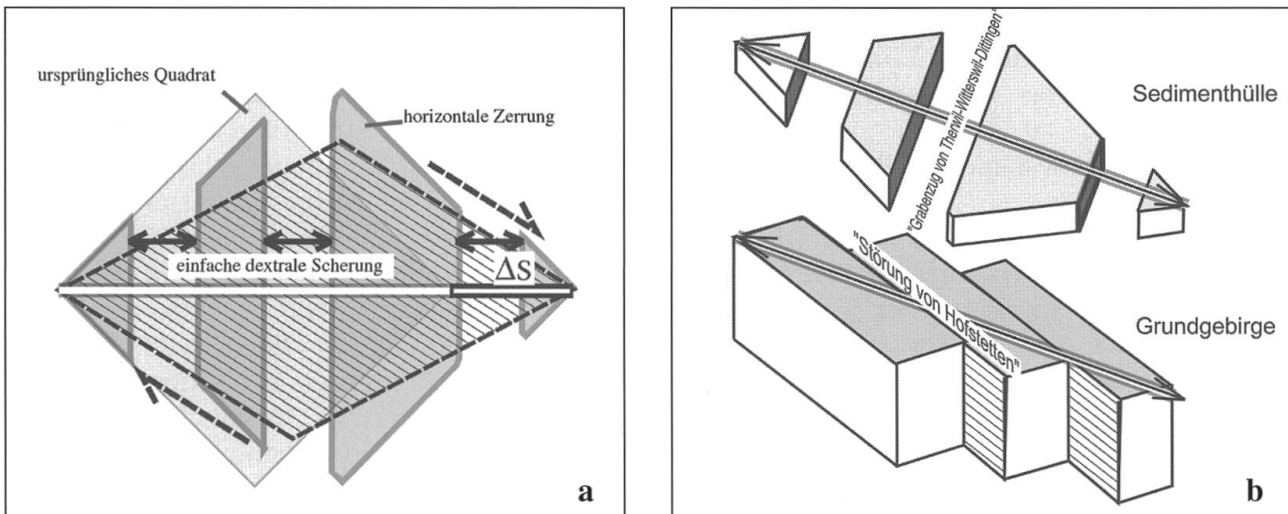


Abb. 6: Schema der paläogenen Kinematik des TWD-Grabenzugs und der Störung von Hofstetten zur Illustration der verschiedenen Möglichkeiten, eine W-E-Streckung zu erzeugen. (a) Ebene Geometrie: W-E-Streckung eines Quadrats (hellgrau) durch Zerrbrüche (dunkelgrau) einerseits und durch einfache Scherung (schraffiert) in der Scherrichtung) andererseits. (b) Blockdiagramm, oben (Sedimenthaut) Streckung durch Zerrbrüche (in Wirklichkeit Abschiebungen und Gräben). Unten Grundgebirge mit diskreter dextraler Horizontalscherung; diese erfasst in Wirklichkeit auch noch die Sedimenthaut. Die dargestellte Verteilung der Zerrformen scheint zwar zu überwiegen, diese sind aber nicht streng getrennt. Zu erwähnen ist zusätzlich noch, dass sowohl die Landskronflexur wie die Adlerhof-Flexur (Abb. 1) des untermiozänen Flexurnetzes (Laubscher 2003a) an eozänen WNW-Störungen gebildet wurden.

Im regionalen Vergleich ist zu notieren, dass die Störung von Hofstetten etwa parallel zur Adlerhofstruktur und zu den Randbrüchen des Dinkelberggrabens verläuft (siehe Abb. 1 und von Bubnoff 1912, Laubscher 2003a, 2004). Diese Strukturen spielen eine besondere Rolle im paläogenen Gräbenfeld des Dinkelbergs und des Tafeljuras (Abb. 6). An ihnen werden – wie an der Störung von Hofstetten – die paläogenen Gräben unterbrochen und umgestaltet. Insbesondere die Randstörungen des Dinkelberggrabens – die Verwerfungen von Rheinfeldern und Maulsburg – dringen in das Perm ein, während das paläogene Feld schmaler Tafeljuragräben im wesentlichen in der Anhydritgruppe der mittleren Trias abgeschert ist (vgl. Abb. 5). Die geometrische Beziehung dieses Gräbenfeldes zu den erwähnten WNW-streichenden Verwerfungen ist die einer dextralen *en échelon* Fiederung. In kinematischer Hinsicht heisst dies, dass die in der Tiefe wurzelnden WNW-streichenden Störungen hauptsächlich einer dextralen horizontalen Scherung dienen (schematisch auf Abb. 6b unten), welche am Südostrand des Rheingrabens

