

Untersuchungen über Faltung und Klüftung im nordschweizerischen Jura

Autor(en): **Nabholz, Walther K.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **49 (1956)**

Heft 2

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-162083>

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.

Untersuchungen über Faltung und Klüftung im nordschweizerischen Jura

Von **Walther K. Nabholz**, Basel

Mit 17 Textfiguren

INHALT

Einführung	373
Problemstellung	375
Birsklus von Moutier bis Courrendlin	375
Kongruente Falten	397
Konzentrische Falten	380
Biegefaltung oder echte Faltung	380
Scherfaltung	381
Kombination von Faltung mit einfacher Deformation und Fliessfalten	382
Gang und Methoden der Untersuchung	383
Mikroskopische Untersuchung von Oolithen	383
Makroskopische Untersuchungen über Faltung und Klüftung	383
Harnischstreifen auf Schichtflächen	383
Faltungsvorschub	385
Biegungsfließen	386
Richtung von Biegungsfließen und Faltungsvorschub	387
Horizontierung mit SCHMIDTSchem Netz	387
Klüftung im Basler Tafeljura	388
Hauptrogenstein in den Steinbrüchen bei der Orismühle	388
Hauptrogenstein im Steinbruch Adler	389
Beispiele aus dem Faltenjura	391
Bogental	391
Stürmenkopf	399
Combe du Pont	400
Zusammenfassung und Ausblick	403
Zitierte Literatur	405

EINFÜHRUNG

Der Kettenjura bildet eines der schönsten Beispiele für den Typus des Faltengebirges. Er ist ein prachtvolles Stück zusammengeschobener Erdrinde, wie ALBERT HEIM 1920 sagte. Wohlbekannt sind die geologischen Querschnitte durch die hintereinandergestaffelten Faltenzüge, deren Aufbau und Struktur durch viele Geologengenerationen erforscht wurden. In den tiefeingeschnittenen Quertälern oder Klusen ist es die Natur selbst, die dem Beschauer das geologische Querprofil vor Augen führt. Der Bau der Eisenbahntunnels durch die Juraketten, der 1914 zum Abschluss gelangte, bot wichtige Einblicke in die innere Struktur der Falten-

züge und veranlasste A. BUXTORF (1916) zur Zusammenstellung seiner „Zwei Querprofile durch das nordschweizerische Juragebirge mit Verwertung der Befunde im Hauensteinbasis- und Grenchenbergtunnel“. Diese beiden Profile geben einen guten Überblick über den tektonischen Aufbau des nordschweizerischen Jura; innerhalb des gefalteten Schichtkomplexes zeigen sie sehr klar die verschiedenen Faltungsformen und die Erscheinungen disharmonischer Faltung, die sich zurückführen lassen auf das plastische Verhalten der Ton-Mergelkomplexe (Keuper, Opalinuston, Oxfordien-Argovien) und auf sekundäre Gleitungsvorgänge innerhalb dieser Schichtglieder. Als Beispiel unserer Kenntnis der Faltungsformen im Jura darf auch heute noch auf diese beiden Profile hingewiesen werden, auf jeden Fall, was die höheren Teile der Schichtreihen bis hinunter zum Niveau der Tunneldurchstiche anbetrifft. Hinsichtlich der Tiefentektonik, die hier nicht diskutiert werden soll, liegt den BUXTORFSchen Profilen die Annahme zugrunde, die 1½–2 km mächtige Schichtreihe von Tertiär, Malm, Dogger, Lias, Keuper, oberem und mittlerem Muschelkalk sei entlang dem Salzhorizont in der Basis der Anhydritgruppe (Grenze zwischen unterem und mittlerem Muschelkalk) abgeschert und unbeeinflusst vom tieferen Untergrund in Falten gelegt worden.

Seit den für die Jurageologie klassischen Arbeiten BUXTORFS haben zahlreiche Detailaufnahmen im besondern neues Licht auf die zeitliche Abfolge der gebirgsbildenden Vorgänge geworfen, ferner auch die Beziehungen zwischen rheintalischer Bruchbildung und Jurafaltung aufzudecken versucht. Die tektonische Analyse befasste sich weiterhin vorwiegend mit den Formen des Grossbereichs.

Das in der vorliegenden Arbeit begonnene Vorhaben, den Mechanismus der Faltung im Kleinbereich zu studieren, knüpft hinsichtlich der Untersuchungsmethoden an Arbeiten an, die ausserhalb des Jura entstanden sind. Gemeint sind damit die Untersuchungen von H. CLOOS und seiner Schüler, unter letzteren besonders R. HOEPPENER, im Rheinischen Schiefergebirge, die Arbeiten allgemeiner tektonischer Bedeutung von J. GOGUEL, W. SCHMIDT und B. SANDER, und die Ergebnisse der Untersuchungen in den Appalachen Nordamerikas von E. CLOOS u. a. Im Jura selbst ist die erste Arbeit, die sich u. a. mit feintektonischen Fragen befasst, vor 100 Jahren als posthumes Werk JULES THURMANN'S (1856) publiziert worden. Erwähnt seien ferner die Untersuchungen über Klüfte im Basler Tafeljura von F. MÜLLERRIED (1921), sowie die Studien von H. PHILIPP (1938 und 1942) über die Kluftrichtungen im gesamten Jura, die hier aber nicht weiter verwertet wurden.

Für die Anregung zu der vorliegenden Arbeit und für mannigfache Hinweise ist der Autor Herrn Prof. L. VONDERSCHMITT zu grossem Dank verpflichtet. Studenten des Basler Geologischen Instituts haben während der Geländeuntersuchungen, die sich über zwei Jahre erstreckten, stets mitgearbeitet. Herr D. BERNOULLI hat gemeinsam mit Herrn F. STUMM ferner auch bei der Auswertung der Kluftmessungen mitgewirkt, einer Arbeit, die viel Geduld erfordert. Herrn Prof. E. WENK verdankt der Autor fruchtbare Diskussionen über die Darstellungsmethoden der im Gelände ausgeführten Messungen. Bei der Redaktion des Manuskriptes konnten schliesslich einige wichtige Hinweise der Herren Prof. P. BEARTH, Basel, und Dr. R. HOEPPENER, Privatdozent am Geologischen Institut von Bonn, berücksichtigt werden, für die hier ebenfalls bestens gedankt sei.

PROBLEMSTELLUNG

Die im nachfolgenden behandelten Fragen über Faltung und Klüftung sollen lediglich eine Ergänzung zu den weitgehenden bisherigen Kenntnissen des Faltungsmechanismus im Jura darstellen. Um die uns beschäftigende Fragestellung klar zu entwickeln, scheint es mir nützlich, vorerst auf die bisherigen Kenntnisse in concreto einzugehen. Am eindrucklichsten geschieht dies anhand eines der am besten aufgeschlossenen und untersuchten Querprofile durch den nordschweizerischen Faltenjura, nämlich die Birsklus von Moutier bis Courrendlin. Wie die Figuren 1 und 2 zeigen, durchschneidet hier die Birs die Raimeux- und Velleratketten, die sich zwischen den Tertiärbecken von Moutier und Delsberg erheben. Die Profile basieren auf sorgfältigen Geländeaufnahmen von R. ELBER und sind in seiner Dissertation (1920) im Maßstab 1:12500 erstmals zur Veröffentlichung gelangt.

Es sei hier lediglich die Frage aufgeworfen, was man hinsichtlich des Faltungsmechanismus aus den Profilen von Fig. 1 und 2 herauslesen kann. Der Beobachtung am besten zugänglich ist der Verlauf der Schichtglieder vom Haupttrogenstein bis und mit Séquanien. Als näher zu analysierendes Profil sei das Tracé der untersten Kulisse der Ostseite gewählt (Roches pleureuses bis Courrendlin). In diesem Profilschnitt lassen sich die Schichtglieder, die im Raum über der Talsohle liegen, ohne grossen Spielraum für Hypothesen zusammenhängend verbinden. Zunächst seien nun diese Schichtglieder kurz charakterisiert, und zwar nur soweit, als es unserer Absicht dienlich sein kann, ihr mechanisches Verhalten gegenüber der Faltung auf geometrischem Weg zu interpretieren:

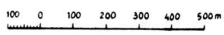
Séquanien: oolithische und spätige, meist gebankte Kalke, wechsellagernd mit einigen mehr mergeligen Horizonten von je ein paar Metern Mächtigkeit. In unserem Profilschnitt zeigt das Sequan an Stellen, die der Beobachtung zugänglich sind, folgende Gesamtmächtigkeiten:

Roches pleureuses, saigere Lagerung	75 m
Gewölbescheitel unter P. 958,5	100 m
Synklinale Combe du Pont, Südseite	70 m
Synklinale Combe du Pont, Nordseite	85 m
Mulde von Rebeuvelier, saigere Lagerung Südseite	30 m
Mulde von Rebeuvelier, Nordseite	85 m
Nordseite des Velleratgewölbes, saigere Lagerung	40 m
gegen N anschwellend auf	90 m

Nach R. ELBER (1920, S. 47) dürfen die Mächtigkeitsschwankungen nicht immer auf tektonische Vorgänge zurückgeführt werden. Indessen zeigen die obigen Werte doch eindeutig, dass die primäre Mächtigkeit an Stellen mit saigerer Lagerung infolge des seitlichen Faltungsdruckes auf einen geringeren Betrag ausgepresst worden ist. Das Sequan als Ganzes nimmt eine Zwischenstellung ein zwischen kompetenten und inkompetenten Schichtgliedern.

Rauracien, mit Übergangsfazies zu Argovien:

Die Übergangsfazies ist im Gewölbe der Basse Montagne in Form dünnplattiger und dichter gebankter Kalke entwickelt, die gegen N, abgesehen vom untersten Teil, in massige oolithische und klotzige koralligene Kalke übergehen. Die Gesamtmächtigkeit schwankt im Profilschnitt zwischen 65 und 90 m, was den primären Mächtigkeitsdifferenzen entsprechen dürfte. Auf der Nordseite



- * Quellen
- Quartär
- P Pliocängrölle
- Oligocäne Molasse
- Eocän
- Kiméridgien
- Séquanien
- Rauracien
- Übergangsfacies zu Argovien
- Oxfordien
- Oberer Dogger
- Hauptrogenstein
- Unterer Dogger
- Opalinuston
- Lias
- Keuper

I, II, III, IIIa, tektonische Bezeichnung der Dogger Kerne

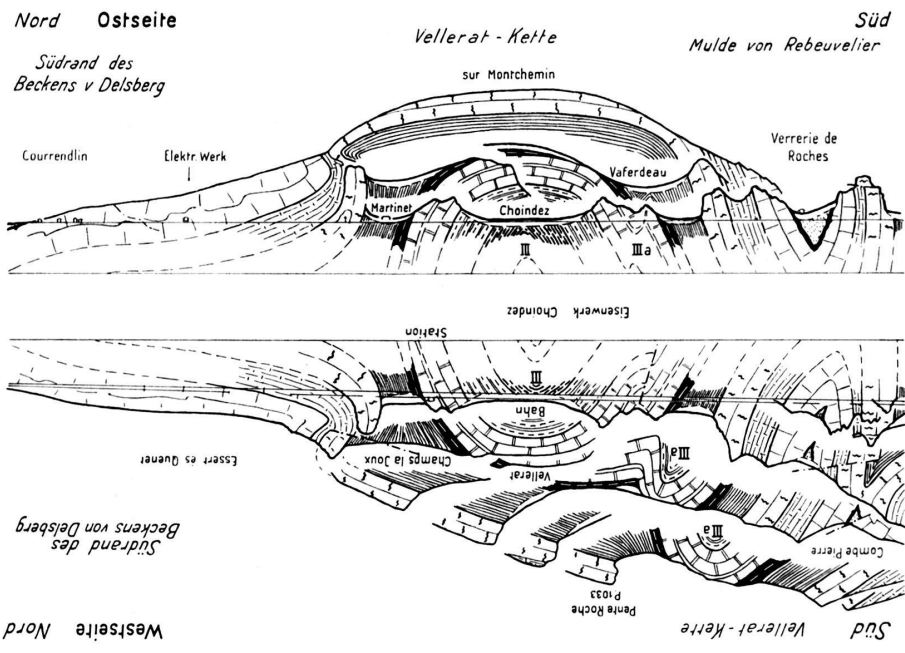


Fig. 1. Geologische Profile 1 : 20 000 der Birsklus von Moutier-Courrendlin, nördlicher Teil. Von R. ELBER*).

