

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 77 (1984)
Heft: 1

Artikel: Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in den östlichen Faltenjura, vom 15. bis 17. Oktober 1983
Autor: Laubscher, Hans / Pfirter, Urs
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-165506>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 15.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Eclogae geol. Helv.	Vol. 77	Nr. 1	Seiten 205–219	Basel, April 1984
---------------------	---------	-------	----------------	-------------------

Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in den östlichen Faltenjura, vom 15. bis 17. Oktober 1983

Von HANS LAUBSCHER und URS PFIRTER¹⁾

Teilnehmer

P. Bitterli, Würenlingen	P. Heitzmann, Bern
N. L. Carter, USA	W. Kyburz, Zürich
C. Doglioni, Ferrara	H. P. Laubscher, Basel
Ch. Ducloz, Genève	H. Masson, Lausanne
L. Epard, Lausanne	U. Pfirter, Rheinfelden
M. Forrer, USA	J. P. Schaer, Neuchâtel
E. Frank, Würenlingen	M. A. Schüpbach, BRD
F. D. Hansen, USA	M. Weidmann, Lausanne

1. Tag: Samstag, 15. Oktober
(Porrentruy–La Caquerelle–Bois de Robe–Porrentruy)
Führung und Bericht: H. Laubscher

Die kurze Abendexkursion begann in Porrentruy, unmittelbar nach dem letzten Vortrag, in Richtung Cornol–Les Rangiers. Das Tafelland der Ajoie, vergleichbar dem Tafeljura östlich der Birs, war im Obereozän/Unteroligozän Vorland des tiefen Westteils des südlichen Rheingrabens, des Grabens von Dannemarie. Aus dem heutigen Jura (Mont-Terri-Linie) flossen wadiähnliche Ströme mit zum Teil groben Konglomeratbildungen (Konglomerat von Porrentruy) in diesen Graben hinein (SCHNEIDER 1960). Bei Cornol bietet sich ein Überblick über die hier sehr kompliziert angeordneten Jurafalten. Im Süden erkennt man die mehrfache Überschiebung der Mont-Terri-Kette über das Tertiär der Ajoie (TSCHOPP 1960). Im Osten wird das Tafelland begrenzt durch den NNE–SSW verlaufenden Westrand des Juras von Ferrette. Diese quer verlaufende Faltenjurazone verdankt ihre Entstehung der präexistenten Rheingrabentektonik: Aus dem Westabbruch des Horsts von Mulhouse streicht ein Bruchbündel in diese Gegend hinein. Es bedingte die Entwicklung einer sinistralen Transpressionszone (sinistrale Horizontalverschiebung mit Kompressionskomponente, LAUBSCHER 1948, 1981). Die Jurafaltung ist spätmiozän, nach den spärlichen Daten «intrapontisch» (z. B. LAUBSCHER 1980), die Bruchbildung im Horst von Mulhouse oligozän und jeden-

¹⁾ Geologisches Institut der Universität, Bernoullistrasse 32, CH-4056 Basel.

falls wie die Bruchbildung im Rheingraben insgesamt prämittelmiozän, d. h., sie lieferte für die Juraufaltung starre Randbedingungen. Für eine Abschertektonik wie die des Juras müssen Versetzungen im Abscherhorizont die Ausgestaltung der Hauttektonik beeinflussen (LAUBSCHER 1977). Diese Schiene begrenzte allerdings die Verkürzung der Sedimenthaut nicht vollständig: In der gegen Westen rasch abtauchenden Kette des Morimont, wie auch in der kleinen Falte von Le Banné, erkennt man, dass eine gewisse Abscherung auch noch westlich von Charmoille hat stattfinden müssen (TSCHOPP 1960). Die Situation östlich und südöstlich von Porrentruy wird zum Anlass genommen, um die der Exkursion zugrunde liegende Thematik «Grundgebirgstektonik und Juraufaltung» zum ersten Mal anzutippen. Dieses Thema wurde von der Exkursionsleitung aus zwei Gründen gewählt. Einmal ist die Tektonik der Umgebung des Tagungsorts Porrentruy nur so zu verstehen, und dann haben in jüngster Zeit die seismischen Linien und die Bohrungen der NAGRA am Ostende des Juras neue und zum Teil überraschende Ergebnisse zu diesem Thema geliefert. Deshalb wird die Exkursionsroute der beiden folgenden Tage auch gegen den östlichen Jura zu führen.

Die Fahrt von Cornol nach Les Malettes geht zunächst durch die doppelte Randüberschiebung (TSCHOPP 1960; Blatt 40, St-Ursanne, Geol. Atlas der Schweiz), von der die obere, verfaltete, im Steinbruch westlich Malcôte gut sichtbar ist: Hier ist, wie üblich, die Verkürzung gegen das Vorland zu gewandert. Bei Malcôte durchfahren wir den ersten Bruch des Bündels der Caquerelle-Linie, der den breiten Triaskern der Mont-Terri-Kette im Osten begrenzt. Bei Les Malettes wird das Bruchbündel im Kern der Vorbourg-Antiklinale zunächst in panoramischer Sicht betrachtet; darauf wird an der Strasse nach La Caquerelle das kleintektonische Inventar im Ostflügel des Bruches B3 (LAUBSCHER 1948) untersucht. Die St-Ursanne-Formation des unteren Malm ist hier durch kataklastische Deformation in einen Brekzienhaufen verwandelt, in dem sich zudem Drucklösung mit normalen und Schrägstylolithen feststellen lässt, die in eigentliche sinistrale Striemungen übergehen können. Die Art dieser Deformation ist typisch für geringe Temperaturen und Umschliessungsdrücke, und die Rekonstruktion der stratigraphischen Sequenz zeigt an, dass die Überlagerung vermutlich nie mehr als ein paar hundert Meter betragen hat. Bei einem normalen geothermischen Gradienten würde das Temperaturen unter 50 °C bedeuten. Nur wenig südlich dieses Aufschlusses lässt sich an der Strasse eine kleine, vom Querbruch abzweigende, oststreichende Überschiebung schön erkennen: Über den Natica-Schichten liegt eine Platte von oberer St-Ursanne-Formation. Die kleine Überschiebung überträgt einen Teil des S–N-Schubes auf weiter östlich gelegene Querbrüche. Dieses Motiv der Verknüpfung von sinistralen Querbrüchen durch frontale Überschiebungssegmente lässt sich an vielen Stellen des Transversalbündels von La Caquerelle erkennen. Ein weiteres interessantes Phänomen ist sodann die quer zu den übrigen Juraketten verlaufende Halbantiklinale der Caquerelle. Sie zeigt an, dass senkrecht zu den Horizontalverschiebungen ein beachtlicher Verkürzungsbetrag vorhanden ist (LAUBSCHER 1948). Dadurch charakterisieren sich diese sinistralen Verschiebungszonen im Gegensatz zu jenen des westlichen Juras als eigentliche Transpressionszonen, an denen eine Kombination von Verkürzung oder Kompression mit Horizontalverschiebung auftritt. Längs der Strasse nach Boécourt lassen sich die Striemungen an den Schichtoberflächen dieser Querstruktur erkennen: Sie zeigen einen Faltungsvorschub nach WNW an, sind also nicht direkt mit der regionalen Verkürzung zu verbinden. Weiter führt der Weg über Séprais und Mon-

tavon in die Bois-de-Robe-Schotter (LINIGER 1925, LAUBSCHER 1948), die indessen an den zerfallenden Weganschnitten in der anbrechenden Dunkelheit nur noch vage zu erkennen sind. Die Altersfrage der Schotter und in diesem Zusammenhang auch der Jurafaltung wird angeschnitten. M. Weidmann bekundet seine Skepsis gegenüber weitverbreiteten Deutungen, im besonderen Datierung und Korrelation mit den Vogesen-schottern von Charmoille. Er hofft, mit Hilfe von neu gefundenen Kleinsäugerzähnen die Datierung zu präzisieren. Sollte dies gelingen, bliebe trotzdem das Alter der Jurafaltung selbst weiterhin etwas vage wegen der sehr spärlichen Aufschlüsse von Obermiozän. Im Augenblick jedenfalls sind immer noch die Hipparionfaunen von Charmoille und der Bresse der einzige genauere Anhaltspunkt.