eine ungefähr W-E-gerichtete Streckung der Kruste verursachten. Oberhalb der Evaporite der mittleren Trias wurde dieselbe Streckung durch das Aufbrechen der schmalen Grabenzüge bewirkt (schematisch auf Abb. 6b oben; siehe Laubscher 2004).

Zusammenfassend lässt sich also argumentieren, dass der Unterbruch und die Neugestaltung des TWD-Grabenzugs an der Störung von Hofstetten das regionale tektonische Muster des Eozän-Unteroligozäns widerspiegelt.

Die Deformation der TWD-Struktur in der Blauenfalte

Im Folgenden konzentriert sich dieser Artikel aber auf die Deformation der TWD-Struktur durch die jungmiozäne Jurafaltung. Diese Kontraktionsphase manifestiert sich schon unmittelbar oberhalb der Landskronflexur, und zwar einerseits durch die Verfaltungen und kleinen Überschiebungen der dem westlichen Teil der Flexur aufgesetzten und gegen E axial abtau-

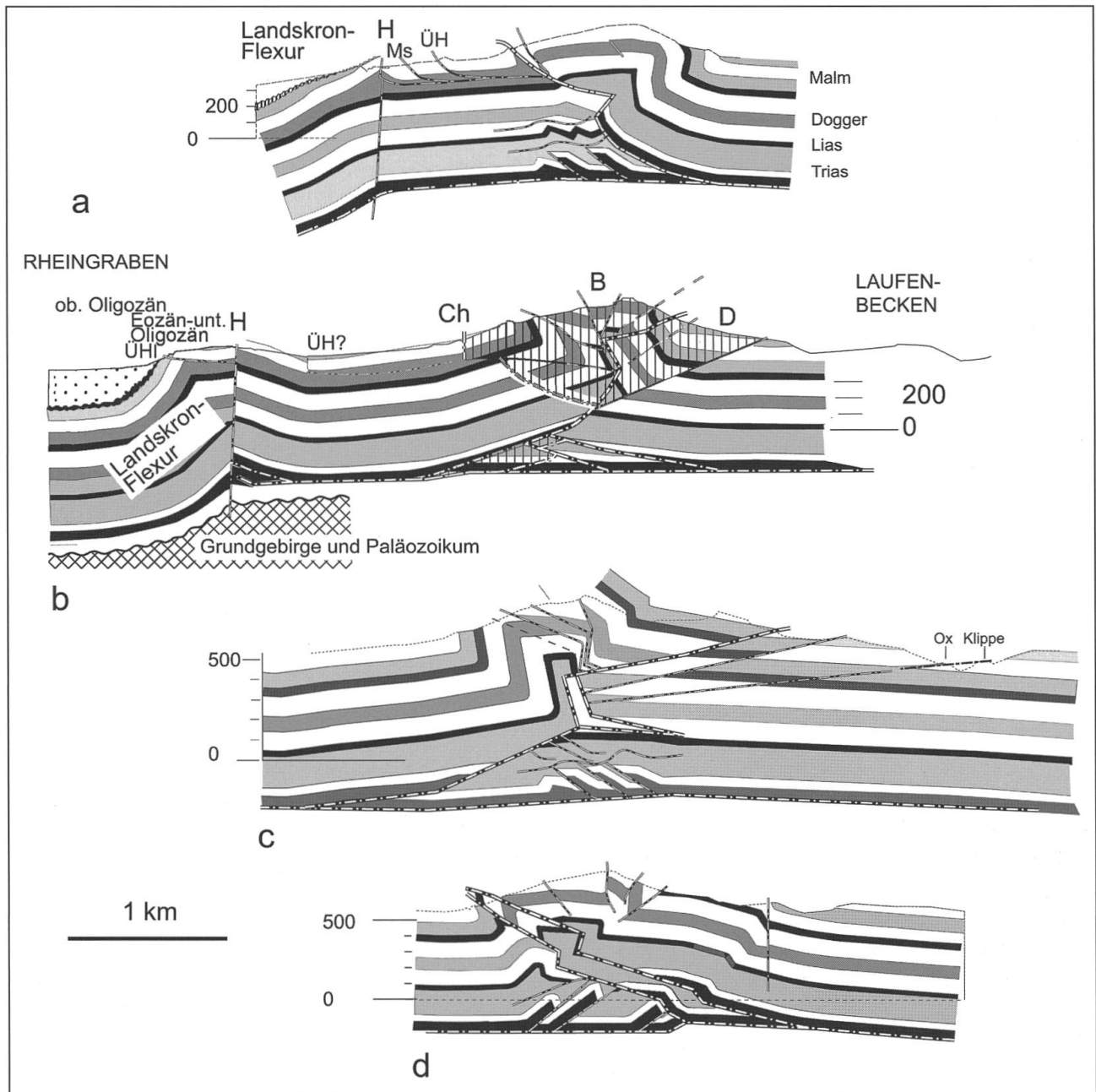


Abb. 7: 4 Profile durch den östlichen Teil der Blauenkette, basierend auf Bitterli (1945). Für die Lage siehe Abb. 4. Die Profile sind konstruiert nach dem Muster von Laubscher (2003b), aber nicht genau bilanziert: Diese aufwendige Prozedur lohnt sich nicht, weil 3D-Bewegungen im Spiele waren (vgl. Abb. 9). Die Profile 7c und namentlich 7b schneiden den TWD-Grabenzug schief. Auf diesem letzteren Profil ist die geschätzte Ausdehnung des ehemaligen Grabens in der Faltenkulmination von Bergmatten schraffiert dargestellt. Bei dieser Schätzung kann es sich natürlich nicht um eine genaue Konstruktion handeln, sie illustriert aber, wie die tektonischen Komplikationen der Bergmatten-Kulmination und der TWD-Grabenzug vermutlich zusammenhängen. Auch die Rücküberschiebungen von Dittingen werden von den Profilen 7b und 7c schief geschnitten. Auf 7b ist vor allem der tiefe Teil der