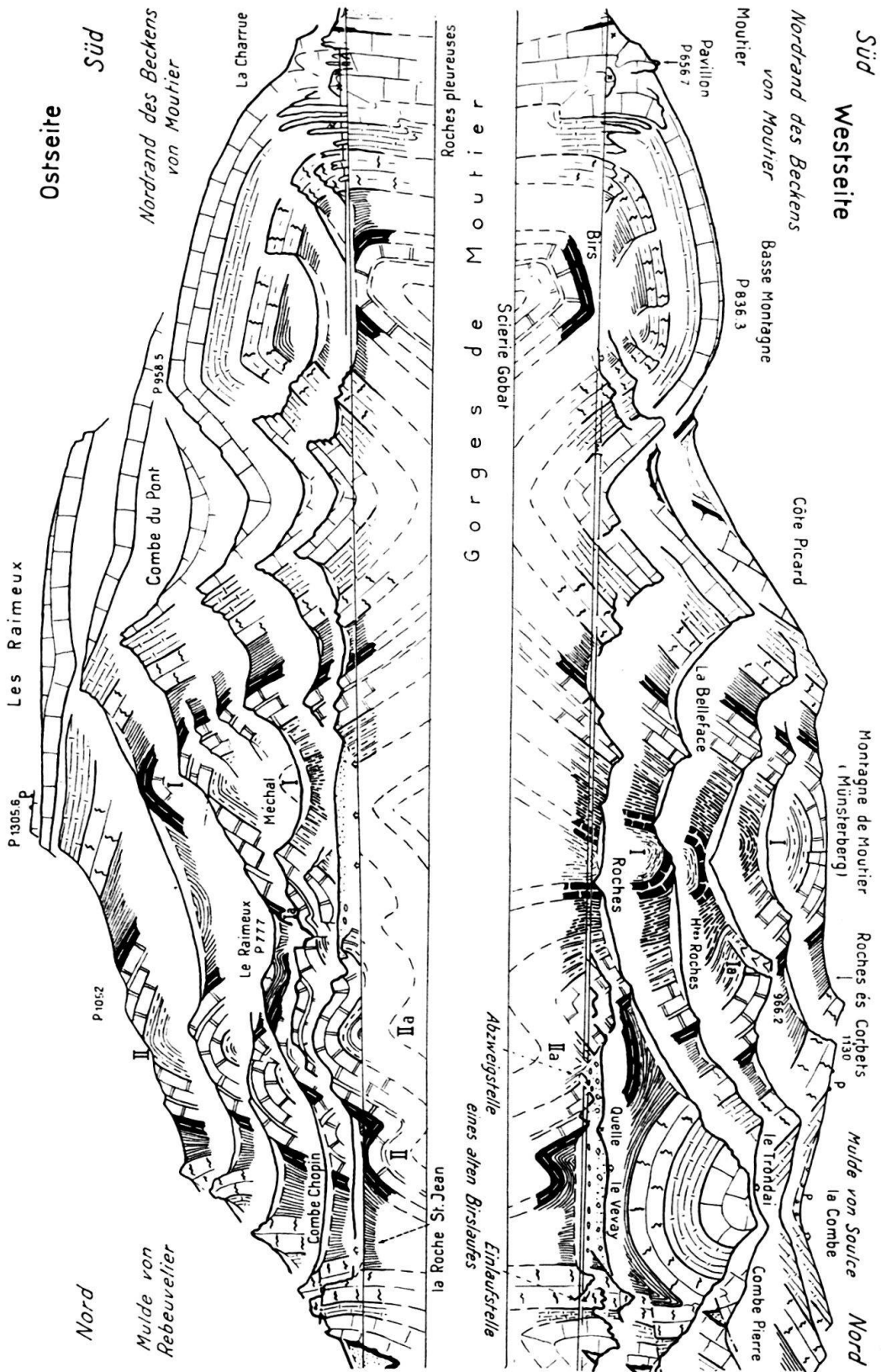


Fig. 2. Geologische Profile 1 : 20000 der Birsklus von Moutier-Courrendlin, südlicher Teil. Von R. ELBER*). Legende siehe Fig. 1.
 *) Clichés von Fig. 1 und 2 entnommen aus: Geologischer Führer der Schweiz, 1934, Fasc. VIII, S. 546-547, Exkursion Nr. 35 Court-Moutier-Courrendlin (Gebiet der Birsklusen) von A. BUXTORF, R. ELBER & ED. SCHLAICH.

des Velleratgewölbes trennt eine Überschiebung den überkippten oberen Teil des Rauracien-Nordschenkels von der saiger stehenden unteren Partie, die südlich zurückgeblieben ist. Die geschleppte Partie im Hangenden der Überschiebung erscheint im Profil wesentlich ausgedünnt. Beobachtung im Gelände zeigt sofort, dass hier keine plastische Auspressung (Materialwanderung Korn für Korn) des Rauracien stattgefunden hat, sondern dass die Verformung längs einer unübersehbaren Schar von Scherflächen vor sich ging. Das Rauracien verhält sich gegenüber der Faltung als kompetentes Schichtglied.

Oxfordien: Unter Gehängeschutt verborgene Tone und Mergel, denen nach H. ELBER (1920, S. 46) eine primäre Mächtigkeit von etwa 100 m zuzuschreiben ist. Ein Blick auf unseren Profilschnitt lässt deutlich die kräftigen Mächtigkeitsschwankungen, selbst über kürzeste Distanzen, erkennen. Unter den knieförmigen Umbiegungen des Rauracien schwillt das Oxfordien auf 250 m und mehr an. Im Grossen gesehen ist es ein plastisch deformierbares, deutlich inkompetentes Schichtglied, das den ungleichmässig verlaufenden Raum zwischen den disharmonisch zueinander gefalteten kompetenten Schichtgliedern im Hangenden und im Liegenden ausfüllt.

Oberer Dogger und Hauptrogenstein: Der obere Dogger, der in unserm Profil nirgends mehr als 40 m mächtig ist, entzieht sich fast durchwegs der Beobachtung infolge Überdeckung durch Gehängeschutt. Er nimmt in mechanischer Hinsicht eine Zwischenstellung zwischen dem Hauptrogenstein und dem überlagernden Oxfordien ein.

Der Hauptrogenstein besteht aus einer Schichtreihe oolithischer Kalke, denen im oberen Teil die etwa 10 m mächtigen Homomyenmergel eingelagert sind. Seine Gesamtmächtigkeit bleibt innerhalb der Grenzwerte 90 m und 120 m relativ konstant. Die oolithischen Kalke sind vorwiegend deutlich gebankt und verhalten sich gegenüber der Faltung kompetent.

Bis hierher haben die obigen Feststellungen den sichtbaren Raum unseres Profils oberhalb der Talsohle betroffen. Wie steht es nun mit den Verbindungen, die unterhalb der Talsohle durchzuziehen sind? Hier bieten die Schichtglieder im Hangenden des Oxfordien, nämlich Rauracien und Séquanien die beste Chance, dass die konstruierte Verbindung dem tatsächlichen Verlauf entspricht. Weit weniger Anhaltspunkte stehen uns zur Verfügung, wenn wir die Untergrenze des inkompetenten Oxfordien durchziehen wollen, besonders deshalb, weil die Falten des Hauptrogensteins häufig disharmonisch zu den Malmfalten verlaufen¹⁾.

Um die Frage nach der durch die Faltung bedingten Verkürzung zu beantworten, dürfte es deshalb zweckmässig sein, das Rauracien (inkl. Übergangsfazies zu Argovien) in mehr oder weniger parallelem Verlauf zum Séquanien und Kiméridgien im Untergrund durchzuziehen. Am Nordende des Profils liegt es dann beinahe horizontal, ebenso aber auch am Südende, da es hier aus der saigeren Stellung bei den Roches pleureuses gegen S zu in horizontale Lagerung abbiegt, die unter dem Tertiärbecken von Moutier wahrscheinlich ist (vgl. A. BUXTORF,

¹⁾ S. KIENOW (1942), der die Faltungsvorgänge rechnerisch zu erfassen versuchte, hält die spezifische Faltenlänge der Malmkalke für grösser als diejenige des Hauptrogensteins (loc. cit., S. 60, wo indessen anstelle von Kimmeridge Rauracien stehen sollte).

1916, Tafel IV, Profil 2). An beiden Enden des Profils können wir also mit \pm horizontaler Schichtlage rechnen. In dem auf solche Weise ergänzten Profil beträgt die abgewinkelte Länge des Rauracien 8620 m. Verglichen mit der Profillänge (5925 m) ergibt sich eine durch die Faltung bedingte Verkürzung auf 68,7 % der ursprünglichen Länge²⁾.

Die Faltung ist ein Prozess, der in sehr verschiedenen Maßstäben betrachtet werden kann. Das Faltengebirge ist ja nicht eine homogene Masse, nicht ein Einkristall, sondern – im Falle des Faltenjuras – ein komplexes Gefüge von Schichten, diese wiederum ein Körnergefüge, wobei auch die einzelnen Körner nicht notwendigerweise unveränderlich sind. Dementsprechend können wir die durch die Faltung hervorgerufene Deformation am einzelnen Korn, am Körnergefüge, innerhalb einer einzelnen Schicht oder am gesamten gefalteten Schichtkomplex studieren. Vorerst sei die Faltung im Grossbereich betrachtet, aus einer Distanz, die Überblick verschafft, oder eben in Übersichtsprofilen, wie sie in Fig. 1 und 2 enthalten sind. In diesem Betrachtungsmaßstab werden in den Lehrbüchern und allgemeinen Abhandlungen über Tektonik nach dem geometrischen und mechanischen Bild verschiedene Arten von Faltung unterschieden, deren wesentlichste Grundformen im folgenden aufgezählt sind. Gleichzeitig sei bei jeder kurz charakterisierten Faltungsgrundform die Frage gestellt, ob sie in dem zur Diskussion stehenden Profil verwirklicht sein kann. Nach dem phänomenologischen oder geometrischen Bild sind es zwei Grundformen, die in Jurafalten vertreten sein können:

1. Kongruente Falten (*plis semblables*, similar folding), gekennzeichnet durch wechselnden Krümmungsmittelpunkt, aber gleichen Krümmungsradius. Wie Fig. 3 zeigt, entsprechen sich in einem in kongruente Falten gelegten Schichtpaket sämtliche Schichtflächen hinsichtlich Krümmung und Länge. Die Schichten selbst werden dadurch an den Falten-

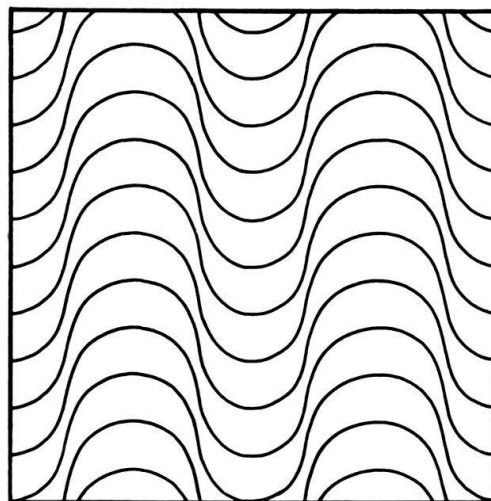


Fig. 3. Schematischer Querschnitt durch kongruente Falten (nach BILLINGS, 1947, S. 50).

umbiegungen dicker als in den Schenkeln (vgl. GOGUEL, 1952, S. 39–40, BILLINGS, 1947, S. 50–53, SANDER, 1948, S. 60). Dieser Faltenotypus kann durch Scherfaltung (siehe unten) zustande kommen oder durch beträchtlichen differentiellen Materietransport aus den dünner in die dicker gewordenen Partien einer Schicht oder durch Kombination dieser beiden Vorgänge.

²⁾ Einige Werte für die Verkürzung im Faltenjura hat A. BUXTORF, 1916, S. 251, gegeben. Darnach ist das Profil durch den ganzen Kettenjura von Grenchen bis zur Ill (Bürgerwaldkette) auf 77,4% der ursprünglichen Länge verkürzt. Im stärkst gefalteten Abschnitt von Grenchen bis zur Nordseite der Velleratkette wird der Wert von 66,4% erreicht.

Im Profil der Birsklus können kongruente Falten im einzelnen Aufschluss, d. h. im Kleinen nicht beobachtet werden. Es lässt sich aber annehmen, dass sie in weichen Schichtgliedern wie dem Oxfordien, dem Opalinuston, etc., verwirklicht sind, doch fehlen in diesen inkompetenten Schichten gute Aufschlüsse. – Betrachtet man ferner die Profile der Fig. 1 und 2 im Grossen und als Ganzes, so erkennt man, dass überall da, wo die Faltung disharmonisch verläuft, den inkompetenten Schichtgliedern u. a. die Tendenz innewohnt, kongruente Falten zu erzeugen. Im Vergleich mit der reinen Form kongruenter Falten indessen zeigen die inkompetenten Schichtglieder viel zu viel Mächtigkeitsschwankungen, die kompetenten Schichtglieder viel zu wenig. Durch die Disharmonie wird es geometrisch und mechanisch möglich, dass alle Schichten mit etwa gleicher Länge im Faltenquerschnitt erscheinen. Dies aber ist ja ein typisches Merkmal kongruenter Falten. In diesem Sinne kann das Gesamtbild des disharmonisch gefalteten Juraquerschnittes mit dem Bild kongruenter Falten verglichen werden.

2. **Konzentrische Falten** (plis parallèles, parallel or concentric folding), gekennzeichnet durch parallelen Verlauf der Schichtflächen, d. h. unveränderte Mächtigkeit der einzelnen Schichten. Gemeinsamer Krümmungsmittelpunkt und deshalb wechselnder Krümmungsradius (vgl. BILLINGS, 1947, S. 50–53, GOGUEL, 1952, S. 39–40, DE SITTER, 1956, S. 180 und 196, usw.). Das geometrische Bild eines in konzentrische Falten gelegten Schichtenstapels (siehe auch die nachfolgende Fig. 5) lässt sofort erkennen, dass innerhalb einer gleichsinnig verlaufenden Verbiegung jede Schicht mit verschiedener Länge beteiligt ist. Ein vor der Faltung durch die horizontale Schichtlage gedachter Vertikalschnitt parallel zu den Faltenachsen erscheint nach Verbiegung in konzentrische Falten von Schicht zu Schicht treppenförmig versetzt. (Die bestimmten Sonderfälle, in denen sich diese Versetzung der Schichten gegeneinander wieder aufhebt, lassen sich geometrisch leicht ableiten.)

Ein Blick auf das Profil von Fig. 1 und 2 zeigt sofort, dass offensichtlich in kompetenten Schichtgliedern mit gleichbleibender Gesamtmächtigkeit konzentrische Falten verwirklicht sind (Kiméridgien, Rauracien, Hauptrogenstein).

In mechanischer Hinsicht können folgende Faltungsgrundformen unterschieden werden:

1. **Biegefaltung oder echte Faltung** ist dadurch gekennzeichnet, dass die Schichten unter Biegung längs ihren Grenzflächen (Schichtfugen) aufeinander gleiten wie die Seiten eines Buches, das verbogen wird (H. CLOOS, 1936, S. 202). Den Betrag dieser Gleitbewegung Schicht auf Schicht bezeichnen wir nach HOEPPENER (1953, S. 139) als **Faltungsvorschub** (vgl. S. 385). Die Schicht selbst wird bei der Biegung auf der Biegungsaussenseite gedehnt, auf der Biegungsinneseite eingengt. Dieses dehnende, bzw. einengende Kraft ist umso grösser, je dicker die verbogene Schicht im Verhältnis zum Krümmungsradius ist. Auf der Biegungsaussenseite können dadurch synkinematisch Zerrklüfte oder Zerrungsbrüche (Scheitelbrüche in Jurafalten!) entstehen, auf der Biegungsinneseite können sich Spezialfältelung oder andere sekundäre Komplikationen ausbilden. Auf die gleiche Ursache lässt sich die Bildung von Scherklüften

zurückführen (DE SITTER, 1956, Fig. 50, S. 74 und Fig. 72, S. 100). Ferner besteht die Möglichkeit, dass die durch die Verbiegung bedingte Deformation innerhalb der ihre Mächtigkeit nicht verändernden Schicht nach dem makroskopischen Bild bruchlos und ohne sichtbare schichtinterne Gleitflächenbildung abläuft; diesen Fall bezeichnen wir nach HOEPPENER (1953, S. 136) als Biegungsfließen (weitere theoretische Betrachtungen hiezu siehe S. 386). Die schichtinterne Deformation lässt sich bei Biegungsfließen auf laminare Gleitung zurückführen, die sich auf einer beliebigen Zahl schichtparalleler Gleitflächen abspielt. Diese Gleitflächen können zwischen den einzelnen Gesteinskörnern durchziehen und sind dann, da sie nicht sichtbar werden, wieder ausgeheilt. Oder sie können auch innerhalb der Gesteinskörner verlaufen und bedingen dann eine Formveränderung der einzelnen Körner. Im letztgenannten Fall ist das einzelne Gesteinskorn durch laminare Gleitung plastisch oder klastisch deformiert. – Spielt sich die durch die Verbiegung der Schicht hervorgerufene Deformation auf einer Schar von sichtbaren Gleitflächen ab, die parallel zur Faltenachse innerhalb der Schicht verlaufen, so können wir diesen Vorgang nach SANDER (1948, S. 35 und 156) als Biegleitung bezeichnen.