Die Jurafaltung ist am Aussenrand (interne Partien sind vermutlich etwas älter) jünger als etwa 11,5 Mio. Jahre in einem nach oben schlecht definierten Intervall und, nach allerdings indirekten Indizien an der Randüberschiebung über die Bresse (LEFAVRAIS-RAYMOND 1962), älter als etwa 8 Mio. Jahre («intrapontisch»). 10 Mio. Jahre ist im Augenblick die beste runde Zahl (LAUBSCHER 1980). Es wurde wiederum die in der Jura-Literatur schon früh auftauchende Frage gestellt, ob nicht verschiedene der seit der Kreide auftretenden Diskordanzen Anfangsphasen der Jurafaltung sein könnten, der Jura also viel älter wäre als hier angegeben. Demgegenüber wurde vom Exkursionsleiter betont, dass die Zusammenstellung und der Vergleich der Information zum Schluss führe, dass die früheren Deformationserscheinungen anderen Spannungs- und Bewegungsfeldern zuzuordnen seien, dass infolgedessen eine Überlagerung verschiedener Tektoniken zu postulieren sei, und dass die eigentliche Jurafaltung, d.h. die Abscherung der Sedimenthaut über der Anhydritgruppe mit der Bildung von Falten und Überschiebungen, dem Obertertiär zuzuordnen sei (z.B. LAUBSCHER 1973). Kleinere Falten sind schon im Untertertiär festzustellen, sie gehören aber zum Rheingrabensystem (LINIGER 1925). Ein wichtiges Glied in dieser Kette von Argumenten ist die miozäne Diskordanz im südlichen Rheingraben und besonders im Tafeljura (BUXTORF 1901). Sie lässt einen klaren Hiatus in der Entwicklung des nördlichen Vorlandes der Alpen erkennen.

2. Tag: Sonntag, 16. Oktober 1983

(Birsklusen Roches–Moutier)

Führung und Bericht: U. Pfirter

(Gänsbrunnen–Balsthal–Äussere Klus–Langenbruck)

Führung und Bericht: H. Laubscher

Choindez–Roches: Auf der Fahrt werden der Südschenkel der Vellerat-Antiklinale und südlich von La Verrerie der über die Synklinale von Souce–Vermes überschobene Nordschenkel der Raimeux-Antiklinale gequert.

Halt 1: Roches, Koord. 595.680/239.080. Der Kern des Raimeux-Antiklinoriums ist in der Klus von Roches von vier Dogger-Kleinfalten geprägt (Fig. 1): Der Envelier-Kern (I) taucht an seinem Westende mit 38° ab. Die breite Oxford-Combe beim Restaurant «La Charbonnière» verrät sein Vorhandensein im Bereich der Birs. Das zweite, gut sichtbare Vevay-Gewölbe (II) wird von unterem Hauptrogenstein gebildet. Es setzt sich westlich der Birs fort, wird dort von einer nordoststreichenden Störung

durchschnitten und taucht nach Westen ab. Das dritte Gewölbe (III) ist östlich von Vers le Moulin bis zum Scheitel ausgebildet und wird von einem nordoststreichenden, eingefalteten Graben abgeschnitten. Die Grabenfüllung zeigt sich am Fahrweg nach Le Raimeux in Form einer Kleinfalte im obern Hauptrogenstein. Im Kern des vierten, des Montagne-de-Moutier-Méchal-Gewölbes (IV) ist im Bach südwestlich von Roches als Ältestes Keuper aufgeschlossen. Dieses Gewölbe taucht zwar von Westen her gegen die Birs ab, steigt aber östlich der Birs wieder axial an und kulminiert bei Raimeux de Grandval. Die Kleinfalten mit ENE-Streichen im Birsdurchbruch können als En-échelon-Gürtel gedeutet werden, der zwischen der Montagne de Moutier und dem stark über die Synklinale von Rebeuvelier-Vermes vorbrandenden Antiklinorium des Mont Raimeux vermittelt. Diese Unregelmässigkeiten im Faltenbau, zusammen mit dem eingefalteten kleinen Graben, legen die Vermutung nahe, dass hier präexistente Rheingrabenstrukturen die Faltung beeinflusst haben.

Halt 2: La Belle Face, Koord. 594.230/238.270. Die Klusen von Moutier und Roches liegen im Gebiet des Fazieswechsels im untern Mitteloxfordien von raurachischer Riff- zu argovischer Beckenfazies. Das Malm-Profil beginnt über schlecht aufgeschlossenem Terrain à Chailles mit gutgebankten Pichoux-Kalken. Sie enthalten feinkörnige, biodetritische Kalke mit vermergelten Schichtflächen und teilweise bituminösem Geruch beim Anschlagen. Im oberen Teil zeigt eine Bank mit Korallen die Verfinerung mit Rauracien-Korallenkalken (BOLLIGER & BURRI 1970) an. Eine Mergelcombe von etwa 2 m Mächtigkeit (Nische am Weg) leitet über zu einer 19 m mächtigen Folge von vorwiegend Oolithen und Pelspariten, untergeordnet auch Korallenkalken. Bis kurz vor der Wegabzweigung folgt darüber eine vorwiegend mergelige Sequenz mit einzelnen korallenführenden Kalkbänken. Die hangende, bis zu einer 5,2 m mächtigen Mergelcombe gut aufgeschlossene Folge von biodetritischen Kalken und Oolithen mit Mergelzwischenlagen führt an der Basis Korallen. Ein grüngraues Mergelband im mittleren Teil enthält Kohleschmitzen und Pflanzenreste. Biomikritische Kalke und Bänke mit Mumien (grüne Mumienbank von ZIEGLER 1956) im oberen Teil deuten auf abnehmende Wasserenergie in dieser Folge. Die 5 m mächtigen Oosparite mit mehrfarbigem Ooidschalenbau über genannter Mergelcombe sind kreuzgeschichtet (Steinibach-Schichten). Sie werden überlagert von 2,5 m mächtigen Mergeln. Darüber folgt die 7,9 m mächtige Hauptmumienbank mit hellen, splittrigen, mumienführenden Mikriten. Die hangende Oolithe rousse schliesst mit einem Hardground ab, der von den Humeralis-Mergeln überlagert wird (2,2 m). Das Profil endet in den Hautes-Roches-Algenkalcken mit typischen, knollig anwitternden Biomikriten.