Rücküberschiebungen vertreten, während die seichten Partien bei Dittingen höchstens gestreift werden. Umgekehrt schneidet 7c die seichten Teile, während der tiefe Teil und das damit verbundene Nordfallen der Schichten eher als eine seitliche Projektion aufzufassen sind und vermutlich im angegebenen Schnitt nicht mehr vorkommen. ÜH = kleine Malm-Überschiebungen des Plateaus von Hofstetten: Auf Abb. 7a von der Blauenkette ausgehend, auf Abb. 7b (leicht seitlich projiziert) dem Ostende des Landskronfältchens entstammend. H = Störung von Hofstetten, die eine geringe vertikale Sprunghöhe aufweist, weil sie im wesentlichen eine Horizontalverschiebung zu sein scheint. Ch = Chälenstörung, B = Bergmatten, D = Dittingen.

chenden kleinen Landskronfalte (die zu Unrecht manchmal als Anzeichen dafür gedeutet wurde, dass die Landskronflexur Teil des Faltenjuras sei [Abb. 2, 3, 7b], und andererseits aus kleinen, vom Nordschenkel der Blauenkette ausgehenden Überschiebungen. Diese Überschiebungen sind an eine besondere, den Malm-Nordschenkel charakterisierende Domäne gebunden (Hofstetten-Domäne, Abb. 4), die zusammenfällt mit der oben diskutierten vermutlichen Fortsetzung des TWD-Grabenzugs südlich der Störung von Hofstetten (Abb. 4).

Für das Verständnis der Rolle, welche die eozänen Gräben bei der Faltung gespielt haben, muss man sich vor Augen halten, dass der Faltungsvorgang im Jura und anderen Faltengebieten im kühlen oberflächennahen Bereich dominiert wurde durch schichtparalleles Gleiten. Ist also

die Kontinuität der Schichten unterbrochen, wie dies in den Gräben der Fall ist, so muss sich das auf die Gestalt der Falte auswirken. Dieser Umstand wird auf den Profilen klar sichtbar, und zwar sowohl auf den Profilen 7b und 7c durch die Blauenkette als auch auf der Modellfigur (Abb. 8).