Ohne Beobachtungen im Gelände können wir nur wenig darüber aussagen, in welcher Weise und in welchem Ausmass Biegefaltung im Profil der Birsklus verwirklicht ist. Immerhin führen allein schon theoretische Überlegungen zum Schluss, dass Biegefaltung auf alle Fälle in den kompetenten Schichtgliedern, die konzentrisch gefaltet sind, anzutreffen sein wird. Wie jedoch die Faltung im Einzelnen vor sich gegangen ist, wie sich Faltungsvorschub, Biegedehnung und -Einengung abgespielt haben, inwieweit sich die Gesteinsbänke durch differentiellen Materietransport (Korn für Korn-Wanderung) oder unter Bruch- und Gleitflächenbildung deformiert haben, alles dies kann man aus den Profilen nicht ablesen, abgesehen vielleicht von einigen Scheitelbrüchen, die in den Profilen hervortreten und – wie ALB. HEIM (1920, S. 589–591) zeigte – auf die Faltung zurückzuführen sind. Beobachtungen über derartige Fragen des Faltungsmechanismus finden sich in der reichen Literatur über den Faltenjura nur vereinzelt, so dass es nahe lag, in dieser Hinsicht mit detaillierten Untersuchungen einzusetzen.

2. Scherfaltung ist gekennzeichnet durch eine Schar meist paralleler-subparalleler Scherflächen, die die Schichten schief durchsetzen. Die faltenähnliche Verkrümmung einer Schicht kommt durch laminare Gleitung der zwischen den Scherflächen gelegenen Teilstücke zustande. Häufig liefert Transversal- oder Druckschieferung die Scherflächen (vgl. FAIRBAIRN, 1949, S. 173, H. CLOOS, 1936, S. 205, DE SITTER, 1956, S. 182 u. bes. 214 ff. usw.). Eine Abwandlung der Scherfaltung, die durch bruchlose Deformation («laminar flow») längs subparallelen Flächen gekennzeichnet ist und sich aus der Deformation der Ooide ablesen lässt, hat E. CLOOS (1947) aus der South Mountain Fold in Maryland eingehend beschrieben. Diese Art Faltung ist weiter unten, sub 3, erwähnt.

Wie die nachfolgenden Untersuchungsergebnisse zeigen, konnte vorläufig im Jura noch kein Beispiel für eine derartige Deformation gefunden und näher

untersucht werden. Scherfaltung ist in den kompetenten Schichtgliedern im nordschweizerischen Jura nirgends zu beobachten. Zu erwarten wäre sie im Oxfordien, im Opalinuston und in ähnlich beschaffenen, relativ inkompetenten Schichten, doch fehlen diesbezügliche Beobachtungen und zwar deshalb, weil diese weichen Schichtglieder – wie bereits gesagt – fast durchwegs von Gehängeschutt überdeckt sind und in den wenigen, meist künstlich geschaffenen Aufschlüssen zurzeit nirgends Umbiegungen blossliegen. Als Argument für die Annahme, dass in derartigen inkompetenten Schichten Scherfaltung auftreten könnte, lassen sich die an einzelnen Stellen zu beobachtenden ersten Anzeichen von Druckschieferung (Clivage) anführen, wozu bemerkt sei, dass Scherfaltung bekanntlich fast immer an Gebiete mit ausgeprägter Druckschieferung gebunden ist.

3. DE SITTER (1937, S. 13) hat auf die Möglichkeit der Kombination von Faltung mit einfacher Deformation (simple deformation) hingewiesen, wobei unter dem letztgenannten Begriff die Formveränderung einer unter zweiseitigem Druck stehenden Kugel (einer z. B. plastischen Tonmasse) zu einem Ellipsoid verstanden sei. Es scheint uns sehr wahrscheinlich, dass derartige «Composite Folds» in dem zur Diskussion stehenden Profil an zahlreichen Stellen innerhalb der inkompetenten Schichtglieder wie Oxfordien, Aalénien, etc. verwirklicht sind. Die «Composite Folds» leiten über zu den «incompetent Folds» (FAIRBAIRN, 1949, S. 174) und den eigentlichen Fließfalten (H. CLOOS, 1936, S. 207, DE SITTER, 1956, S. 182), die vorwiegend an Gips, Salz, etc. gebunden sind und im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht untersucht wurden.

In seinem neuen Lehrbuch «Structural Geology» kommt DE SITTER (1956, S. 181) aus mikrotektonischen und theoretischen Überlegungen zum Schluss, «that there exist only three fundamental modes of folding:

1. Concentric folding
2. Cleavage
3. Flow

All the endless variation of tectonic features and shapes can be explained by different combinations of these three processes.» Die Einteilung DE SITTERS stimmt mit den mechanischen Faltungsgrundformen, wie sie in unserer obenstehenden Ableitung gegeben wurde, weitgehend überein. Konform zu den Anschauungen DE SITTERS sei ferner betont, dass auch im Jura – im Grossen gesehen – Kombinationen zwischen den beschriebenen Faltungsgrundformen die Regel sein dürften. So ist z. B. Biegefaltung nicht streng gebunden an konzentrische Falten, denn auch in Scherfalten inkompetenter Schichtglieder ist mit Biegegleitung zu rechnen, usw.

Mit diesen Hinweisen auf die in Frage kommenden Faltungsarten sei die faltungsmechanische Analyse des Klusenprofils Moutier–Courrendlin, soweit sie aus dem Profil der Fig. 1 und 2 abgeleitet werden kann, abgeschlossen. Festzuhalten bleibt, dass die Aufschlussverhältnisse vorderhand nur ein Detailstudium der Umbiegungen in kompetenten Schichtgliedern ermöglicht haben, die im wesentlichen in konzentrische Falten deformiert sind.

GANG UND METHODEN DER UNTERSUCHUNG

Bei der mikroskopischen Untersuchung von orientierten Dünnschliffen wurde das Augenmerk auf die Oolithe des Hauptrogensteins gerichtet. In Anlehnung an die Untersuchungsergebnisse von E. CLOOS (1947) in der South Mountain Fold von Maryland (vgl. vorstehenden Abschnitt über Scherfaltung, S. 381) war die Frage abzuklären, ob die bei der Faltung wirkenden Kräfte zu einer Deformation der Ooide geführt haben. In kräftigen Umbiegungen von kleinem Radius innerhalb von Hauptrogenstein-Falten wurden orientierte Handstücke entnommen und je 3 Dünnschliffe erstellt: parallel zur Schichtungsfläche, senkrecht auf Schichtung \pm parallel zur Faltenachse (= \pm parallel zu den Längsklüften) und senkrecht auf Schichtung und Faltenachse (= \pm parallel zu den Querklüften). Es sei hier vorweggenommen, dass irgend eine gerichtete Deformation der Ooide nicht festzustellen war. Dabei müssen wir berücksichtigen, dass die Ooide des Hauptrogensteins (Dogger) sicher erst nach ihrer vollständigen Verfestigung in den tertiären Faltungsprozess eingespannt wurden und sich bei der Gesteinsbiegung als verhärtete Kügelchen verhielten. Demgegenüber nimmt E. CLOOS für die Ooide der South Mountain Fold an, sie seien wahrscheinlich vor ihrer vollständigen Verfestigung deformiert worden. Dass auch bereits verhärtete Ooide starke Deformation durch tektonische Kräfte erleiden können, ist aus den Alpen bekannt (vgl. z. B. NABHOLZ, 1948, Fig. 2, S. 259).

In makroskopischer Hinsicht verfolgten wir zuerst einmal das Ziel, durch allgemeine Rekognoszierungen Beobachtungen zusammenzutragen, die über die Art der Faltung Aufschluss geben. Überall im nordschweizerischen Jura zeigen die kompetenten, gebankten Schichtglieder als typische Merkmale für Biegefaltung einerseits parallelen Verlauf der Schichtfugen und andererseits Harnischstreifen auf den Schichtflächen, die von der Gleitbewegung Bank gegen Bank Zeugnis ablegen. Als Beispiel für diese allgemein verbreitete Erscheinung diene Fig. 4; sie zeigt Harnischstreifen auf Schichtflächen des Hauptrogensteins 300 m westlich der Liesbergmühle, direkt neben der Hauptstrasse Basel-Delémont. Sehr schön sind derartige Harnischstreifen ferner im Querprofil zwischen Courrendlin und Moutier (vgl. Fig. 1 und 2), von der Hauptstrasse Delémont-Moutier aus zu sehen. Erwähnt seien hier nur ein paar besonders eindruckliche Stellen aus diesem Querprofil: Oberfläche des saiger stehenden Rauracien am Sportplatz nördlich Choindez (200 m N Martinet auf Profil Ostseite, Fig. 1). Schichtflächen des Kiméridgien in der Synklinale der Combe du Pont, 1½ km N Moutier (Profil Ostseite, Fig. 2). Schichtflächen des saiger stehenden Rauracien, Séquanien und Kiméridgien bei den «Roches pleureuses», im Beginn der Birsklus N Moutier (Profile Ost- und Westseite, Fig. 2). Die Richtung der Harnischstreifen wird in den nachfolgend beschriebenen Detailbeispielen berücksichtigt.

Sodann stellten wir uns die Aufgabe, die Beziehungen zwischen Faltung und Klüftung aufzudecken. Im Faltenjura gilt die wesentliche Voraussetzung, dass die Gesteine zu Beginn der Faltung bereits Klüftsysteme aufwiesen, und zwar dürfen wir dies deshalb mit Bestimmtheit aussagen, weil im ungefalteten Vorland des Kettenjuras ein hauptsächlich im Oligozän angelegtes Klüftsystem nachgewiesen werden kann (vgl. den Abschnitt Tafeljura, S. 388), das also sicher

älter ist als die Hauptfaltungsphasen im Kettenjura. Ferner dürfen wir aus den Verhältnissen im Tafeljura ableiten, dass die Klüfte primär \pm saiger oder zum mindesten steil standen (normalerweise stehen sie senkrecht auf den Schichtflächen, doch wurden auch mittlere Winkel von 75° beobachtet), und dass sie die übereinanderliegenden Gesteinsbänke geradlinig durchsetzen.



Fig. 4. Harnischstreifen, die etwa im Einfallen verlaufen, auf den Schichtflächen der nordfallenden Hauptrogenstein-Bänke. Hauptstrasse Basel-Delémont, 300 m westlich Liesbergmühle.

Neben solchen Klüften, die bei beginnender Faltung bereits angelegt waren, existierten im Faltenjura natürlich auch Klüfte, die erst bei den Faltungsvorgängen – synkinematisch – entstanden sind. Es sei hier nochmals an die Zerrklüfte und Scherklüfte erinnert, die bei Besprechung der Biegefaltung bereits erwähnt wurden (siehe S. 380).

Vorerst lassen wir die erst bei der Faltung entstandenen Klüfte beiseite und betrachten derartige Klüfte, die bei beginnender Faltung bereits angelegt waren.

Wenn diese mehr oder weniger parallel zur Faltenachse verlaufen (Längsklüfte), erleiden sie durch den Faltungsvorschub und das Biegungsfließen gesetzmässige Lageveränderungen, über die sich folgendes aussagen lässt:

1. Faltungsvorschub heisst entsprechend R. HOEPPENER (1953, S. 133 und 139) die schichtparallele Bewegung, durch die bei Faltung Schicht gegen Schicht entlang den Schichtfugen versetzt wird. CLOOS und MARTIN (1932, S. 79) nannten diese Erscheinungen «Verschiebungen an Schichtflächen» (vgl. auch ALB. HEIM, 1878, S. 26). KÖLBEL (1940, S. 189) hat den Betrag des Faltungsvorschubes (von ihm als «Vorschiebung» bezeichnet) schematisch zu erfassen versucht und kommt zu folgender Ableitung.³⁾

Die beiden bogeneinwärts gelegenen Schichten in Fig. 5 haben die Schichtmächtigkeit d . Für den Viertelkreis gerechnet gilt dann die Formel:

$$v_1 + \frac{r \cdot 2 \cdot \pi}{4} = \frac{(r+d) \cdot 2 \cdot \pi}{4} = \frac{r \cdot 2 \cdot \pi}{4} + \frac{d \cdot 2 \cdot \pi}{4} \quad v_1 = \frac{d \cdot \pi}{2}$$

an Stellen mit gemessenem Schichteinfallen ϵ beträgt der Faltungsvorschub

$$v = \frac{d \cdot \pi}{2} \cdot \frac{\epsilon}{90} \text{ oder angenähert } v = \frac{d \cdot \epsilon}{60}$$

Die Krümmungsradien fallen wie ersichtlich schon bei der Ableitung heraus, die Formel gilt also für Kreisbögen mit beliebigen Krümmungsradien und somit auch für beliebige Kurven, da man sich diese aus kleinsten Kreisbögen zusammengesetzt denken kann. Voraussetzung ist lediglich, dass die Schichtdicke d bei der Faltung überall unverändert bleibt und dass die Faltung parallel oder konzentrisch ist.