Halt 3: Koord. 595.300/239.900. Man steht auf der hochgepressten Synklinale von Le Trondai, die im Westen an einer transpressiven Störung schief abgeschnitten ist und auf dem Südschenkel der Vellerat-Antiklinale liegt (Fig. 1 und 2). Der Synklinalkern enthält Reste von Bohnerzformation und ist leicht nach Süden überschoben (tektonische Brekzien am Waldrand südlich Le Trondai). In den Weiden westlich und nordwestlich von Le Trondai liegen Gerölle (vorwiegend Quarzite, Obermiozän?). Das nördlich anschliessende Malmgewölbe ist im Westen in der Combe Pierre in gleicher Weise schräg abgeschnitten. Insgesamt nimmt im Birsdurchbruch der Kompressionsbetrag des Raimeux-Antiklinoriums gegen Osten zu.

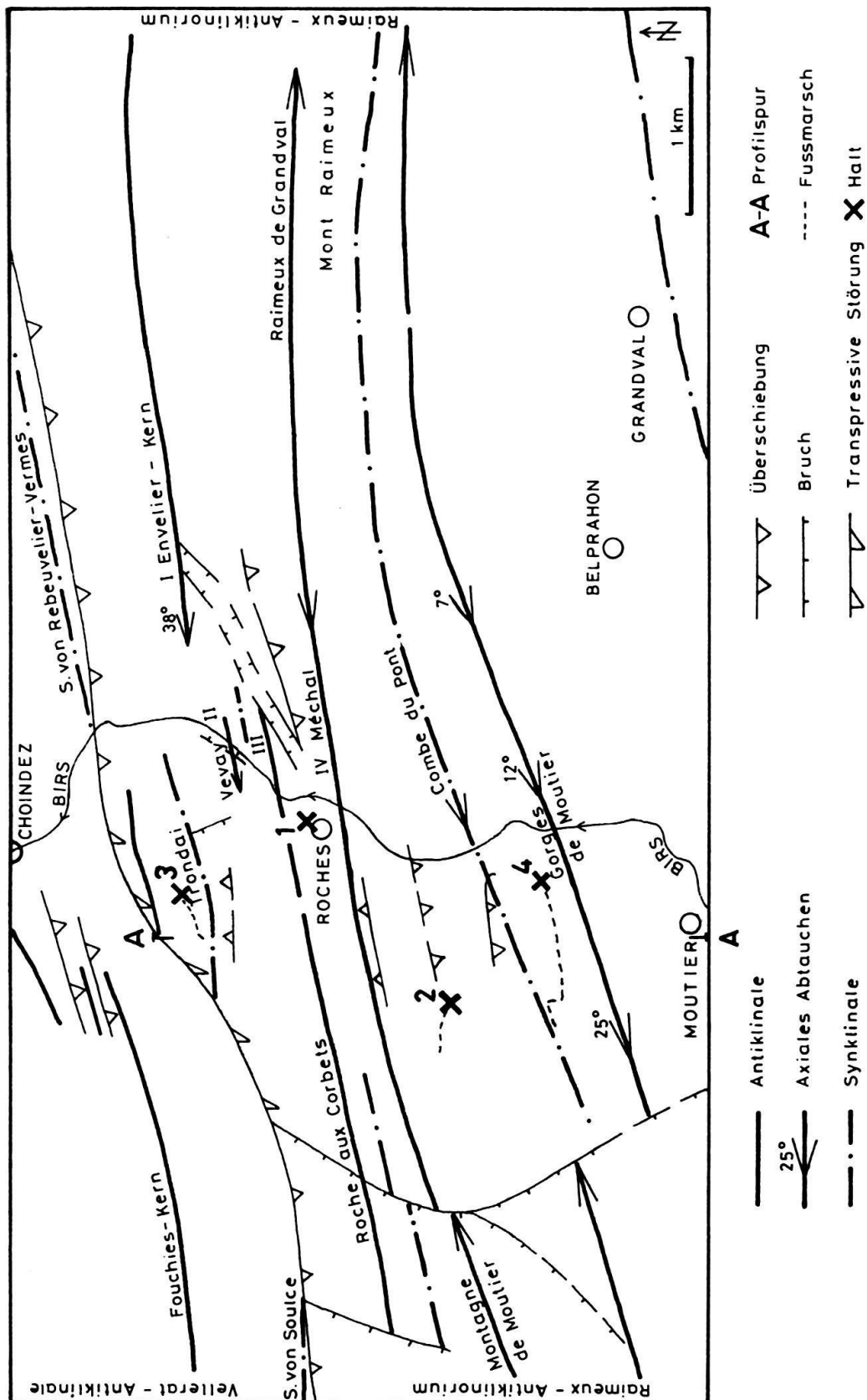


Fig. 1. Tektonische Kartenskizze des Birsdurchbruches zwischen Moutier und Choindez.

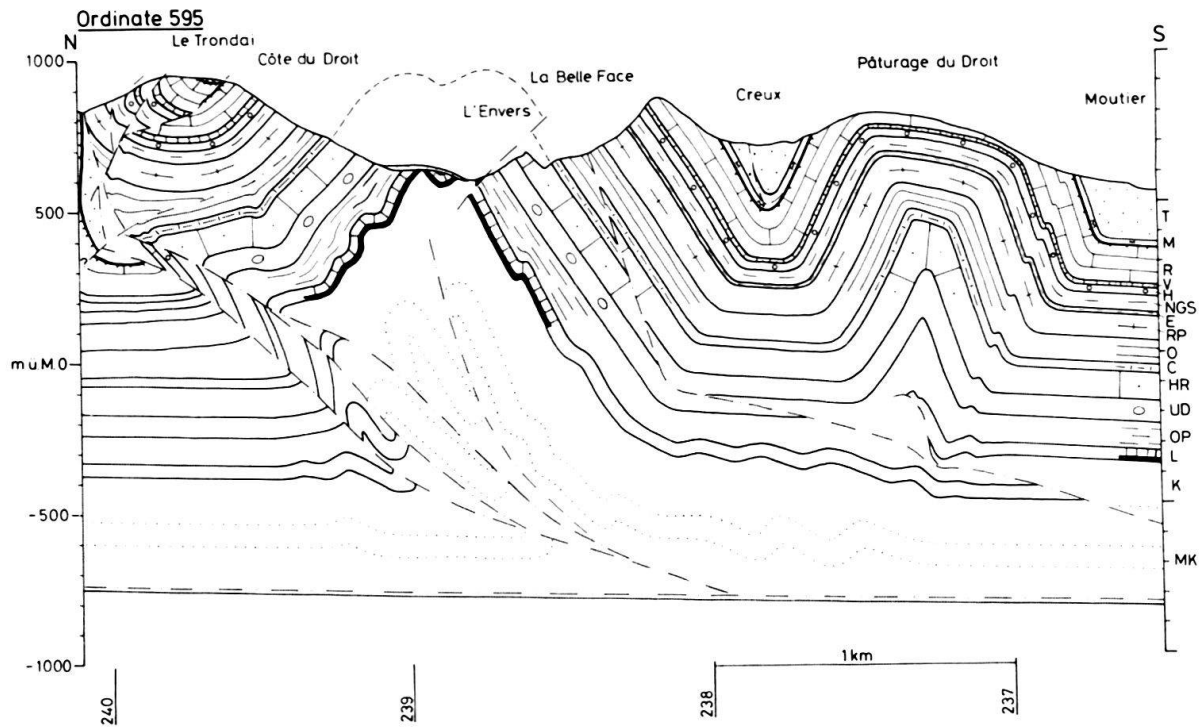


Fig. 2. Profil durch die Raimeux-Kette zwischen Le Trondai und Moutier.