Das schichtparallele Gleiten wird, wie gesagt, am Grabenrand abrupt gestoppt, es kann sich nicht, wie in Abb. 8b dargestellt, durch den Grabenkomplex hindurch fortsetzen. Es entsteht ein eigentliches Mosaik von potentiellen Gleitflächen (Schicht- und Bruchflächen), das bei der Faltung in nicht voraussehbarer Weise aktiviert wird. Dabei ist abzusehen, dass keine Kombinationen bestehender Schicht- und Bruchflächen ein konfliktloses Schersystem ergeben, welches zwischen den angrenzenden Segmenten schicht-

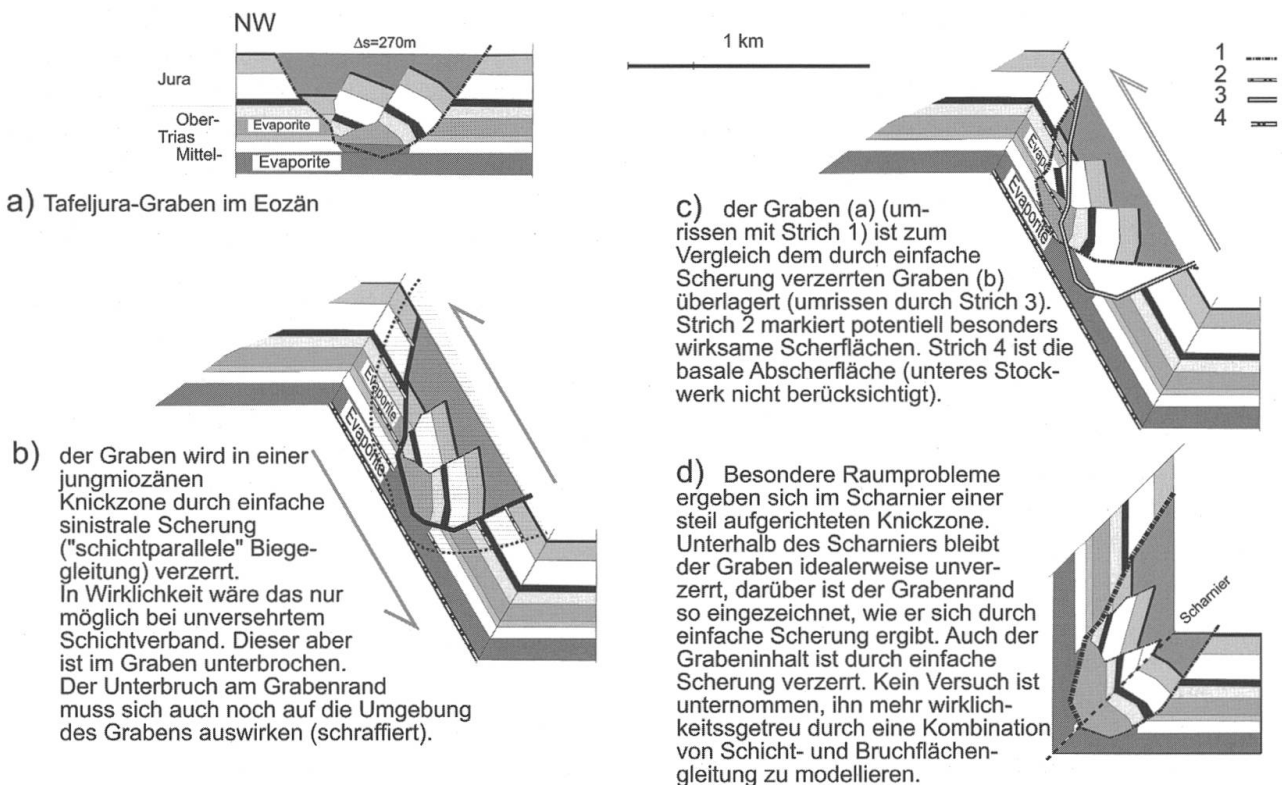


Abb. 8: Schema der Rolle eines eozänen Tafeljuragrabens bei der jungmiozänen Faltung. (a) Der Chilpengraben nach Laubscher (2004; Lage auf Abb. 1). Man beachte, dass die kurvimetrisch bestimmte Dehnung eine Abscherung auf den Triasevaporiten verlangt. Dies gilt sicher für eine grosse, wohl sogar überwiegende Zahl der Tafeljuragräben; es gibt aber auch manche, die leichter mit einer Beteiligung des Grundgebirges erklärt werden können, vergleiche dazu Abb. 5. Umfangreiche Erläuterungen auf der Textfigur.