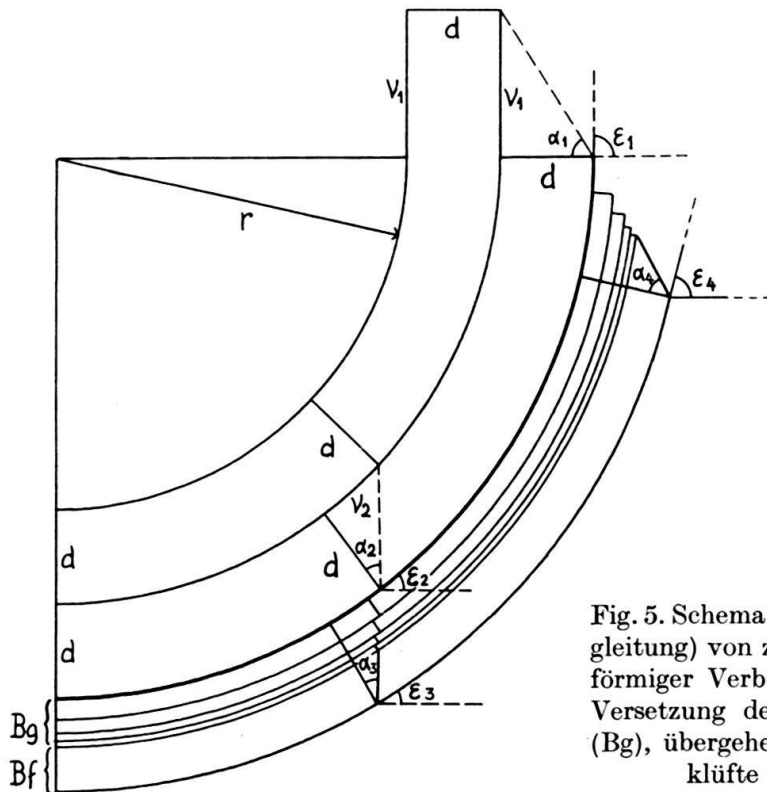


Fig. 5. Schema des Faltungsvorschubes (= Biegegleitung) von zwei Schichten d bei viertelkreisförmiger Verbiegung, und der treppenförmigen Versetzung der Längsklüfte bei Biegegleitung (Bg), übergehend in die Verdrehung der Längsklüfte bei Biegungsfließen (Bf).

³⁾ Hier (in teilweise etwas modifizierter Form) wiedergegeben, weil die Arbeit KÖLBEL (1940) in einem während des Krieges herausgegebenen Heft der *Geologischen Rundschau* veröffentlicht ist, das nicht überall greifbar sein dürfte.

Nach KÖLBEL (1940, S. 189) scheinen die beobachteten Beträge des Faltungsvorschubes hinter den theoretisch erwarteten zurückzubleiben, während HOEPPENER (1953, S. 139) genau umgekehrt grössere Verschiebungsbeträge als erwartet feststellen konnte. Er erklärt dies mit folgenden Worten: «Neben seiner Funktion als Ausgleichsbewegung bei der Verbiegung von Schichtpaketen tritt der Faltungsvorschub anscheinend noch als selbständige Bewegung auf, die nicht aus dem Faltungsmechanismus allein erklärt werden kann».

2. Biegungsfließen nennt HOEPPENER (1953, S. 136) die Deformation der Schichten, die durch die Verbiegung der Schichten während der Faltung auftritt. Das Biegungsfließen geht auf die gleichen Ursachen zurück wie der Faltungsvorschub, da jedoch keine sichtbaren Bewegungsflächen mitbeteiligt sind, handelt es sich um eine Art Fließvorgang (vgl. S. 381). Seinen Ausdruck findet das Biegungsfließen in der Schrägstellung (Kippbewegung) der Längsklüfte, bzw. aller Klüfte, die nicht quer zur Faltenachse verlaufen.

Der in der Krümmungsaussenseite gelegene Teil der Fig. 5 soll den genetischen Zusammenhang zwischen Faltungsvorschub (bzw. Biegegleitung, siehe SANDER, 1948, S. 34) und Biegungsfließen aufzeigen. Gegen rechts unten zu folgen sich die Gleitebenen zwischen den Schichten in immer kürzerem Abstand, so dass die an den Klüften ablesbare Versetzung der Schichten gegeneinander eine Treppe mit gegen aussen sukzessive kleiner werdenden Stufen bildet, die schliesslich, wo sichtbare Gleitflächen fehlen, ganz verschwinden (ausgeheilte Gleitflächen in mikroskopisch kleinem Abstand. bzw. innerhalb der Gesteinskörner verlaufend, d. h. ersetzt durch Korn für Korn-Wanderung im Gesteinsmaterial). Die Klüfte, die primär senkrecht auf den Schichtflächen standen, sind um den Winkel α gekippt, und zwar sind sie jeweils der Vertikalebene durch die Faltenachse zugekippt (vgl. CLOOS und MARTIN, 1932, S. 86).

Der theoretische Wert für den Winkel α errechnet sich nach der Formel (vgl. Fig. 5)

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{v}{d}$$

wobei die Krümmung der Strecke v in Anbetracht der grossen Krümmungsradien, die in der Natur auftreten, vernachlässigt werden darf. Setzen wir nach der weiter oben errechneten Formel

für
$$v = \frac{d \cdot \pi}{2} \cdot \frac{\varepsilon}{90}$$

ein so erhalten wir:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\varepsilon \cdot \pi}{180} \quad 4)$$

Der Winkel α ist also unabhängig von der Schichtdicke und ändert sich nur mit dem Einfallswinkel der Schicht (im Scheitel der Umbiegung, bei horizontaler Schichtlage, ist $\alpha = 0$). Nach KÖLBEL bleiben die beobachteten Verdrehungs-

4) Die Formel gilt nur bei Verbiegung um eine horizontale Faltenachse, kann aber mit genügender Genauigkeit bis zu einem Achsenfallen von 20° verwendet werden (vgl. HOEPPENER, 1953, S. 136).

beträge der Klüfte hinter dem theoretischen Wert zurück, nach HOEPPENER (1953, S. 137) stimmen die errechneten und gemessenen Werte für den Winkel α bei Schichtneigungen bis zu etwa 20° und Mächtigkeit der Bänke unter 30 cm gut überein. Bei grösseren Fallwinkeln stelle sich für den Winkel α ein Höchstwert von etwa 25° ein, der nicht überschritten werde.

Das Biegungsfließen spielt sich in einer gewissen Richtung ab, die bei horizontaler Lage der Faltenachse senkrecht auf ihr steht; bei geneigter Faltenachse sind zwei Komponenten für die Richtung des Biegungsfließens massgebend: diejenige, die durch Verbiegung der Faltenachse entsteht und diejenige, die aus der Verbiegung um die Faltenachse resultiert (vgl. HOEPPENER, 1953, S. 138–139). In der gleichen Richtung wie das Biegungsfließen verläuft theoretisch auch der Faltungsvorschub. Während aber Klüfte und Verwerfungen für das Biegungsfließen kein Hindernis bieten, sondern mitverformt werden, wird der Faltungsvorschub durch Unebenheiten und Versetzungen in der Schicht- und Gleitfläche gehemmt. Er spielt sich deshalb in der gangbarsten Richtung ab, häufig parallel zu einer Kluft- oder Verwerfungsrichtung.

Für unsere Untersuchungen stellte sich nun die Frage, was man von diesen – oben theoretisch erörterten – Erscheinungen im Faltenjura feststellen kann. Zu genauem Studium wählten wir einige der ziemlich seltenen Stellen, wo Faltungs-umbiegungen von relativ engem Radius vollständig aufgeschlossen sind. Alle messbaren Elemente wie Schichtmächtigkeit, Lage der Schichten, der Klüfte und der Harnischstreifen auf Schicht- und Kluftflächen wurden ermittelt und auf grossmaßstäblichen Plan- oder Ansichtsskizzen festgehalten.

Die Lage der Klüfte kann nur dann miteinander verglichen werden, wenn die Schichten (mitsamt den Klüften) in horizontale Lage geklappt, d. h. horizontalisiert sind. Um die Horizontalisierung vorzunehmen, wurde das SCHMIDTSche⁵⁾ Netz benützt. Aus den Projektionspunkten der Pole sämtlicher eingemessenen Schichtflächen wurde vorerst Richtung und Neigung der Faltenachse bestimmt. Dann wurden die zu einer bestimmten Schichtlage gehörenden Klüfte, bzw. deren Polpunkte mitsamt dem zugehörigen Schichtpol zuerst in der Vertikalebene durch die Faltenachse rotiert, bis die Faltenachse horizontal steht⁶⁾. Schliesslich erfolgte die Rotation um die Faltenachse bis zu horizontaler Lage der Schicht (vgl. SANDER, 1948, S. 130; muss eine sehr grosse Zahl von Messungen ausgewertet werden, empfiehlt sich die von HOEPPENER, 1953, S. 130, angegebene Methode).

Um unsere grossmaßstäblichen Plan- und Ansichtsskizzen und deren Auswertung auf dem SCHMIDTSchen Netz nicht mit Eintragungen zu überlasten (vgl. Fig. 6–11 und 14–17 dieser Arbeit), gibt fast jedes angegebene Messresultat einen Durchschnittswert mehrerer Messungen, die an nahe beieinander liegenden Stellen vorgenommen wurden.

⁵⁾ Flächentreue Projektion nach LAMBERT auf die obere Halbkugel, so dass alle Operationen mittels einer Deckpause gleich vollzogen werden können wie auf dem WULFFSchen Netz (SANDER, 1948, S. 125–132).

⁶⁾ Zu diesem Zweck bringt man die auf der Deckpause aufgetragene Faltenachse mit dem Äquator des SCHMIDTSchen Netzes zur Deckung und rotiert die Kluftpole und den zugehörigen Schichtpol auf den Breitenkreisen. Dabei verändern sowohl die Schichten als auch die Kluftflächen ihr Streichen und Fallen.

KLÜFTUNG IM BASLER TAFELJURA

Im vorstehenden Abschnitt «Gang und Methoden der Untersuchung» wurde bereits darauf hingewiesen, dass uns die Kenntnis der Klüftung im Tafeljura wichtige Rückschlüsse erlaubt auf die Klüftung, wie sie im anschliessenden Teil des Faltenjuras vor Beginn der Hauptfaltungsphasen entwickelt war (vgl. S. 383). Für einen Überblick über die Verhältnisse im Basler Tafeljura kann auf die Untersuchungen von MÜLLERRIED (1921) verwiesen werden; sie ergaben, dass sich in den Schichten, die zwischen der Anhydritgruppe des Muschelkalks und dem Oligozän liegen, ein deutliches Maximum saiger oder steil stehender Klüfte in Richtung N 25° E feststellen lässt, während die Gegenklüftung, die ebenfalls saiger oder steil steht, weniger ausgeprägt ist und um die Hauptrichtung N 55° W schwankt. Haupt- und Gegenklüftung stehen also in einem Winkel von 80° aufeinander. Die Anlage des Klüftnetzes steht nach MÜLLERRIED deutlich in genetischem Zusammenhang mit der vorwiegend oligozänen Grabenbildung. Die oligozäne NNE-SSW-verlaufende Bruchrichtung setzt sich aus dem Tafeljura gegen SSW in den Faltenjura hinein fort, wo ihr nicht nur Querbrüche, sondern auch gefaltete Querstrukturen (innerhalb des Delsberger Beckens, sowie an seinem E- und W-Rand) entsprechen (vgl. Blatt Basel-Bern der Geol. Generalkarte der Schweiz 1:200000 und Tekton. Übersichtskarte des nordschweizerischen Jura, Tafel I in «Erläuterungen zu Atlasblatt Laufen-Mümliswil»). Wir dürfen deshalb voraussetzen, dass sich das oligozäne Klüftnetz über die Gebiete des Tafeljuras und des südlich anschliessenden, später gefalteten Kettenjuras mehr oder weniger zusammenhängend und konform erstreckte.

Von den Aufschlüssen mit Faltenumbiegungen, die in den nachfolgenden Abschnitten beschrieben werden, liegen das Bogental (siehe S. 391) und der Stürmenkopf (siehe S. 399) dem Tafeljura am nächsten. Bei beiden Lokalitäten ist der Haupttrogenstein das deformierte Schichtglied. Es lag deshalb nahe, im ungefalteten Vorland ebenfalls den Haupttrogenstein im Hinblick auf seine Klüftung im Detail zu studieren. 11 km NNE des Bogentals findet sich im Oristal (3 km SW Liestal) die Orismühle, in deren nächster Nähe der Haupttrogenstein in guten Aufschlüssen freigelegt ist.

Haupttrogenstein in den Steinbrüchen bei der Orismühle (Fig. 6)

Der ± horizontal liegende Haupttrogenstein (vgl. Geol. Karte von GUTZWILLER & GREPPIN, 1915) wird in drei Steinbrüchen abgebaut, die von der Strasse gegen Nuglar hinauf zugänglich sind (vgl. Blatt Arlesheim der Landeskarte 1:25000). Im obersten dieser Steinbrüche (550 m N Orismühle) stehen feinoolithische-spätige Kalke mit Bankmächtigkeiten von 5–20 cm an, die von einem engmaschigen Klüftnetz (Abstand der Klüftungsrisse im Mittel ca. 30 cm) durchzogen sind. Die Streuung der Klüftrichtungen ist gering, besonders in der Richtung, die im Mittel N 32° E verläuft (in Fig. 6 bilden sich die entsprechenden Klüftpole bei Azimut 122° und 302° ab). Die Klüfte stehen durchwegs saiger und ziehen ohne Versetzung an den Schichtfugen durch.

Im nächsttiefer gelegenen Steinbruch (350 m N Orismühle) ist ein mittelgrober Oolith aufgeschlossen, mit Bankmächtigkeiten von 30–100 cm. Entsprechend der grösseren Bankdicke ist auch das Klüftnetz weitmaschiger. Ferner weisen die

Kluftrichtungen etwas grössere Streuung auf. Die Klüfte durchsetzen die Schichten saiger und geradlinig, auch dort, wo in den horizontalen Schichten kreuzgeschichtete Lagen mit Schüttungswinkeln bis zu 18° Gefälle zwischengeschaltet sind.

Der unterste Steinbruch (300 m NNW Orismühle) zeigt einen feinen bis mittelgroben Oolith (häufig mit bituminösen Häuten, die z. T. als Stylolithennähte ausgebildet sind) mit Bankmächtigkeiten von 30 cm bis über 1 m. Das Klufnetz setzt auch hier saiger und geradlinig durch, doch liegen hier (wohl der grossen Bankmächtigkeit wegen) ein paar Kluftrichtungen deutlich neben den üblichen Maxima (vgl. Fig. 6).