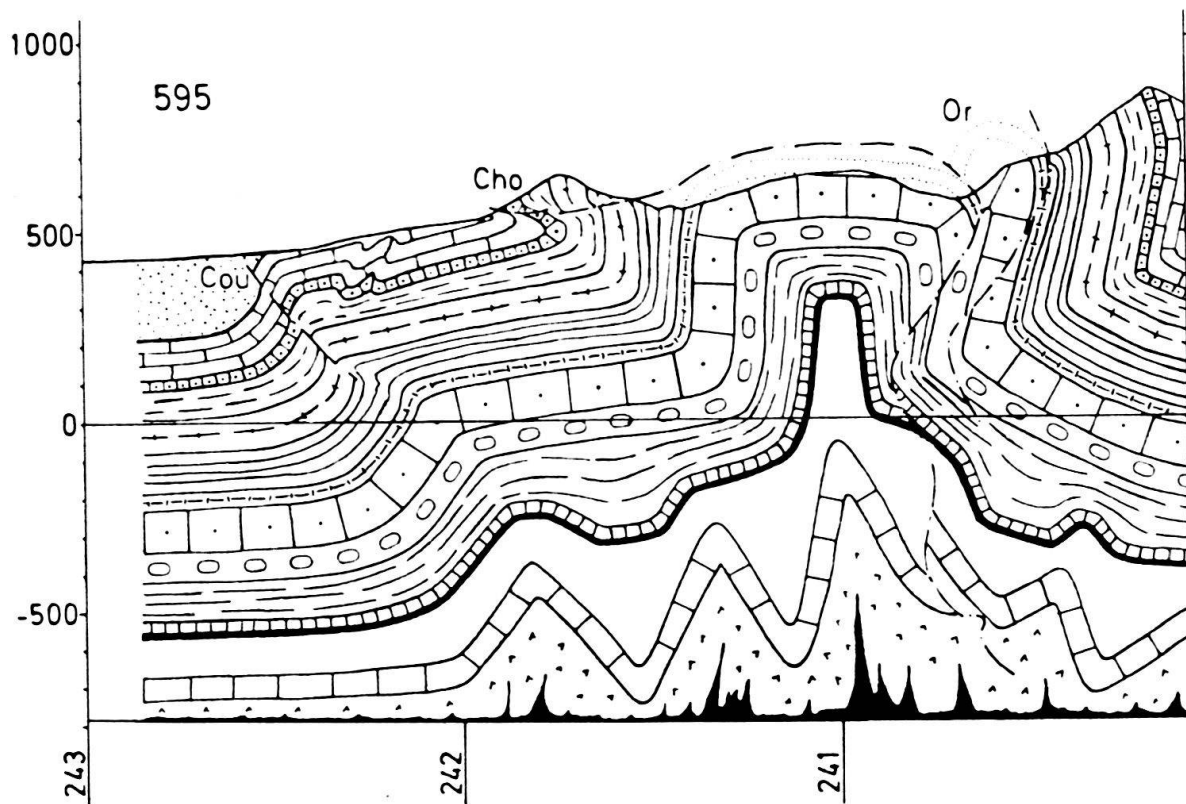


Fig. 3. Profil durch die Vellerat-Antiklinale (nach HECKENDORN 1974, Fig. 7). Cou = Courrendlin, Cho = Choindez, Or = Ordon Noé.

Die Aussicht nach Norden zeigt das Dorf Vellerat, das auf dem Doggerkern der gleichnamigen Antiklinale liegt. In den Bachgräben südwestlich des Dorfes löst der Fouchies-Kern in einer Überschiebungszone mit Zwischengewölbe den Vellerat-Kern nach Westen ab (Kernaustausch, Fig. 1 und 3). Die Rauracien-Korallenkalke markieren mit ihren Flühen eindrücklich den Malm, der im Nordschenkel von einer leicht nordfallenden, verfalteten Überschiebung durchsetzt ist. Oxford-Tone liegen auf den gekappten Rauracien-Korallenkalken über dem Steinbruch nordöstlich von Vellerat.

Des einsetzenden starken Regens wegen musste der Sacklunch im Sack verbleiben. Statt dessen kamen die Teilnehmer in der Bergwirtschaft auf La Combe (Roches) zu einem einfachen Mittagessen, und es ergab sich die Gelegenheit zur Diskussion.

Auf der *Fahrt von Roches nach Moutier* quert man die knickartige Synklinale von Combe du Pont, die die südlichste Kleinfalte (Basse-Montagne-Falte) von der Montagne-de-Moutier-Méchal-Kleinfalte trennt. Die Synklinalumbiegung in der Reuchette-Formation (Kimmeridgien) ist nur westlich der Bahnlinie aufgeschlossen. In der Klus von Moutier treten als ältestes Schichtglied die Oxford-Tone zutage. Der Südschenkel weist in der Reuchette-Formation eine Stauchfalte auf, die zu Quellen Anlass gibt (Roches pleureuses). Die Synklinale von Moutier enthält über den siderolithischen Bildungen chattische und helvetische Molasseablagerungen.

Halt 4: Koord. 595.350/237.580, Pâturage du Droit. Kurz bevor dichter Nebel alles verhüllte, Ausblick in die Klus von Moutier: Kofferfalte mit nach Süden einfallendem Scheitel und nach Westen abtauchender Achse. Das nördliche Faltenscharnier ist in den Pichoux-Kalken (unteres Felsband) knickartig ausgebildet, während die Kalke des oberen Oxfordien ein gerundetes Scharnier bilden. Im Kern der Kleinfalte ist nach Westen sukzessive weniger Platz, d. h., immer höhere Abscherhorizonte wurden bei der Auffaltung betätigt. Aus kinematischen Gründen muss eine blinde Überschiebung im Kern der Kleinfalte enden (Fig. 2).

Auf den Fussmarsch zur Synklinalumbiegung der Moutier-Süsswasserkalke bei Envers du Creux wurde des schlechten Wetters wegen verzichtet und die Fahrt Richtung Gänsbrunnen fortgesetzt.

Halt 5: Äussere Klus (H.P. Laubscher). Wegen des strömenden Regens wird die Klus von Balsthal in der Weissensteinkette vom Autobus aus angeschaut, und zwar von einem Parkplatz südlich der Äusseren Klus. Die wesentlichen oberflächlich beobachtbaren Strukturen sind von hier zu erkennen: die Verdoppelung des Haupttrogensteins durch eine nordvergente Überschiebung von scheinbar 800–900 m (je nach Projektion), ihr Austritt im Nordschenkel sowie ihr Eintauchen in den Südschenkel und damit ihre Verfaltung. Weiter gegen Osten schneidet die Front der Überschiebung durch den Nordschenkel hinab in die Tertiärsynklinale von Balsthal hinein. Bei der Fahrt von Balsthal nach Langenbruck wird auf dieses Phänomen noch einmal aufmerksam gemacht. Diese Überschiebung, wie offenbar auch jene des Grenchenbergs weiter im Westen der Weissensteinkette, verläuft also schief und nicht koaxial zur späteren Weissensteinfalte. Was das genau bedeutet, muss noch abgeklärt werden. Des weiteren werden verschiedene Probleme der Profilkonstruktion diskutiert, d. h. der Extrapolation der Oberflächenbeobachtungen in die Tiefe. Im wesentlichen handelt es sich dabei um eine Versuchs- und Fehlermethode, bei der der Materialbilanz Rechnung

zu tragen ist (Fig. 4). Die Lösung des Extrapolationsproblems ist nicht eindeutig, es gibt viele Möglichkeiten, den Volumerfordernissen im Kern der Falte gerecht zu werden; z. B. eine Versteilung des tieferen Nordschenkels (Fig. 4b) oder eine Überkippung des Südschenkels (vgl. Grenchenbergprofil, BUXTORF 1916). Im Profil aus dem Kongressführer (LAUBSCHER & BERNOULLI 1980), das auch für diese Exkursion verwendet wurde, war eine besonders komplizierte Möglichkeit einskizziert worden, allerdings