paralleler Scherung vermitteln könnte, schon gar nicht angesichts ihrer gänzlich verschiedenen Lage in 3D. Es dürften deshalb auch im Umfeld des ursprünglichen TWD-Grabenzugs neue Bruchflächen aller Grössenordnungen – nebst intensiver Drucklösung in den Kalken – erzwungen werden. Endlich ist zu bedenken, dass kompetentere Intervalle wie die Malmkalke eigene Deformationssysteme finden werden, zwischen denen die inkompetenten Intervalle vermitteln. Das Resultat wird das oben beschriebene örtlich begrenzte Aufplatzen des Schichtverbandes sein, vielleicht auch die Schaffung von auf die Umgebung des ursprünglichen Grabenzugs ausgedehnten tektonischen Einheiten wie beispielsweise die «Hofstetten-Domäne» auf Abb. 4.

Der TWD-Grabenzug nimmt also im Malm-südschenkel bei Dittingen eine ziemlich chaotische Gestalt an (Abb. 3, 4, 7b). In diesem Bereich ist die Falte recht eigentlich aufgeplatzt, und deshalb kann man derartige Strukturkomplexe vielleicht am besten als «Platzstrukturen» bezeichnen. Dieses Phänomen ist an vielen andern Stellen, wo Tafeljuragräben von jüngeren Falten deformiert wurden, zu beobachten (Laub-scher 2005). Weil sich solche Deformationsmuster nicht in die übliche Vorstellung von der Faltung eines homogenen Schichtkomplexes einordnen lassen, sind sie auf den bisherigen Karten meist eher unvollständig dargestellt und manchmal überhaupt ignoriert worden.

Oft ist dieser Unterbruch in der Gleitfähigkeit des Schichtpakets so gravierend, dass die beiden Flanken der Störung von Anfang an unterschiedlich gestaltete Falten entwickeln. So zeigt sich zum Beispiel, dass das anfangs genannte ausgeprägte Axialfallen der östlichen Blauenkette an der Ostflanke des Komplexes von Bergmatten-Dittingen einsetzt (Abb. 9). Man darf dies wohl als Ausdruck einer dextralen Rotation des Ostendes deuten (siehe unten). Weil aber die Schichtgleitung über die ganze Breite des Grabentrends gestört ist, darf man sich des weitern nicht wundern, dass zusätzlich zahlreiche kleinere Unregelmässigkeiten auftreten, wie sie vor allem den Kern der Kette bei Bergmatten (auf Abb. 3 etwas vereinfacht dargestellt) und, nach den Begehungen des Verfassers, den Südschenkel bei Dittingen charakterisieren (Abb. 3).

Gross- und kleinräumige Auswirkungen des TWD-Grabenzugs bei der Jurafaltung

Die Aufplatzungen im Kern und im Südschenkel der Blauenfalte sind eher kleinräumige Auswirkungen des TWD-Grabenzugs. Daneben gibt es aber auch Auswirkungen höherer Regionalität. So zeigen die Profile der Abb. 7 einen auffälligen Vergenzwechsel der hauptsächlich Überschiebungen. Während auf den Profilen 7a und 7d Nordvergenz vorherrscht, sind die Profile 7b und 7c, die im Bereich der TWD liegen, durch Südvergenz geprägt. Aber auch die jüngeren steilen Knickzonen, welche die heutige Gestalt der Blauenfalte dominieren, sind durch den TWD-Grabenzug beeinflusst, und sie sind von höherer Regionalität. Wie die Profile (Abb. 7) sowie Abb. 9 zeigen, sind sie zudem ein wesentliches Element der dextralen Rotation in der östlichen Blauenfalte, und auch diese ist ein eher regionales Phänomen. Endlich ist der Abb. 9 zu entnehmen, dass die sinistrale Versetzung des Südendes der Falte (Rücküberschiebung im Westen, steiler Schenkel im Osten) – auch dieses Strukturelement hat regionalen Charakter – die enge Zusammenpressung des Faltenkerns bei Bergmatten bewirkt (Abb. 7b): Die regionale Verteilung der Knickzonen überlagert sich der lokalen Platzstruktur. Die Profilsereien von Bitterli (1945) und Bitterli und Fischer (1988) heben diesen Aspekt noch besonders hervor. Dabei muss betont werden, dass diese Profile nur für einen seichten Bereich konstruiert sind, und dass die dominanten Überschiebungen erst richtig enthüllt werden, wenn man die Profile bis zum Abscherhorizont ergänzt, wie dies auf Abb. 7 geschehen ist.