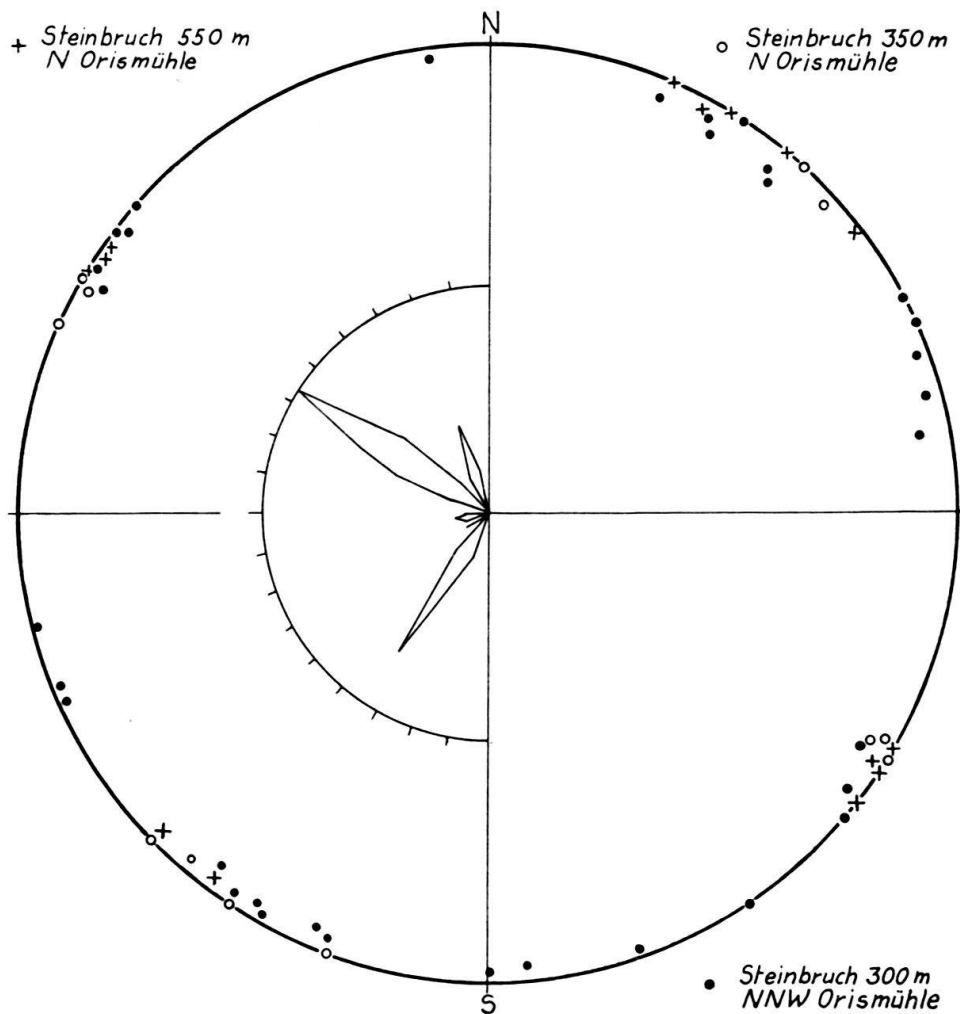


Fig. 6. Klüfte im \pm horizontal liegenden Hauptrogenstein in den drei Steinbrüchen nördlich der Orismühle, 3 km SW Liestal. Projektion der Kluftpole auf SCHMIDTSchem Netz (obere Halbkugel) und entsprechende Kluftrose in der Mitte.

Hauptrogenstein im Steinbruch Adler (Fig. 7)

Hier wird ein weisser mittelgrober Oolith, mit vielen Lumachellen-Lagen und -Nestern in der Schichtung, abgebaut; die Bankmächtigkeit liegt zwischen 20 cm und 1 m. In grossen Teilen der Steinbruchwände ist die Klüftung nicht sehr klar entwickelt, namentlich an allen jenen Stellen, wo die Bankmächtigkeit gross ist, oder wo kräftige Kreuzschichtung (eine häufige Erscheinung im Hauptrogen-

stein) vorherrscht. Ferner beobachtet man im Steinbruch verschiedene gekrümmte Absonderungsflächen, die vermutlich als Hangklüftung zu deuten sind. Daneben gibt es aber doch grosse Partien, besonders im nördlichen, südlichen und oberen Teil der Steinbruchwände, in denen ein relativ regelmässiges Kluftnetz feststellbar ist; es schneidet aus den Gesteinsbänken Parallelepipede heraus, die meist kleinere Seitenlänge haben als 1 m. Die Flächen dieses Kluftnetzes wurden für unsere Messungen benützt.

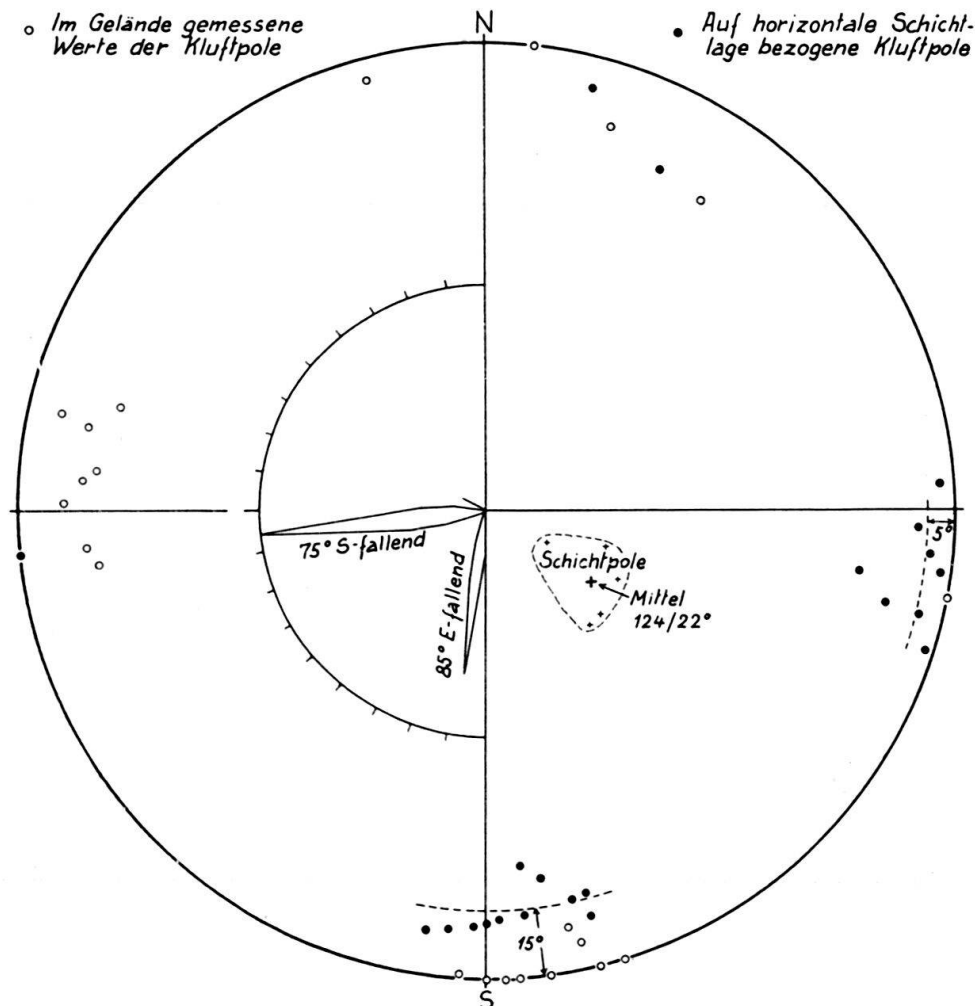


Fig. 7. Klüfte im Haupttrogenstein im Steinbruch Adler, 600 m SSE Kirche Pratteln. Projektion der Kluftpole auf SCHMIDTSchem Netz (obere Halbkugel), mit Kluftrose (in der Mitte), bezogen auf die horizontierten Klüfte.

Die Schichtung fällt im Mittel mit 22° gegen ESE ein (vgl. Fig. 7). Die Schrägstellung des Haupttrogensteins ist in erster Linie auf eine bruchbedingte Kippbewegung zurückzuführen (siehe Tafel I und Profil 3 der Tafel II der im gleichen Heft veröffentlichten Arbeit HERZOG). Die 1 km weiter im S verlaufende Achse des Adlerhofgewölbes (siehe HERZOG, Tafel II, Profil 4) zeigt kein messbares Gefälle.

In der Darstellung der Kluftpole auf dem SCHMIDTSchen Netz darf deshalb die Horizontierung (ohne Berücksichtigung einer Faltenachse) in einem einzigen Arbeitsgang vorgenommen werden. Fig. 7 enthält absichtlich die Projektions-

punkte der Klüftpole sowohl vor als auch nach der Horizontalstellung der Schichten. Dies deshalb, weil die Klüfte des E-W-Systems, die im Steinbruch vorwiegend saiger stehen, nach der Horizontierung der Schichten im Mittel mit 75° gegen S einfallen. Demgegenüber gelangen die Klüfte des N 12° E-Systems durch die Horizontierung in nahezu saigere Stellung. Steht man im Steinbruch, so sieht man natürlich auch ohne Messungen, dass die Klüfte des E-W-Systems die Schichtfugen häufig nicht senkrecht durchsetzen. Im südlichen Teil des Steinbruchs hat man ferner den Eindruck, dass parallel zu den E-W-Klüften Brüche verlaufen, doch lassen sie sich nicht fassen.

Es stellt sich die Frage, ob die E-W-Klüfte eventuell erst nach begonnener Kippbewegung der Hauptrogensteinscholle angelegt wurden, doch fehlt uns hierfür – wenigstens vorläufig – eine plausible Erklärung. – Auf ein analoges Bild werden wir bei der anschließenden Besprechung der Verhältnisse im Bogental stossen.

BEISPIELE AUS DEM FALTENJURA

Bogental

Im Nordflügel der weitgespannten Passwang-Antiklinale hat sich das Flüsschen Lüssel in seinem Oberlauf unterhalb des Gehöfts Bogental in den Hauptrogenstein eingefressen (vgl. Blatt Laufen-Mümliswil des Geol. Atlas der Schweiz, 615600/246350 und Blatt 1087 Passwang der Landeskarte 1:25000). Der Kern der Passwang-Antiklinale ist 500–800 m weiter im S mit Keupermergeln und Lias freigelegt, die Scheitelumbiegung des Hauptrogensteins ist hier also dem Abtrag zum Opfer gefallen (vgl. Profil 2 auf Tafel 2 der «Erläuterungen zu Atlasblatt Laufen–Mümliswil»). Nördlich der erodierten Passwang-Antiklinalachse setzt der Hauptrogenstein – mit steilem Felsabbruch gegen S – auf 860 m Höhe ein und fällt mit Fallwinkeln bis über 70° gegen N ins 130 m tiefere Bogental ab zu der näher untersuchten Stelle, die an der Grenze zwischen den Kantonen Solothurn und Baselland liegt (vgl. Fig. 8).

Dieser Hauptrogenstein-Nordflügel der Passwang-Antiklinale enthält ein paar sekundäre Faltenumbiegungen von kleinem Verbiegungsradius. Am besten lassen sie sich in dem Gebiet studieren, das die Kartenskizze Fig. 8 wiedergibt. Im ganzen Raum der Kartenskizze steht nur Hauptrogenstein an. An den Stellen, wo neben den Schichtflächen auch die Klüfte gut entwickelt sind, wurden die Messungen vorgenommen. Wie Fig. 8 zeigt, erreicht der Hauptrogenstein mit kräftigem Gefälle vom Passwanggebiet her den Südrand der Kartenskizze und bildet im Talgrund eine Synklinale; von der Brücke an westwärts folgt der Bach ungefähr ihrem Verlauf. In lückenlosem Querprofil ist die Synklinalumbiegung nicht aufgeschlossen. Die kräftige Beanspruchung des Gesteins durch die Faltung hat hier zu Zerrungsbrüchen geführt, die der Synklinalachse parallel laufen. Am Oststrand des Fahrweges, 10 m S der Brücke, zeigt der Hauptrogenstein im Bereich der beiden Zerrungsbrüche erste Anzeichen einer \pm saiger stehenden Druckschieferung (Clivage), welche die Schichtung im Zwickel zwischen den beiden Zerrungsbrüchen sogar überprägt⁷⁾. Das durch diese Vorgänge teilweise mürbe gewordene Gestein

⁷⁾ Auf der Kartenskizze Fig. 8 sind auf der Ostseite des Fahrweges, von der Brücke bis 15 m südlich, absichtlich keine Fallzeichen für Schichtung und Klüftung angegeben und zwar wegen der hier auftretenden Druckschieferung.

löst sich an vielen Stellen entlang der Synklinalachse in grossen und kleinen Brocken in Verwitterungsschutt auf.