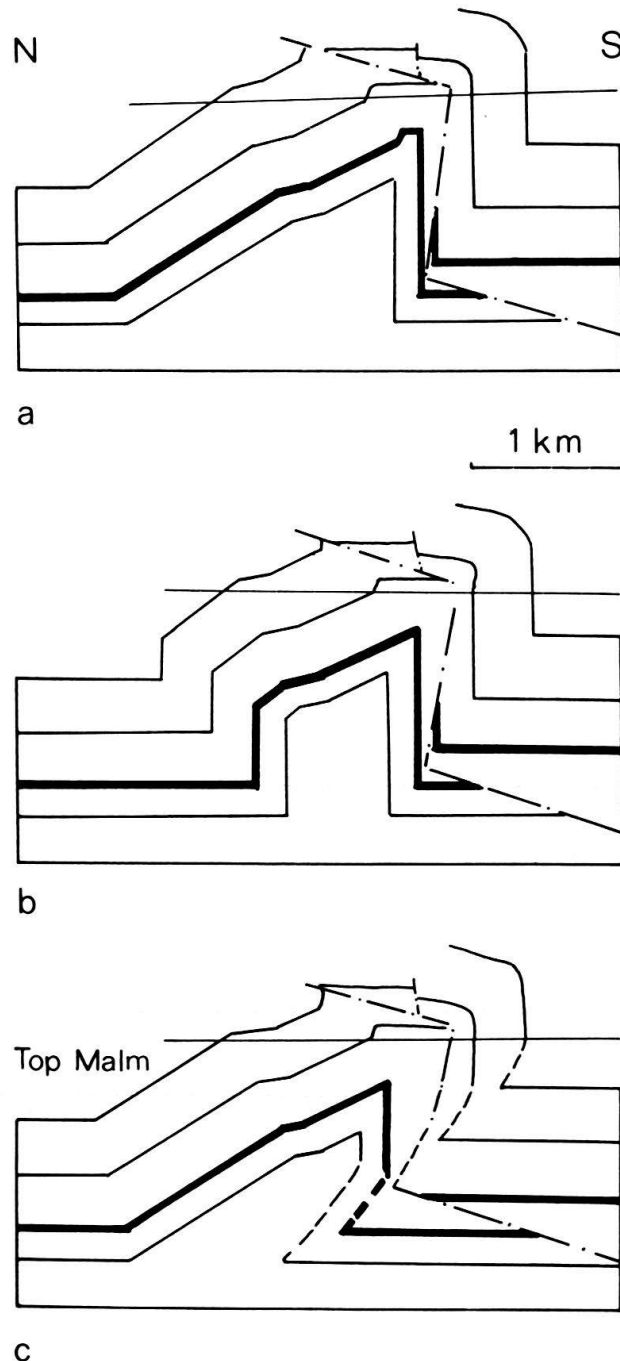


Fig. 4. Mögliche Tiefenstrukturen der Weissensteinfalte bei Balsthal. a: Einfache Extrapolation lässt einen unaufgefüllten Kern. b, c: Möglichkeiten, den Kern zu füllen. Sichtbar ist nur der oberste Teil über dem dünnen Strich.

ohne genaue Konstruktion. Von verschiedener Seite wurde auf die dabei auftretenden Schwierigkeiten und Unzulänglichkeiten hingewiesen. Um diese zu verringern, ist auf Figur 5 die zugrunde liegende Kinematik annähernd modelliert. Sie beruht auf Beobachtungen in der weiteren Umgebung der Klus sowie auf regionalen Überlegungen. So wurde der Bruch B als rheintalisch präexistent interpretiert und ausserdem die von WIEDENMAYER (1923) weiter im Westen kartierte südvergente («regard suisse») Überschiebung von Günsberg (G) versuchsweise als erste frontale Instabilität («Randunter-schiebung» vgl. JONES 1982; LAUBSCHER 1977, S. 352) gedeutet, die später von der nordvergenten Überschiebung zerrissen wurde. Ihr tieferer Teil wäre im Osten unter dieser