Das Problem der Tiefenstruktur der Blauenfalte

Die enge Zusammenquetschung des Faltenkerns im Bereich der Bergmatten erweckt den Eindruck – wenn man nur die oberflächennahen Bereiche berücksichtigt –, dass die Falte über dem Keuper abgeschert worden sei. Erst die Tiefenstruktur erlaubt es, die Blauenfalte in das Gesamtbild einer Abscherung in der Anhydrit-

gruppe des mittleren Muschelkalks einzuordnen. Da die oberflächennahen Deformationen nur die Schichten oberhalb des Gipskeupers zu erfassen scheinen, müssen die tieferen Schichten disharmonisch zusammengestaucht sein, und dies geschieht in erster Linie durch die tiefliegende Rücküberschiebung des Profils 7b.

Die Blauenfalte ist im Bereich des TWD-Grabenzugs extrem unzyklindrisch, und dies bedeutet, dass die Profilkonstruktion schon aus diesem Grunde prinzipiell problematisch ist. Profile, und insbesondere bilanzierbare Profile, sind nur in Richtung des Materialtransports verständlich, das heisst senkrecht zur Achse einer zylindrischen Struktur. Darum gehört Profil 7b zur besonders problematischen Sorte. Das Profil beginnt im S in der Domäne von Dittingen mit ihren Rücküberschiebungen und, nach den diversen Richtungen der Störungen zu vermuten, kleinen Blockrotationen. Es befindet sich auch noch im Faltenkern im Bereich des TWD-Graben-

benzugs, verlässt diesen aber im Nordschenkel (Abb. 3, 4). Im Plateau von Hofstetten verläuft es deswegen ausserhalb der Chälen-Hofstetten-Domäne, unter der nach unserer Einschätzung der Lage der tiefe Teil der Rücküberschiebungen von Dittingen zu suchen ist.

Ein weiteres Problem der Abb. 7b ist die Sinistralversetzung der Falte, die vor allem im Südschenkel auffällt (Abb. 9), aber auch den Faltenkern zu beeinflussen scheint. Deshalb ist auf dem Profil unter dem engen Kern eine steile Diskontinuität angebracht, die die vermutlich zerstreuten sinistralen Schienen zusammenfasst.

Was die Gestalt der Abscherbasis betrifft, so wird auffallen, dass auf Abb. 7 neben der Landskronflexur auch noch kleinere Flexuren angebracht sind, um die gegenüber dem Plateau von Hofstetten-Mariastein leicht erhöhte Lage des Laufenbeckens zu modellieren. Diese Überlegung stützt sich dabei auf die Ergebnisse des