Durch Aufschlüsse links und rechts des Fahrweges gut frei gelegt ist demgegenüber die Antiklinalumbiegung, die nördlich an die Synklinale unmittelbar

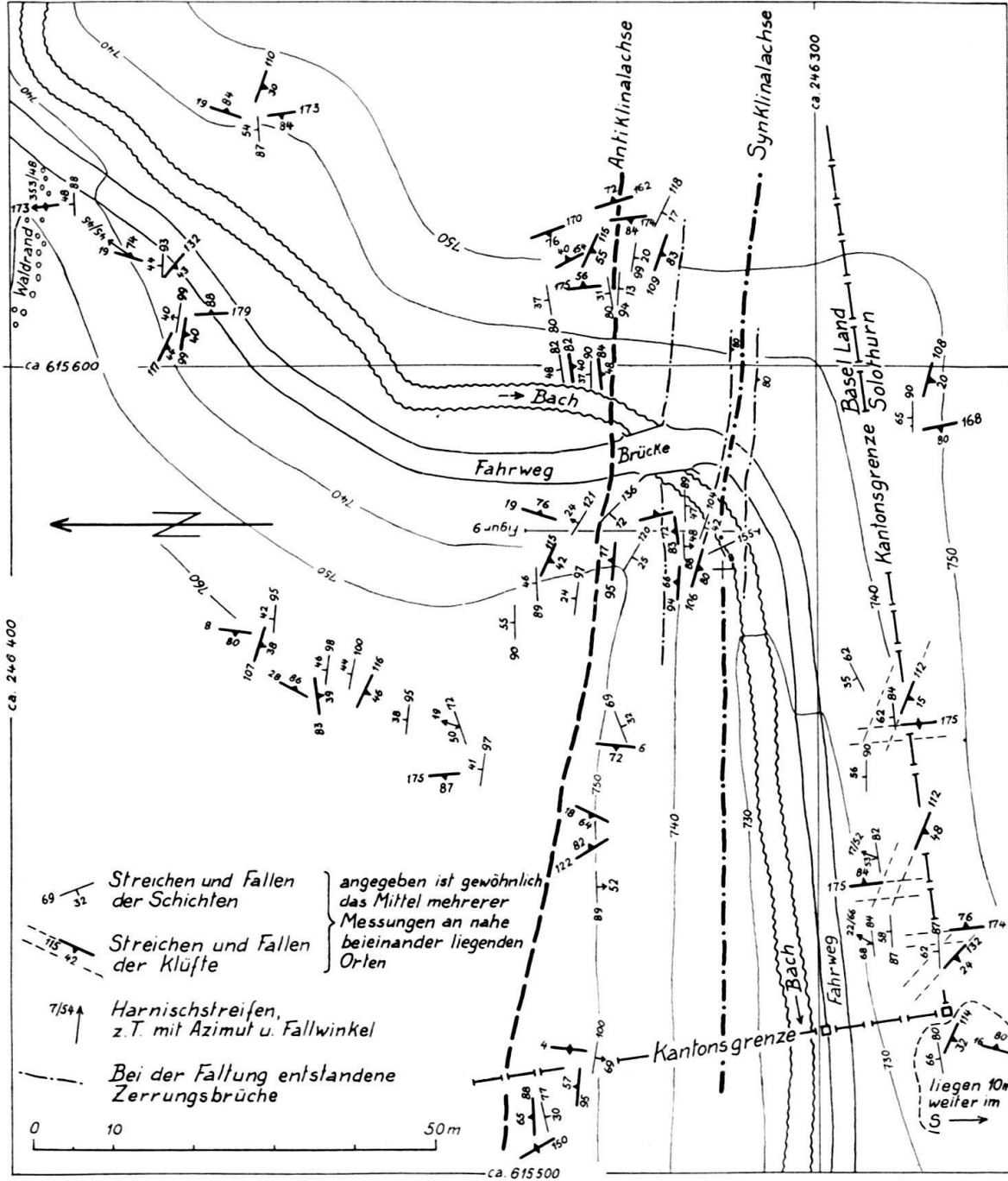


Fig. 8. Kartenskizze 1:1000 der Hauptrogenstein-Falten 600 m SW des Gehöfts Bogental (N Passwang). Schichtlagen, Klüfte, Brüche und Harnischstreifen.

anschliesst. Fig. 9 zeigt in schematisierter Vereinfachung, wie sich das Hauptrogenstein-Gewölbe auf der Westseite des Fahrweges – von der Brücke aus betrachtet – darbietet. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke beträgt hier 3–40 cm und dürfte im Mittel zwischen 5 und 20 cm liegen.

Was die Klüfte anbetrifft, sind die Verhältnisse auf den ersten Blick durchaus nicht klar überblickbar (vgl. Fig. 9). Immerhin sieht man, dass die Klüfte in der Nähe der Antiklinalumbiegung gegenüber dem Lot auf die Schichtfugen vorwie-

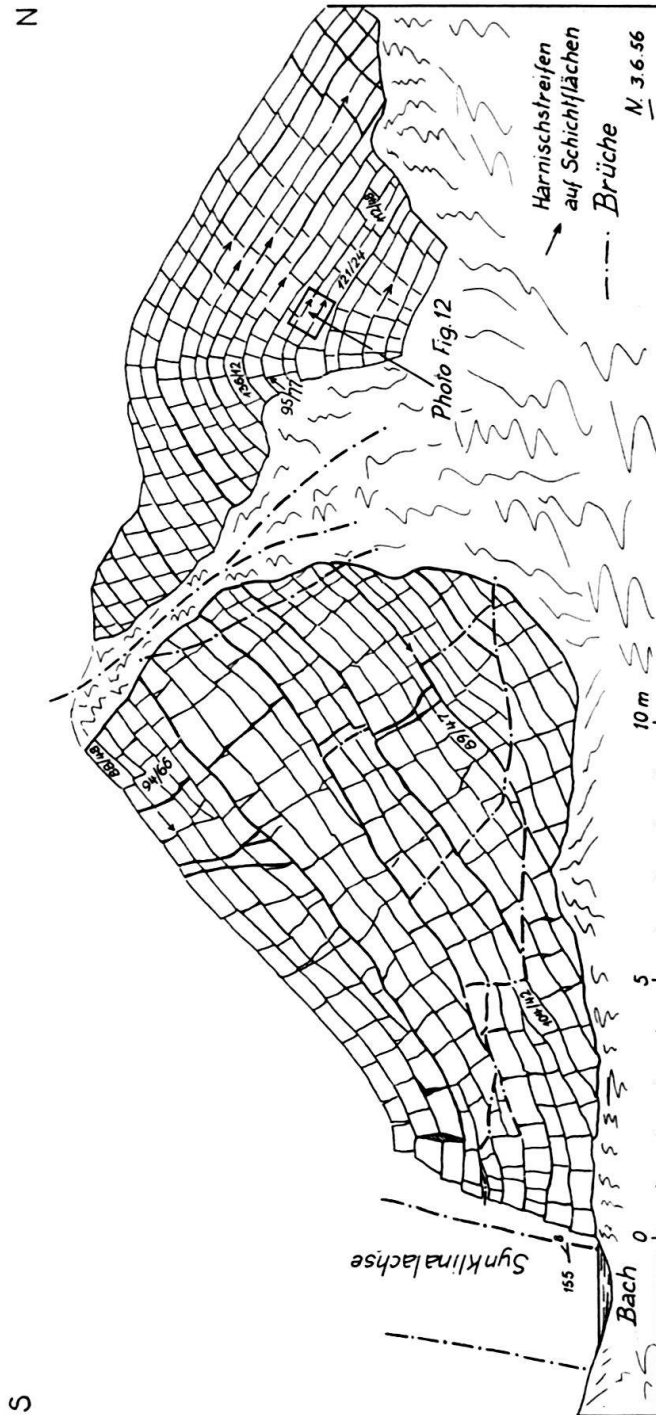


Fig. 9. Schematisierte Ansichtsskizze des Hauptrogenstein-Gewölbes westlich der Brücke im Bogental (vgl. Fig. 8). Schichtflächen und Klüfte sind nicht als Signatur, sondern schematisch entsprechend ihrem wirklichen Verlauf eingezeichnet.

gend im gleichen Sinn verdreht sind; ferner fällt auf, dass ein Teil der Klüfte entlang den Schichtfugen gegeneinander versetzt ist. Im linken Teil der Fig. 9 macht das Klüftbild einen komplizierteren Eindruck. Ein Teil der Klüfte zeigt hier die gleichen Erscheinungen, wie in der Nähe der Antiklinalumbiegung (Versetzung

längs Schichtfugen und Verdrehung gegenüber dem Lot auf Schichtflächen, doch unterliegt hier der Verdrehungswinkel starken Schwankungen). Andere Klüfte wiederum durchsetzen mehrere übereinander liegende Gesteinsbänke geradlinig und zeigen damit an, dass hier nicht Bank für Bank, sondern Gruppen von Gesteinsbänken, die miteinander in festem Verband blieben, übereinander glitten. Man darf ferner vermuten, dass es sich bei den geradlinig durchsetzenden Klüften

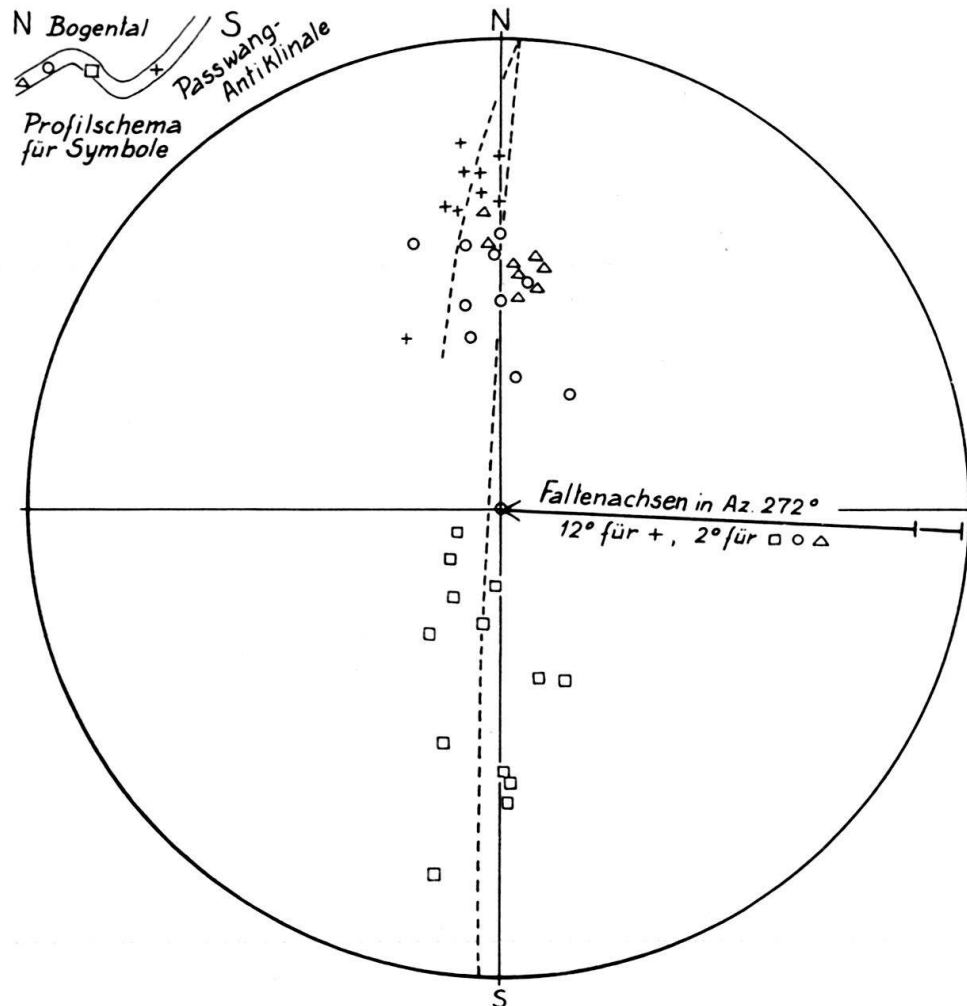


Fig. 10. Schichtlagen in den Haupttrogenstein-Falten des Bogentals. Projektion der gemessenen Schichtpole auf SCHMIDTSchem Netz (obere Halbkugel), mit den Grosskreisen um die beiden mit 2° und mit 12° in Azimut 272° einfallenden Faltenachsen.

in vielen Fällen um Zerrklüfte handelt, die erst während der Faltung aufrissen. Die Zerrklüfte leiten ohne scharfe Grenze zu den Zerrungsbrüchen über, die beide in unsere Messungen nach Möglichkeit nicht einbezogen wurden. Eingemessen wurden jene Klüfte, die an Schichtfugen absetzen und deshalb auf alle Fälle während der letzten Faltungsvorgänge bereits angelegt waren.

Die Auswertung sämtlicher Schichtmessungen⁸⁾, die in Fig. 8 enthalten sind, mit Hilfe des SCHMIDTSchen Netzes ergibt das in Fig. 10 dargestellte Bild. Obwohl

⁸⁾ Bei den auf der Kartenskizze Fig. 8 eingetragenen Messresultaten von Schicht- und Klufflächen-Lagen handelt es sich zum grossen Teil um Durchschnittswerte mehrerer Messungen, die an nahe beieinander liegenden Stellen vorgenommen wurden.

die Schichtpole beachtlich streuen, dürfen die Richtungen der Faltenachsen der Synklinale und der Antiklinale mit Azimut 272° gleichgesetzt werden. In den südlich der Synklinale gemessenen Schichtlagen bildet sich bereits das Achsengefälle der grossen Passwang-Antiklinale ab. Die im Bereich der Fig. 8 liegenden Messungen im Nordflügel der Passwang-Antiklinale genügen natürlich nicht, um den auf Fig. 10 angegebenen Wert von 12° Achsengefälle in Richtung Azimut 272° als einzig richtige Lösung zu ermitteln. Sowohl Messungen in der weiteren Umgebung von Fig. 8, wie auch die Darstellung auf dem Geologischen Atlasblatt Laufen-Mümliswil zeigen aber, dass die Passwang-Antiklinale im Gebiet südlich von Fig. 8 ein westliches Achsengefälle von 12° aufweist. Im übrigen sind die nachfolgenden Resultate in prinzipieller Hinsicht unabhängig von kleinen Veränderungen der Faltenachsen, zu denen man durch eine andere Interpretation der in Fig. 10 festgehaltenen Messresultate gelangen könnte. Auf Grundlage der Fig. 8 und 10 wurden dann die Klüfte⁸⁾ horizontalisiert. Jeder Kluftpol mit zugehörigem Schichtpol wurde auf dem SCHMIDTSchen Netz zuerst in der Vertikalebene durch die Faltenachse bis zur horizontalen Lage der Faltenachse, dann in der Vertikalebene durch das damit erhaltene Schichtfallen bis zu horizontaler Lage der Schicht rotiert. Fig. 11 zeigt das Ergebnis dieser für jede Schichtlage einzeln ausgeführten Operation.

Was kann man nun aus Fig. 11 herauslesen? Halten wir zum voraus nochmals fest, dass wir nach Möglichkeit nur diejenigen Klüfte eingemessen haben und hier berücksichtigen, die durch den Faltungsvorschub längs den Schichtfugen versetzt sind, die also allein schon nach diesem Kriterium sicher älter sind als die jüngsten Faltungsvorgänge. Hinsichtlich der Streichrichtung dieser Klüfte wird deutlich, dass die ungefähr N-S verlaufenden Klüfte, die gegenüber der Faltung als Querklüfte fungieren, in ihrer Richtung kräftig streuen. Für die Längsklüfte prägt sich demgegenüber bei $N 82^\circ W$ ein Maximum der Streichrichtung aus. Der Vergleich mit den Kluftbildern im Tafeljura, sowohl im Gelände wie auch auf den Diagrammen (siehe Kluftrosen in der Mitte der Fig. 6, 7 und 11), ferner auch unsere theoretischen Betrachtungen über die Klüftung im Basler Tafeljura und deren Fortsetzung in den südlich anschliessenden Teil des Faltenjuras (vgl. S. 388) berechtigen zur Annahme, dass wir mit unseren Messungen Klüfte erfasst haben, die bei Beginn der Faltung im Bogental bereits angelegt waren oder spätestens während der ersten Faltungsvorgänge parallel zum damals bestehenden Kluftnetz aufrissen.