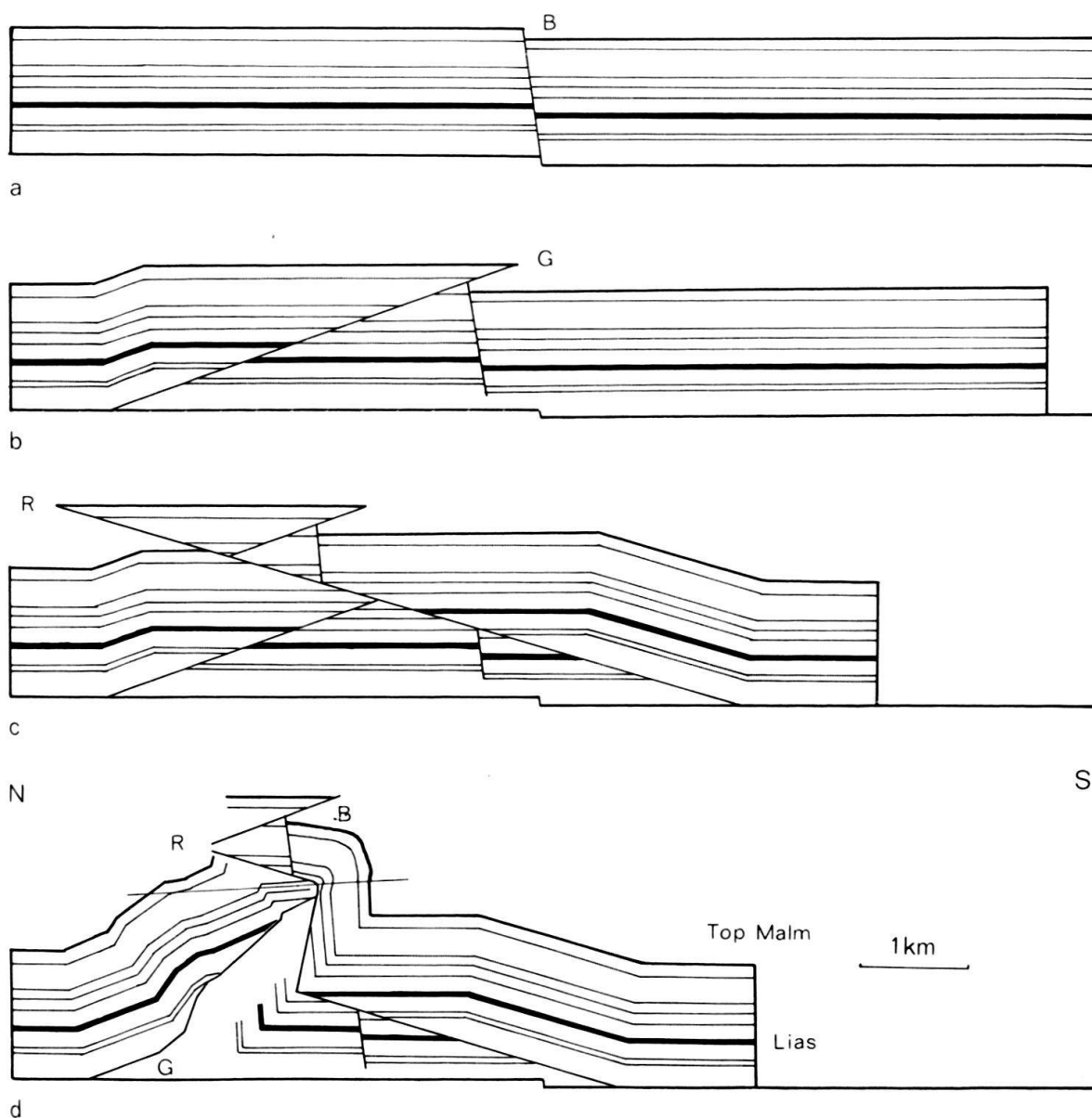


Fig. 5. Kinematisches Entwicklungsschema der Weissensteinfalte bei Balsthal – besonders komplexe Variante. Sichtbar ist nur der oberste Teil über dem dünnen Strich. B = präexistenter rheinischer Bruch; er hat hier keine Überschiebung ausgelöst. G = südvergente Günsberg-Überschiebung. R = nordvergente Roggen-Überschiebung. Sie wird grösser als von der Oberfläche zu vermuten. – Die komplizierte Kernpartie ist vernachlässigt. Keine exakte Massenbilanz. Weitere Erläuterungen im Text.

versteckt, ihr höherer Teil der Erosion anheimgefallen. Dieses komplizierte Modell ist mit den Beobachtungen kompatibel, wenn auch nicht unbedingt das wahrscheinlichste; es ist aber besonders geeignet für eine Diskussion der Probleme der Profilkonstruktion im Jura. Weitere Erläuterungen sind für eine spätere Publikation vorgesehen. Bei all dem ist zu bedenken, dass die verschiedenen Varianten für den Gesamtbetrag des Jura-Zusammenschubs und das Problem der Sockeltektonik von geringer Bedeutung sind.

Nach Bezug des Nachtquartiers in Langenbruck geht die Diskussion um die Probleme der Entstehung der Jurafaltung, um die Materialbilanz im grossen, um die Rolle des Vorlandes, um die Probleme einer mesozoischen Embryonaltektonik bis in die späten Abendstunden weiter.

3. Tag: Montag, 17. Oktober

(Langenbruck–Chilchzimmer–Oberbölchen–Eptingen–Diegten–Buckten–Unterer Hauenstein–Olten–Aarau–Bänkerjoch–Frick–Basel)

Führung und Bericht: H. Laubscher

Zum Frühstück erscheint P. Diebold von der NAGRA und erläutert anhand einiger seismischer Profile die neuen Erkenntnisse über die Tiefenstruktur des östlichen Juras und seines Vorlandes. Die seismischen Linien lassen unter den Überschiebungen ein Bruchschollenfeld mit antithetischen Abschiebungen erkennen. Die Überschiebungen sind beschränkt auf die Sedimenthaut über dem Buntsandstein. Überdies zeichnen sich tiefe Permokarbontröge ab, die auch von Bohrungen durchfahren worden sind. Die Permokarbontröge sind teilweise später reaktiviert worden; ihre Randstörungen durchschlagen als Abschiebungen zum Teil auch die mesozoische Sedimenthaut. Das Ausmass und die genaue Anordnung dieser Tröge sowie die Art und Weise der Verteilung der späteren Reaktivierung bleiben noch abzuklären.

Es wird die Bedeutung dieser Befunde für die Jurafaltung diskutiert und insbesondere für jenen Teil, der von der Exkursion begangen wird. Dazu gehört in erster Linie die Eptinger Bucht, die den Gegenstand des folgenden halben Tages bildet. Wie sich schön auf der tektonischen Karte der Schweiz 1:500 000 erkennen lässt, liegt die Eptinger Bucht am Kreuzungspunkt zweier regionaler Richtungen der Jurafront. Im Westen streicht diese in der Landskronrichtung ESE, im Osten dagegen WSW. Beide Richtungen sind schief zum durchschnittlichen Streichen der Jurafalten und damit offenbar auch zur Transportrichtung der Abscherdecke. Die westliche Begrenzung enthält ein Element von dextraler, die östliche ein Element von sinistraler Transpression. Im Osten lässt sich das schön daran erkennen, dass en échelon angeordnete Falten und Überschiebungen sich von der Randzone loslösen und gegen Osten ins Molassebecken eintauchen. Diese schiefe Richtung der Front lässt auf eine präexistente Inhomogenität schliessen; denn in einem homogenen Medium sollte eine Front plus/minus senkrecht zur Transportrichtung entstehen. Für den Frontteil westlich der Eptinger Bucht ist eine solche Präexistenz im Bereiche der Landskronkette vorhanden. Für die Front im Osten der Eptinger Bucht könnten die NAGRA-Ergebnisse eine entsprechende Bestätigung bilden. In diesem Zusammenhang wird noch erwähnt, dass die Bruchschollen unter dem östlichen Jura nicht dem Rheintalsystem zu entsprechen scheinen. Dagegen ist weiter im Osten, im bayerischen und österreichischen Molassebecken, ein ebenfalls un-

tertertiäres Dehnungs-Schollenfeld vorhanden, das gegen den Bodensee und das Südende des Rheingrabens heranstreicht. Es wäre wohl möglich, dass man sich im östlichen Jura noch im Bereiche dieses bayerisch-österreichischen Bruchschollenfeldes befindet. Dieses könnte sogar für das Südende des Rheingrabens und damit für die Transformbruchzone Basel–Dijon verantwortlich sein. Jedenfalls muss man damit rechnen, dass in der Eptinger Bucht eine Interferenz dieser alttertiären Bruchsysteme vorliegt. Zusätzlich streicht auch noch aus dem Tafeljura das SSW gerichtete Schollenfeld von Gelterkinden heran. Seine Ostbegrenzung löst sich vom Wehratalbruch ab, und man wird zur Vermutung verleitet, dass diese östlichste der grösseren Rheingrabenstrukturen nicht von ungefähr in die Eptinger Bucht zieht. Soviel über regionale Spekulationen und die Bedeutung von präexistenter Grundgebirgstektonik für die Entwicklung des Faltenjuras in der Bucht von Eptingen. Nun aber eine Demonstration der vom kartierenden Geologen in diesem Gebiete angetroffenen und zu bewältigenden Komplikationen. Dafür wird auf dem Chilchzimmer eine kleine Übersicht über die Landschaft gegeben, die nun in der Morgensonne erglänzt, nur ist es leider ungemütlich kalt. Das Gebiet ist in der geologischen Karte des Hauensteingebietes enthalten, aufgenommen von F. Mühlberg 1888 bis 1912. Die Exkursionsleitung weist auf die vorbildliche Genauigkeit dieser Karte hin, trotz ihrem verehrungswürdigen Alter. Es ist auch heute noch trotz den viel exakteren topographischen Unterlagen nicht leicht, die Karte zu verbessern. Für die gegenwärtige Problemstellung einer Abklärung der kinematischen Entwicklung und der die nichtzylindrischen und queren Strukturen vermutlich bedingenden präexistenten Randbedingungen sind aber trotzdem noch viele Detailuntersuchungen nötig, die über die von Mühlberg seinerzeit angestrebten Kartierungsdetails hinausgehen. Einen ersten Eindruck von diesen Detailproblemen erhält die Exkursionsgesellschaft auf einem kleinen Fussmarsch über das Spitzenflüeli und den Punkt 1032 gegen die Geissfluh zu. Hier ist zunächst ein grosser Querbruch zu bemerken, der das Spitzenflüeli im Osten begrenzt, sodann zwei sich in dichtem Abstand folgende Überschiebungen am Punkt 1032, eine obere, welche unteren Dogger (hauptsächlich zu Verwitterungslehmen mit einigen Lesesteinen reduziert) auf Haupttrogenstein, und eine untere, welche Haupttrogenstein auf Varians-Schichten schiebt. Dieser Haupttrogenstein der unteren Schubmasse ist weitgehend zu einer tektonischen Brekzie zerrieben, was darauf beruhen mag, dass er in eine Scherzone zwischen den beiden Überschiebungen geraten ist. Diese liegen am Schnittpunkt von zwei regional weit verfolgbaren Überschiebungen: einer südlichen, die vom Schöntal her etwa dem Chilchzimmerbach entlang mit Nordost- bis NNE-Richtung heranstreicht, und einer nördlicheren, tiefer gelegenen, die aus der Überschiebungszone der Passwangkette über Spittel, Steinenberg und Schattenberg mit östlichem, weiter im Osten auch in Landskronrichtung mit ESE-Streichen gegen den Beobachtungspunkt vordringt. Diese beiden Elemente verkörpern somit ungefähr die beiden Richtungen der Eptinger Bucht und zeigen, wie deren regionale Geometrie lokal zum Ausdruck kommt. Bei der Weiterfahrt über Oberbelchen gegen Eptingen zu wird auf die Schuppentektonik dieses Gebietes und ihre seitliche Begrenzung gegenüber dem Chilchzimmer durch NNE streichende Querbruchelemente aufmerksam gemacht. Der Belchentunnel, etwas weiter östlich gelegen, verläuft in dieser Schuppen- und Querbruchzone. Wo die Strasse bei Wallburgstüel den Wengenhügel schneidet, wird eine Muschelkalkschuppe genauer angeschaut. Dabei werden einige interessante Deformationsphänomene diskutiert, alle im kalten,