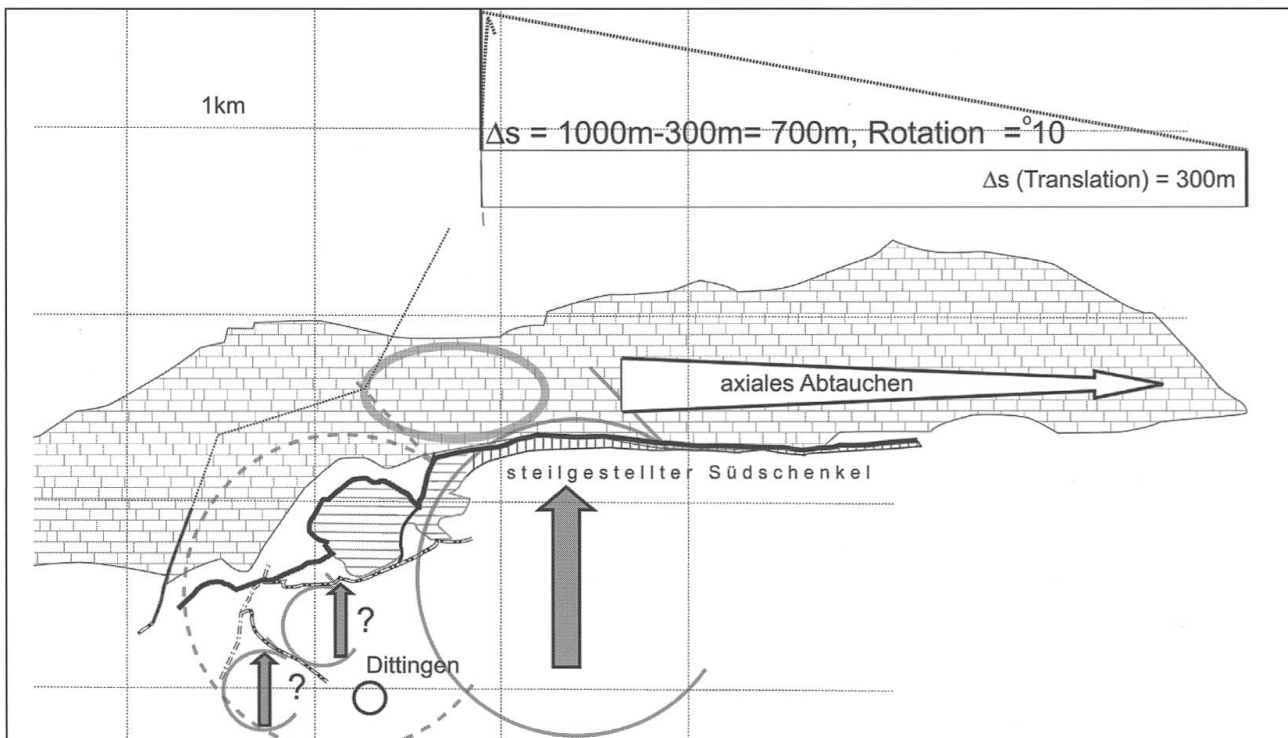


Abb. 9: Anzeichen dextraler Rotationen (um senkrechte Achsen) in der Blauenfalte, die mit dem TWD-Trend verknüpft sind. Das gestrichelte Rotationssymbol stellt eine Zusammenfassung der kleinen Rotationen im TWD-Trend dar. Den Rotationen ist immer auch eine Translation überlagert (fette Pfeile). Die angedeutete Kinematik der untergeordneten Blöcke ist problematisch und sollte eher symbolisch verstanden werden.

Hauensteinbasistunnels (Buxtorf 1916), wo eine leicht gewellte, von kleineren Flexuren unterbrochene prä-mittelmiozäne Struktur evident ist.

Die mögliche Fortsetzung des TWD-Grabenzugs südlich der Blauenfalte

Mit dem Aufplatzen des Blauen-Südschenkels findet der auffällige Teil des TWD-Grabens zunächst sein südliches Ende. Der Eintritt ins Laufenbecken ist durch unspektakuläre kleine Störungen in der Fortsetzung des Grabens gekennzeichnet. Allerdings treten im Süden des Beckens, in der Bueberg- und in der Vorbourgafalte (Blatt Passwang, Laubscher 2005 und Blatt Delémont, Keller und Liniger 1930), erneut Komplikationen auf, die an die Platzstrukturen der Blauenfalte erinnern. Da sie in der Verlängerung des TWD-Grabenzugs liegen, sind sie möglicherweise mit diesem zu korrelieren.

Schlussfolgerungen

Die ungefähr W-E-streichende Blauenkette wird von einem NNE-streichenden paläogenen (eozän-unteroligozänen) Grabenzug durchquert. Dieser hat die Ausgestaltung der jungmiozänen Falte in mannigfacher Weise beeinflusst. Im Bereich des Grabenzugs selbst sind neben eher lokalen Aufplatzungen des Schichtverbands («Platzstrukturen») Vergenzwechsel der Überschiebungen zu beobachten nebst einer besonders intensiven Zusammenpressung des Faltenkerns, die eine tektonische Kulmination in den Bergmatten bewirkt. Am Ostrand des Grabenzugs setzt zudem eine sinistrale Verschiebung mit angrenzender dextraler Rotation in der östlichen Blauenfalte ein, die zum auffälligen axialen Abtauchen der Faltenachse führt.