Sehr interessant sind ferner die Feststellungen, die sich aus dem Einfallen der Kluftflächen ableiten lassen. Die Querklüfte stehen \pm saiger, d. h. die Abweichungen vom Lot liegen regellos verteilt und heben sich im Mittel gegenseitig auf. Die Pole der Längsklüfte indessen ordnen sich in der Projektion deutlich auf zwei Grosskreisen an: Die Klüfte, die zu den südfallenden Schichten gehören, fallen im Mittel mit 66° gegen S ein, die Klüfte der nordfallenden Schichten aber zeigen ein mittleres Südfallen von 84° . Offensichtlich hat also die Faltung eine Verdrehung der Längsklüfte bewirkt, aber die Ausgangslage der Klüfte liegt nicht in der Senkrechten auf der Schichtfläche, sondern fällt mit 75° gegen S ein (Winkelhalbierende zwischen 66° und 84° Südfallen). Ein derartiges Südfallen der E-W-verlaufenden Klüfte haben wir bereits im Hauptrogenstein des Tafeljuras, im Steinbruch Adler (vgl. S. 389) kennen gelernt; dort betrug es ebenfalls 75° S.

Wenn man als Winkel α die durch die Faltung bedingte Verdrehung der Klüfte bezeichnet (vgl. S. 386), so beträgt α für die Faltenflügel im Bogental je 9° . Bei dieser Zahl fällt zweierlei auf:

1. Der Winkel α scheint im Bogental unabhängig vom Einfallswinkel der Schicht zu sein. Die in Fig. 11 ausgewerteten Längsklüfte gehören zu Schichtlagen, denen im südfallenden Flügel Fallwinkel zwischen 20° und 69° zukommen, in

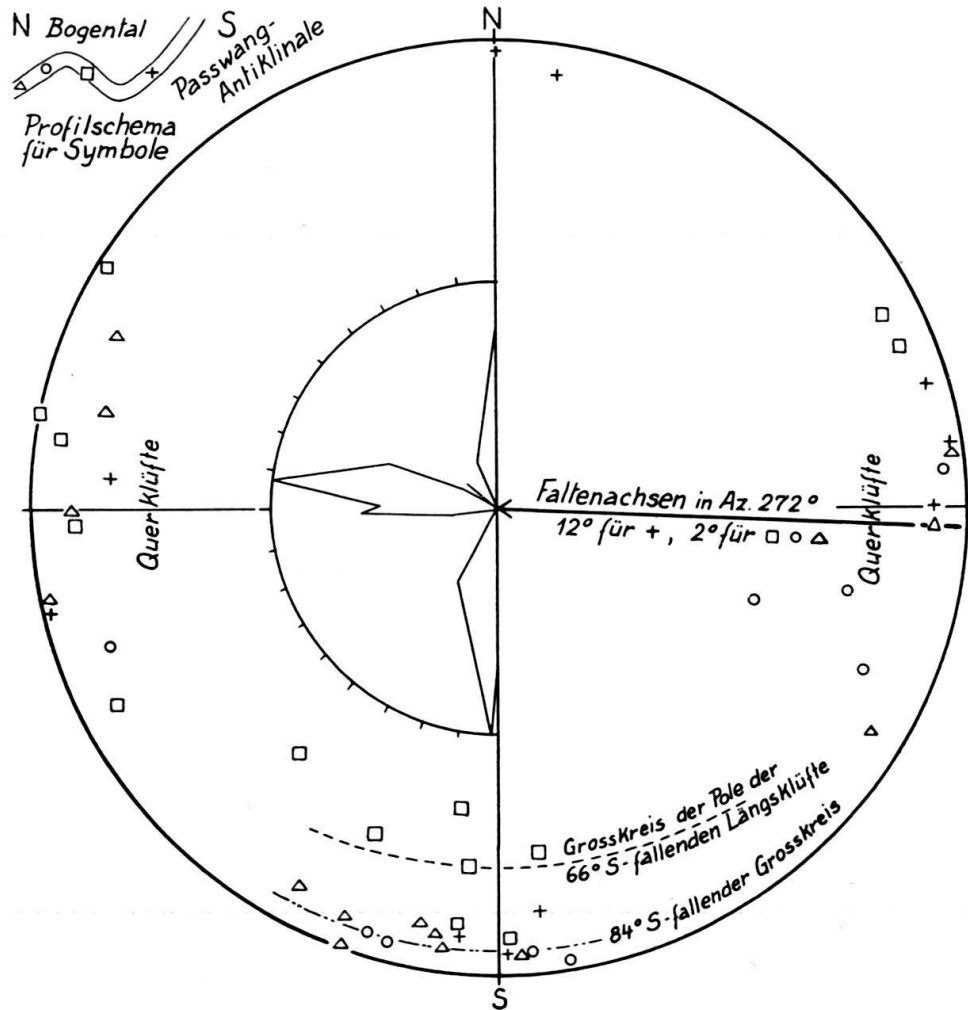


Fig. 11. Klüfte in den Hauptrogenstein-Falten des Bogentals. Projektion der Klüftpole auf SCHMIDTSchem Netz (obere Halbkugel), bezogen auf die jeweilige horizontale Schichtlage, mit entsprechender Klüftrose in der Mitte.

den nordfallenden Flügeln solche zwischen 34° und 66° . Wenn man zu den Projektionspunkten der Längsklüfte die Fallwinkel der jeweils zugehörigen Schicht einsetzt, ergibt sich durchaus keine Abhängigkeit der Lage der Klüftpole von den Schichtfallen. Offenbar bildet für den Hauptrogenstein des Bogentals der Winkel $\alpha = 9^\circ$ einen oberen Grenzwert, der bei den eingemessenen Schichtfallen, die zwischen 20° und 66° liegen, bereits überall erreicht ist (die Untersuchungen von HOEPPENER, 1953, im Rheinischen Schiefergebirge ergaben einen oberen Grenzwert für α bei 25° , loc. cit. S. 134 und 137). Bei

welchem Schichtfallen im Bogental der obere Grenzwert $\alpha = 9^\circ$ erreicht wird, kann aus den Messungen nicht abgelesen werden; jedenfalls muss dies aber bei Schichtfallen unter 20° bereits der Fall sein.

2. Nach der Formel S. 386 sollte der Wert $\alpha = 9^\circ$ bei Schichtfallen von 9° erreicht werden. Einem Schichtfallen von 20° entspricht der theoretische Wert $\alpha = 19^\circ$, einem solchen von 40° $\alpha = 35^\circ$. Die Verdrehung der Längsklüfte, die als Mass für das Biegungsfließen dienen kann, bleibt also im Bogental hinter dem theoretisch geforderten Wert weit zurück.

Wir können daraus den Schluss ziehen, dass bei der Faltung im Bogental die Deformation des Hauptrogensteins in Form von Verbiegung und von Biegungsfließen zwar vorhanden, aber nur gering war. Eine Deformation der Ooide kann bei mikroskopischer Untersuchung von orientiert entnommenen Handstücken nicht festgestellt werden. Vermutlich findet die an sich geringe plastische Deformation in den Gesteinszwickeln statt, in welche die Ooide eingebettet sind. – Der Nachweis eines Biegungsfließens, das zwar nur gering ist, bestätigt ferner unsere Annahme, dass wir mit unseren Messungen Klüfte erfassten, die in Faltungsprozesse eingespannt waren.

Der Faltungsausgleich wurde ohne Zweifel in erster Linie vom Faltungsvorschub übernommen, und das Biegungsfließen scheint z. T. wenigstens weitgehend ersetzt zu sein durch ein kaum merkliches Klaffen der Längsklüfte gegen die jeweilige Krümmungsaussenseite hin, ferner durch Zerrungsbrüche und Zerrklüfte, die im Laufe des Faltungsprozesses aufrissen⁹⁾. Für den Faltungsvorschub zeugen die Harnischstreifen, die sowohl auf den Schichtflächen, als auch auf den Flächen der Querklüfte überall zu beobachten sind (siehe z. B. Photo Fig. 12). Die Richtungen der Harnischstreifen, die auf den Schichtflächen oft von der Fallinie etwas abweichen, weisen im Durchschnitt gegen NNE und SSW (vgl. Fig. 8). Leider konnten im Gestein keine Vorzeichnungen gefunden werden, aus deren Versetzung der Betrag des Faltungsvorschubes sich hätte ablesen lassen, wie es z. B. CLOOS und MARTIN (1932, S. 77) möglich gewesen war und zwar mit Hilfe von Quarzgängen, die das Gestein in der ungefähren Richtung der Längsklüfte durchsetzen.

Die Intensität, mit der sich der Hauptrogenstein im Bogental dem Biegungsfließen bzw. der plastischen Deformation widersetzt, geht aus einer interessanten Einzelbeobachtung hervor: 12 m ESE des Kantonsgrenzsteins, der am Rand des Fahrwegs steht, sind in einer 32 cm mächtigen Rogensteinbank vier mit Harnischstreifen bedeckte, interne Gleitflächen ausgebildet, die völlig parallel zu den Schichtflächen liegen, sich aber im blossgelegten Bruch der Gesteinsbank keineswegs als Schichtfugen abzeichnen (vgl. Fig. 13). Diese 4 bankinternen Gleitflächen folgen also nicht primären Schichtfugen, sondern wurden erst bei der Faltung

⁹⁾ Abgesehen von drei grösseren Zerrungsbrüchen, die parallel zu den Faltenachsen durchziehen, sind in der Kartenskizze Fig. 8 weder Zerrungsbrüche noch Zerrklüfte, die erst im Verlauf der Faltung aufrissen, ausgeschieden. Die Kartenskizze wäre sonst unübersichtlich geworden. Nur die Ansichtsskizze Fig. 9 enthält auch diese «jungen» oder synkinematischen Elemente. Im linken Teil der Fig. 9 durchsetzen diese erst während der Faltung angelegten Zerrungsbrüche und Zerrklüfte das «alte» Klufnetz in einem solchen Ausmass, dass das ganze Klufnetz einen wirren Eindruck macht.

angelegt. Der Sinn dieser Erscheinung ist eindeutig: statt einer einzigen 32 cm dicken Bank wurden 5 sekundär angelegte Bänke von nur je 5–7 cm Dicke verbogen, und da diese bei der Biegung übereinander glitten, konnte die plastische Deformation weitgehend durch schichtparallele Gleitung ersetzt werden (vgl. Darstellung in dem an der Bogenaussenseite gelegenen Teil der Fig. 5).



Fig. 12. Harnischstreifen und Klüftung in den Hauptrogenstein-Bänken auf der Nordseite der kleinen Antiklinale im Bogental. Blick von unten her auf eine Schichtunterfläche (vgl. Fig. 9).

Ausserhalb der untersuchten Stelle im Bogental (Fig. 8–13) sind im Hauptrogenstein-Nordflügel der Passwang-Antiklinale noch an einigen andern Orten Falten von engem Radius aufgeschlossen. So erscheinen z. B. die gleichen Verhältnisse noch einmal 400 m westlich der besprochenen Stelle, wiederum entlang einem Durchbruch des Flüsschens Lüssel durch die westliche Fortsetzung der Synklinal- und Antiklinalumbiegung; ferner lässt sich z. B. 500 m WSW der Fig. 8, im Kesselloch, eine enge Synklinale mit 15° Achsengefälle gegen E feststellen, usw.

lage dieser beiden Elemente rotiert) weisen auf ein wahrscheinlich schon zu Beginn der Faltung bestehendes Kluftnetz, mit der Hauptrichtung N 35° E und der Gegenklüftung in Azimut 115° (vgl. Fig. 17). Haupt- und Gegenklüftung stehen also mit einem Winkel von 80° aufeinander, wobei indessen die Gegenklüftung einen weiten Streubereich aufweist. Aus Fig. 17 geht deutlich hervor, dass beide

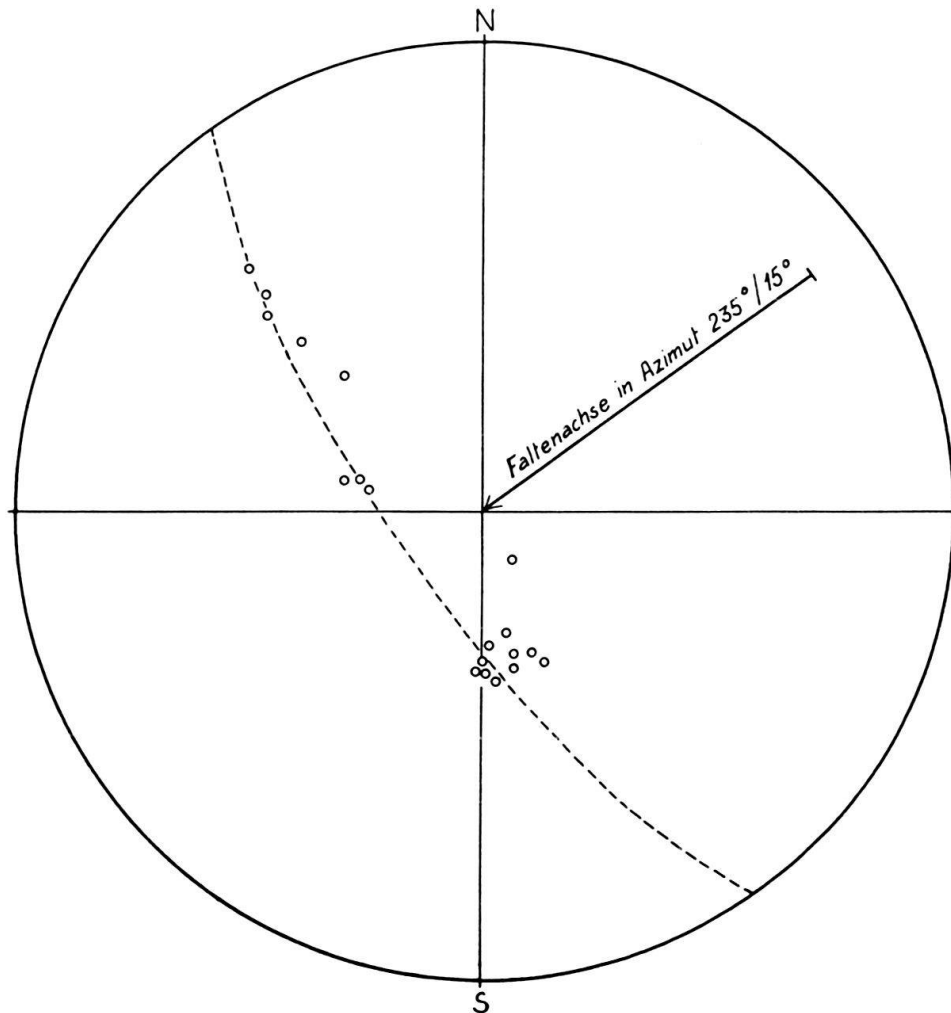


Fig. 16. Schichtlagen in der Kiméridgien-Synklinale der Combe du Pont, 40 m oberhalb der Bahnlinie westlich der Birs. Projektion der Schichtpole auf SCHMIDTSchem Netz (obere Halbkugel), mit dem Grosskreis um die Faltenachse.