klastischen Feld der Deformationskarte. Besonders hervorzuheben ist eine Aufschiebungszone innerhalb des Muschelkalks, nach oben begrenzt von einer scharfen Scherfläche, die merkwürdigerweise in der Schubrichtung hinab statt hinauf schneidet. Die darunterliegende, gut einen halben Meter mächtige Scherzone besteht aus einem System von fiederig angeordneten, kleinen Überschiebungsklüften, wie sie auch an andern Stellen oftmals zu beobachten sind. Es entsteht dabei eine Art Bruchclivage; weiter geht im Jura die «Schieferung» kaum je. Bei der Dangeren hat man die grosse Muschelkalküberschiebungszone verlassen, man befindet sich nun in einer hauptsächlich aus Dogger bestehenden, vorgelagerten Überschiebungsscholle. Die tektonischen Verhältnisse am Südrand der Dangeren lassen vermuten, dass hier eine ererbte, gegen Süden gerichtete Abschiebung vorliegt. Diese ist möglicherweise eines der wenigen Informationsstücke über die Natur der präexistenten Strukturen dieser Gegend. Hier würde es sich um ein ENE gerichtetes Element handeln, während im Bruchbündel der Hard, des nördlichen, frontalen Teils der überschobenen Doggermasse, eher solche des Tafeljuras vorliegen dürften, obgleich sie gegenüber diesen etwas verdreht erscheinen. Vielleicht ist diese Verdrehung allerdings auch schon Ausdruck der Beeinflussung durch die ENE-Zone. Es wird weiter die Rotfärbung des Haupttrogensteins der Hard diskutiert. Solche Rotfärbungen werden gern dem Eozän zugeschrieben, doch haben nach Bemerkungen von Exkursionsteilnehmern auch im westlichen Jura mineralogische Untersuchungen gezeigt, dass sie z.B. durch miozäne Infiltration bedingt sein können. Das gleiche lässt sich für die Rotfärbung der Hard sagen: Diese entspricht offenbar einem prämiozänen Horst mit Überlagerung des Haupttrogensteins durch mittelmiozäne Rotschichten, wie dies im benachbarten Tafeljura oftmals zu beobachten ist, während südlich der Hauptüberschiebung allgemein untere Süsswassermolasse in den Tertiärsynklinen liegt. Dies ist ein weiterer Hinweis auf eine präexistente Tektonik, an der die Hauptüberschiebung ausgelöst wurde. Bei Rütiweid wird noch einmal Halt gemacht, um die frontalen Massen der Doggerschuppe zu diskutieren.

Beim Bau der Nationalstrasse wurde hier eine ESE streichende, südverwerfende Abschiebung freigelegt. Es finden sich in der Gegend, wenn auch weniger offensichtlich, noch einige Elemente dieser Richtung, sie dürften der Landskronrichtung entsprechen. Dieses Element wird im Süden begrenzt durch die ebenfalls gut sichtbare, südgerichtete Abschiebung von Oberburg, die von der Hard her streichend eine südwestliche Richtung hat. Die Neukartierung hat ergeben, dass sie durch die Überschiebung des Ränggen abgerissen und nach Norden verfrachtet wurde.

Wegen des sich verschlechternden Wetters wird beschlossen, nach einem Mittagessen auf dem unteren Hauenstein über Olten und Aarau aufs Bänkerjoch zu fahren und nur noch die dortige Gipsgrube in Augenschein zu nehmen: Im Anschluss an das Evaporitsymposium in Porrentruy und die Diskussionen über das tektonische Verhalten der Evaporite sollte eine Geländeinspektion von Sulfatdeformation im Jura vorgenommen werden. In der Gipsgrube sind vor allem die tiefsten Teile des Gipskeupers, die auch die massivsten Sulfatlagen enthalten, intensiv in Fließfalten gelegt. Diese sind nordvergent mit einer Achsenrichtung von 60° Ost. Sie liegen disharmonisch unter mehr oder weniger flachliegenden höheren Lagen des Gipskeupers, und es lässt sich durch Vergleich von Schlüsselschichten (eine dicke weisse Bändergipslage unterlagert von gelblichem bis rötlichem Knauer-gips) zeigen, dass dieselbe Verkürzung in diesen höheren Lagen durch Überschiebung erreicht wird. Das Faltenbild dieser Gipsdefor-