Alle kartierbaren Elemente dieses Grabenzugs sind älter als 6 Ma. Die meisten haben sich in der Sedimenthaut oberhalb der mittleren Trias entwickelt. Es besteht damit kein Anlass, den Grabenzug von TWD mit dem Erdbeben von Basel zu korrelieren, das erstens viel jünger ist und zweitens mit aller Wahrscheinlichkeit an einer Störung im Grundgebirge entstanden ist.

Dank

Unter den vielen Kollegen, mit denen ich in den vergangenen Jahrzehnten Gelegenheit hatte, einige der im vorliegenden Artikel besprochenen Probleme zu diskutieren, möchte ich besonders Thomas Noack hervorheben. Thomas hat ausserdem eine konstruktive Kritik des Manuskripts verfasst.

Literatur

- Bitterli, P. & H. Fischer (1988): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Atlasblatt 80, Arlesheim, Erläuterungen. Schweiz. Landeshydrologie und -geologie, 66 S.
- Bitterli, P. (1945): Geologie der Blauen- und Landskronkette südlich von Basel. Beitr. Geol. Karte Schweiz [N.F.] 81.
- Bitterli-Brunner, P., H. Fischer & P. Herzog (1984): Geologische Aufnahme des Landeskarten-Blattes 1057 Arlesheim. Blatt 80, Geologischer Atlas der Schweiz. Geologische Kommission der Schweiz, Bern.
- Bolliger, T., B. Engesser & M. Weidmann (1993): Première découverte de mammifères pliocènes dans le Jura neuchâtelois. *Eclogae geol. Helv.* 86, 3, 1031–1068.
- Buxtorf, A. (1916): Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis- und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie des Jura-gebirges. *Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft Basel*, 27: 184–254.
- Giamboni, M., K. Ustaszewski, S.M. Schmid, M. Schumacher & A. Wetzel (2004): Plio-Pleistocene transpressional reactivation of Paleozoic and Paleogene structures in the Rhine-Bresse transform zone (northern Switzerland and eastern France). *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau)*, 93, 207–223.
- Gürler, B., L. Hauber, & M. Schwander (1987): Die Geologie der Umgebung von Basel. Beitr. Geol. Karte der Schweiz, N.F. 160.
- Hauber, L. (1991): Ergebnisse der Geothermiebohrungen Riehen 1 & 2 und Reinach 1 am Südostende des Rheingrabens. *Geologisches Jahrbuch E* 48, 167–184.
- Hauber, L. (1996): Geologie von Basel. *Mitteilungen Schweiz. Gesellschaft Boden- und Felsmechanik* 233, 7–11.
- Keller, W.T. & H. Liniger (1930): Geologischer Atlas der Schweiz, Blatt 1 Movelier-Soyhières-Delémont-Courrendlin. Schweiz. Geologische Kommission.
- Laubscher, H. (1998): Der Ostrand des Laufenbeckens und der Knoten von Grellingen: Die verwinkelte Begegnung von Rheingraben und Jura. *Eclogae geol. Helv.* 91: 275–291.

- Laubscher, H. (2003a): The Miocene dislocations in the northern foreland of the Alps: Oblique subduction and its consequences (Basel area, Switzerland-Germany). *Jahresbericht und Mitteilungen Oberrheinischer Geologischer Verein*, NF 85: 423–439.
- Laubscher, H. (2003b): Balanced sections and the propagation of décollement: A Jura perspective. *Tectonics* 22, 6: 2.1-2.12.
- Laubscher, H. (2004): The southern Rhine graben: A new view of its initial phase. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau)* 93: 341–347.
- Laubscher, H. (2005): Entwurf für Erläuterungen zu Kartenblatt 1087 Passwang. Deponiert beim Bundesamt für Wasser und Geologie BWG, Bern.
- Noack, Th. (1995): Thrust development in the eastern Jura Mountains related to pre-existing extensional features. *Tectonophysics* 252: 419–431.
- von Bubnoff, S. (1912): Die Tektonik der Dinkelberge bei Basel. *Mitteilungen Grossh. Badischen Geologischen Landesanstalt* 6, 2: 523–634.

Prof. Dr. Hans Laubscher
Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Basel
Bernoullistrasse 32
CH-4056 Basel