mation erinnert an ein metamorphes Terrain. Es wurde die Vermutung ausgesprochen, es könnte sich um Quelfalten handeln. Dies aber ist aus zweierlei Gründen nicht anzunehmen: Einmal zeigen die Falten eine tektonische Verkürzung, die jener der höheren Überschiebung entspricht, und zum andern sind ganz entsprechende Falten auch im Belchentunnel angetroffen worden, aber dort im Anhydrit. Die Anwesenheit von N. Carter, einem der namhaftesten Kenner der experimentellen und theoretischen Gesteinsmechanik, ist besonders willkommen, um die mit diesem Vorkommen verknüpften Probleme zu diskutieren. Durch stratigraphische Rekonstruktion lässt sich die maximale Tiefenlage des Gipskeupers zu Beginn der Jurafaltung in diesem Punkt abschätzen, und zwar zu maximal 1,5 km. Das würde bei einer normalen geothermischen Tiefenstufe einer Temperatur von ungefähr 60°C entsprechen und wäre am unteren Ende des Stabilitätsfeldes von Anhydrit gelegen. Während der weiteren Entwicklung wurde infolge Überschiebung und Auffaltung der Gipskeuper in immer höhere, kühlere und gegen das Gipsstabilitätsfeld zu gelegene Positionen gebracht. Die Deformation des Anhydrits im Belchentunnel kann also sicher nicht einfach eine dehydrierte Gipsdeformation gewesen sein. Bei derart tiefen Temperaturen sollte sich nach den Experimenten von HANDIN & HAGER (1957) der Anhydrit spröde verhalten, er ist fester als Dolomit. Bei höheren Temperaturen zeigen die Experimente von MÜLLER & BRIEGEL (1978) einen Dislokationskriechmechanismus (power-law creep). Extrapolation der Formel auf die geschätzte Temperatur führt selbst bei geologisch langsamen Deformationsraten von 10^{-12} bis $10^{-14} \text{ sec}^{-1}$ zu hohen Differentialspannungen, und es ist fraglich, ob dieser Mechanismus unter solchen Umständen konkurrenzfähig gewesen ist, obwohl er sicher mitgespielt hat. Direkte Beobachtung im Belchentunnel hat ausserdem wie im vorliegenden Aufschluss eine grosse Rolle von Lösungstransport bei der Deformation enthüllt, und es fragt sich, ob nicht dieser Vorgang unter den genannten Umständen der entscheidende gewesen sei. Jedenfalls sollte ähnlich wie beim Kalk das Deformationsfeld für langsame Fliessdeformation und niedrige Temperatur im Bereiche des Drucklösungsfliessens liegen: Die Sulfate sind ja bedeutend löslicher als der Calcit. Vor allem aber müssen auch noch kompliziertere Mechanismen ähnlich metamorphen Reaktionen bei Vorhandensein einer fluiden Phase ins Auge gefasst werden, sie könnten eine erhebliche Rolle gespielt haben, da CaSO_4 verschiedene metastabile Hydrate bilden kann, die, einmal vorhanden, die Deformation auf ihren Bereich konzentrieren konnten und erst nachträglich zu stabilem Anhydrit zurückverwandelt wurden. Alle diese Mechanismen sind aber verhältnismässig langsam und bei höheren Temperaturen nicht konkurrenzfähig und deshalb bei den bisherigen Experimenten nicht studiert worden. Es ist noch hinzuzufügen, dass weit seichter gelegene Anhydrite bei vermutlich niedrigeren Temperaturen, z.B. im Adlerhofgewölbe, sich ebenfalls durch Fliessen oder Kriechen deformiert haben. Es ist zu wünschen, dass diese für die Tektonik der seichten Abscherungen grundlegenden Aspekte noch genau geprüft werden: Was immer auch der Mechanismus, die Beobachtungen zeigen, dass bei niedrigeren Temperaturen die Sulfate, im besondern auch Anhydrit (im Endzustand), sich wie sehr inkompetentes Material verhalten und für seichte Abscherung eine entscheidende Rolle spielen können. Bei allen quantitativen Modellierungen der Abschertektonik ist dies zu berücksichtigen.

Ein Teil der Exkursionsgesellschaft verabschiedet sich in Frick, der Rest am Bahnhof Basel.

LITERATURVERZEICHNIS

- BOLLIGER, W., & BURRI, P. (1970): Sedimentologie von Schelf-Carbonaten und Beckenablagerungen im Oxfordien des zentralen Schweizer Jura. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 140.
- BUXTORF, A. (1901): Geologie der Umgebung von Gelterkinden. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 11.
- (1916): Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis- und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie des Juragebirges. – Verh. natf. Ges. Basel 27, 184–254.
- ELBER, R. (1920): Geologie der Raimeux- und Velleratkette im Gebiete der Durchbruchtäler von Birs und Gabiare (Berner Jura). – Verh. natf. Ges. Basel 32, 38–93.
- GYGI, R. A. (1969): Zur Stratigraphie der Oxford-Stufe der Nordschweiz und des süddeutschen Grenzgebietes. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 136.
- HANDIN, J., & HAGER, R. V. (1957): Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: tests at room temperature on dry samples. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 41, 1–50.
- HECKENDORN, W. (1974): Zur Tektonik der Vellerat-Antiklinale (Berner Jura). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 147.
- JONES, P. B. (1982): Oil and gas beneath east-dipping underthrust faults in the Alberta foothills. In: POWERS, R. B. (Ed.): Geologic Studies of the Cordilleran Thrust Belt (S. 61–74). – Rocky Mountain Assoc. Geol., Denver, Colorado.
- LAUBSCHER, H. (1948): Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt St-Ursanne (Berner Jura). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 92.
- (1965): Ein kinematisches Modell der Jurafaltung. – Eclogae geol. Helv. 58, 231–318.
- (1973): Faltenjura und Rheingraben: zwei Großstrukturen stossen zusammen. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.] 55, 145–158.
- (1977): Fold development in the Jura. – Tectonophysics 37, 337–362.
- (1980): Die Entwicklung des Faltenjuras – Daten und Vorstellungen. – N. Jb. Geol. Paläont. [Abh.] 160, 289–320.
- (1981): The 3D propagation of décollement in the Jura. In: Thrust and Nappe Tectonics (S. 311–318). – The Geol. Soc. London.
- LAUBSCHER, H., & BERNOULLI, D. (1980): Cross-section from the Rhine Graben to the Po Plain. Excursion No. 031A of the 26th int. Geol. Congr. In: Geology of Switzerland. A guide-book. – Schweiz. geol. Komm. (Ed.), Basel.
- LEFAVRAIS-RAYMOND, A. (1962): Contribution à l'étude géologique de la Bresse d'après les sondages profonds. – Mem. Bur. Rech. géol. min. 16, 1–143.
- LINIGER, H. (1925): Geologie des Delsberger Beckens und der Umgebung von Movelier. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 55.
- MÜLLER, W. H., & BRIEGEL, U. (1978): The rheological behaviour of polycrystalline anhydrite. – Eclogae geol. Helv. 71, 397–407.
- SCHNEIDER, A. (1960): Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt Porrentruy (Berner Jura). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 109.
- TSCHOPP, R. (1960): Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt Miécourt (Berner Jura). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 110.
- WIEDENMAYER, C. (1923): Geologie der Juraketten zwischen Balsthal und Wangen a. A. (Abschnitte der Weissenstein- und Farisberg-Gräiterkette). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 48.
- ZIEGLER, M. A. (1962): Beiträge zur Kenntnis des unteren Malm im zentralen Schweizer Jura. – Diss. Univ. Zürich.
- ZIEGLER, P. A. (1956): Geologische Beschreibung des Blattes Courtelary (Berner Jura) und: Zur Stratigraphie des Sequanien im zentralen Schweizer Jura. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 102.

Karten

Top. Karte: Landeskarte der Schweiz. 1:25 000, Blatt 1106, Moutier.

Geol. Karten: Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000, Blatt 2, Basel–Bern;

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

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

Geologische Spezialkarten

MÜHLBERG, F. (1908): Geologische Karte der Umgebung von Aarau, 1:25 000.

MÜHLBERG, G., & NIGGLI, P. (1913): Geologische Karte des Gebietes Roggen–Born–Boowald, 1:25 000.

MÜHLBERG, F. (1915): Geologische Karte des Hauensteingebietes, 1:25 000.

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000:

DIEBOLD, P., et al. (1963): St-Ursanne (LK 1085).