Klüftungsrichtungen die Faltenachse schief schneiden. Daraus ergibt sich die eigenartige Situation, dass diejenigen Klüfte, die man bei erstem Zusehen auf dem Südflügel als Längsklüfte bezeichnen würde, in ihrer Richtung den Querklüften des Nordflügels entsprechen und umgekehrt. Es hat in diesem Fall also wenig Sinn, ein Längs- und ein Querklüftungssystem unterscheiden zu wollen.

Wenn der Kiméridgienkalk sich plastisch deformieren liesse, sollte ein Biegungsfließen resultieren, durch das alle Klüfte verdreht worden wären. Dies ist nun offensichtlich nicht der Fall: alle Klüfte stehen nach der Horizontierung völlig oder nahezu saiger, besonders auch jene paar Klüfte, die parallel zur Faltenachse strei-

chen (vgl. Fig. 17). Trotzdem sprechen sowohl die früher erläuterten theoretischen Überlegungen wie auch Beobachtungen am Objekt für unsere Annahme, dass auch hier die Klüfte zu Beginn der Faltung bereits angelegt waren. Ein Blick auf Fig. 15 zeigt uns, dass im linken und im rechten äusseren Teil der Ansichtsskizze ein Teil der Klüfte längs den Schichtfugen gegeneinander versetzt ist, und zwar längs den

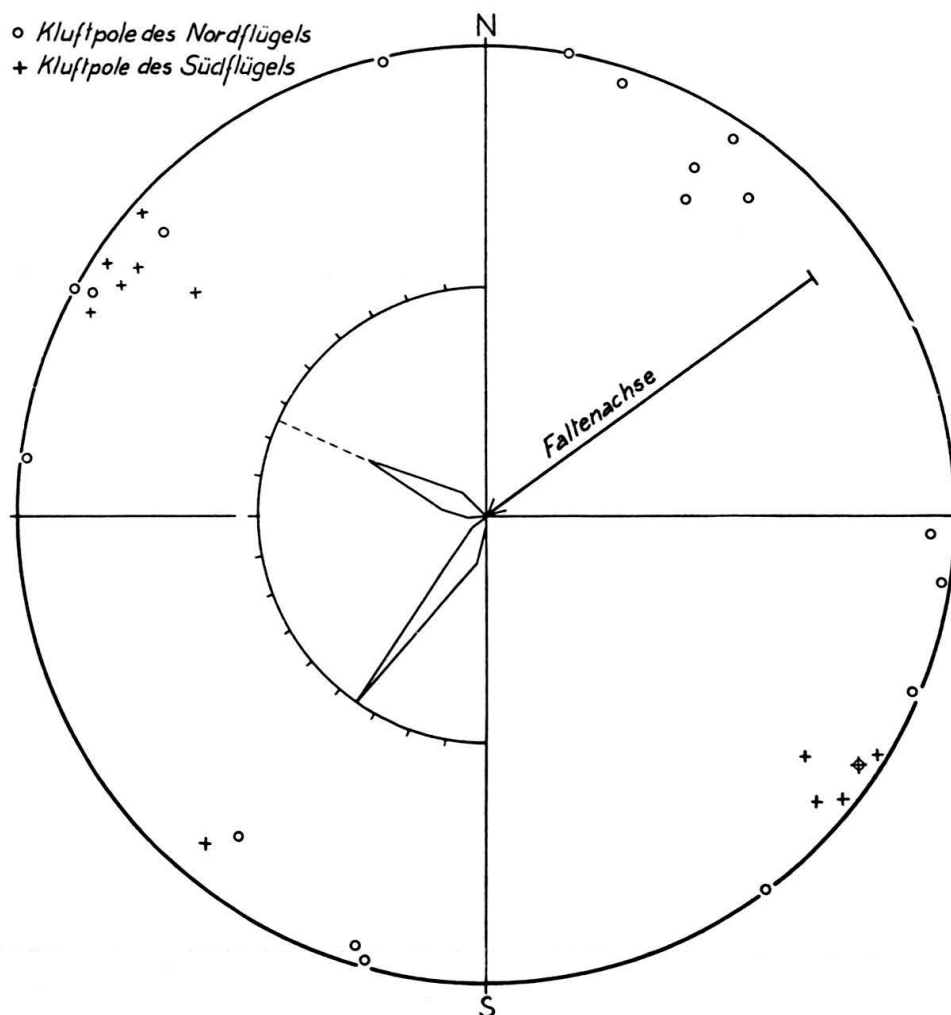


Fig. 17. Klüfte in der Kiméridgien-Synklinale der Combe du Pont, 40 m oberhalb der Bahnlinie westlich der Birs. Projektion der Klüftpole auf SCHMIDTSchem Netz (obere Halbkugel), bezogen auf die jeweilige horizontale Schichtlage, mit entsprechender Klüftrose in der Mitte.

Harnischstreifen, die sich überall auf den Schicht- und Klüftflächen finden. Dies sind vermutlich die ältesten Klüfte. Entlang oder parallel zu ihrem Verlauf rissen während der Faltung Zerrklüfte und Zerrungsbrüche auf; unter solchen allenfalls später angelegten Klüften, die mehrere Gesteinsbänke geradlinig durchsetzen, fehlen aber offensichtlich Richtungen, die von den „alten“ Klüftrichtungen abweichen.

Die in Fig. 15 dargestellte Umbiegung der Schichten hat einen engen Radius, die Umbiegung ist ausgesprochen kräftig. Trotzdem können wir aber am einzelnen im Verband gebliebenen Gesteinskörper, der zwischen den Klüften entnommen

wird, eine Biegungsdeformation höchstens nur in sehr engem Bereich erkennen. Vereinfacht ausgedrückt stehen wir vor einer Gesteinsumbiegung fast ohne Biegung des Gesteins, aber auch ohne die Merkmale der Scherfaltung. Die Biegungsdeformation ist ersetzt durch ein beinahe unmerkliches Klaffen der Klüfte gegen die Krümmungsaussenseite hin. Die Klüfte sind durch die Faltung zu Zerrklüften, teilweise auch zu Zerrungsbrüchen geprägt worden. Unabhängig von den bestehenden Klüften scheinen bei der Faltung nur ausnahmsweise Zerrungsbrüche entlang neu gebildeten Fugen aufgerissen zu sein. Wenn wir die zwischen den Klüften in lückenlosem Verband gebliebenen kleinen Gesteinskörper als Schollen bezeichnen, können wir sagen, die Faltenumbiegung bestehe aus einem Schollenmosaik, in dem jede Scholle gegenüber der benachbarten leicht geneigt oder gekippt ist.

Eindrückliche Spuren hat der Faltungsvorschub hinterlassen. Hierfür zeugen die Versetzungen der Klüfte längs den Schichtfugen und namentlich auch die Harnischstreifen, die auf den Schicht- und Klüftflächen erhalten geblieben sind (vgl. Fig. 15). Die Richtungen der Harnischstreifen weisen grossenteils parallel zu den Kluftrichtungen, teilweise aber auch in andern Richtungen, z.B. senkrecht auf die Faltenachse oder – wie auf einer Kluft- und Bruchfläche links in Fig. 15 zu sehen ist (H34/5) – annähernd parallel zur Faltenachse, aber mit entgegengesetztem sehr schwachem Einfallen. Der Faltungsausgleich durch die Biegegleitung spielte sich längs allen bestehenden Schicht- und Klüftungsfugen ab, so dass eine grosse Vielfalt der Bewegungsrichtungen daraus resultiert.

Die Messungen, die in der Synklinale der Combe du Pont auf der Ostseite der Birs, unmittelbar über der Strasse durchgeführt wurden, zeigen im Prinzip das gleiche Bild wie an der beschriebenen Stelle, die 150 m weiter westlich liegt. Das Synklinalscharnier selbst verbirgt sich östlich der Strasse unter Gehängeschutt, das Bild der Umbiegung ist als Ganzes deshalb weniger instruktiv. Die Faltenachse fällt hier mit 8° in Richtung 244° ein, ist also etwas weniger geneigt als westlich der Birs; das Klüftbild entspricht weitgehend demjenigen der Fig. 17.

ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK

Die Untersuchungen im Gelände galten einigen Jurafalten, deren Mechanismus im Kleinbereich studiert wurde, ferner den Beziehungen, die zwischen Faltung und Klüftung bestehen. Für den Jura wurden dabei erstmals Methoden angewandt, die in andern Gebirgssystemen zu interessanten Resultaten geführt haben. Der methodische Teil dieser Arbeit ist deshalb relativ ausführlich gehalten und baut auf einer Zusammenfassung auf, in der die Ergebnisse der bisherigen Untersuchungen im nordschweizerischen Jura im Lichte der neueren allgemeinen Erkenntnisse über den Mechanismus der Faltung analysiert werden.

Um aus dem Verhalten der Klüfte bei der Faltung Schlüsse ziehen zu können, wird im speziellen Teil vorerst der Nachweis erbracht, dass das oligozäne Klüftnetz des Tafeljuras sich in den südlich anschliessenden Faltenjura fortsetzt; im

Faltenjura zwischen der Birsklus Moutier-Delsberg und dem Passwang war also zu Beginn der Faltung ein Kluffnetz bereits angelegt. Später rissen dann während der Faltungsvorgänge Zerrungsbrüche und Zerrklüfte auf. Diese folgen zum Teil den Spuren der „alten“ Klüfte und prägen sie zu Zerrklüften und Zerrungsbrüchen um (Beispiel: Kiméridgienkalk in der Synklinale der Combe du Pont, siehe Fig. 15); zum Teil bilden sich die Zerrungsbrüche und Zerrklüfte aber unabhängig von den «alten» Klüften (Beispiel: linker Teil der Fig. 9, Bogental). Sie können daran erkannt werden, dass sie mehrere übereinander liegende Gesteinsbänke geradlinig durchsetzen. Alle diese synkinematisch entstandenen «jungen» Zerrklüfte und Zerrungsbrüche wurden hinsichtlich ihrer Richtungen und ihrem Entstehungsmechanismus im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht näher untersucht.

Unsere Untersuchungen betrafen einige Faltenumbiegungen, die auf eng begrenztem Raum, im Kleinbereich, studiert werden konnten. Dabei handelt es sich ausnahmslos um kompetente Schichtglieder (Haupttrogenstein und Kiméridgien), die – in völlig verfestigtem Zustand des Gesteins – in «Biegefalten» gelegt wurden.

Der Faltungsausgleich, der in der Biegegleitung Schicht auf Schicht seinen Ausdruck findet (Faltungsvorschub), ist häufig durch Versetzung der Klüfte längs den Schichtfugen und durch Harnischstreifen aufs schönste ausgeprägt. An Beispielen, die entlang der Hauptstrasse Basel–Delémont–Moutier ausgewählt wurden (Liesbergmühle, Profil Courrendlin–Moutier, vgl. S. 383, Fig. 4 und 12), wird dargestellt, dass Harnischstreifen auf Schichtflächen, die von der Gleitbewegung Schicht auf Schicht herrühren, überall im Faltenjura beobachtet werden können. Andererseits bedecken die Harnischstreifen aber auch häufig die Kluffflächen. Dies erklärt sich dadurch, dass sich der Faltungsvorschub in vielen Fällen vorzugsweise parallel zu den Kluffrichtungen, d. h. in den Klüftungsfugen, gleichzeitig aber auch in den Schichtfugen abspielt. Ferner lässt sich häufig feststellen, dass die Harnischstreifen auf ein- und derselben Schicht- oder Klufffläche in verschiedene Richtungen weisen. Dies spricht deutlich für den mehrphasigen Ablauf der Bewegungen; doch darf nicht vergessen werden, dass schon ein Minimum an Bewegung zur Ausbildung von Harnischstreifen führen kann. Der Betrag des Faltungsvorschubes konnte am Objekt, infolge Fehlens von Vorzeichnungen, nirgends ermittelt werden. In einem Fall gelang der Nachweis, dass sich schichtparallele Gleitflächen innerhalb einer 32 cm dicken Haupttrogensteinbank erst bei der Faltung ausbildeten: zwischen den primären Schichtfugen rissen gleichsam sekundäre «Faltungsfugen» auf (vgl. Fig. 13).

Die durch die Biegung bedingte Gesteinsdeformation, die sich ohne sichtbare Bruch- und Gleitflächenbildung innerhalb einer ihre Mächtigkeit nicht verändernden Schicht abspielt, wird als Biegungsfließen bezeichnet. Das Ausmass des Biegungsfließens lässt sich aus dem Betrag ablesen, um den die Längsklüfte bei der Faltung verdreht wurden. Eine solche Verdrehung der Längsklüfte konnte aber nur in sehr geringem Ausmass und nur an einer einzigen Stelle im Haupttrogenstein nachgewiesen werden (Bogental, siehe S. 391 ff.) Die Ooide des Haupttrogensteins erlitten dabei keine Formveränderung; die Deformation hat sich vermutlich in den Gesteinszwickeln abgespielt, in welche die Ooide eingebettet sind. – Bei der Faltung des Kiméridgienkalkes (Combe du Pont, S. 400 ff) fehlt jedes Anzeichen für Biegungsfließen, und selbst Biegung des Gesteins kann praktisch nicht festgestellt

werden. Die Biegung wird dadurch ersetzt, dass jeder durch Klüfte umgrenzte kleine Gesteinskörper einer Schicht gegenüber dem benachbarten leicht geneigt, bzw. gekippt erscheint. Die parallel oder spitzwinklig zur Faltenachse verlaufenden Klüfte klaffen deshalb, allerdings fast unmerklich, gegen die Krümmungsaussenseite hin. Die bestehenden Klüfte wurden zu Zerrklüften, teilweise auch zu Zerrungsbrüchen umgestaltet.

Die vorliegenden Untersuchungsergebnisse zeigen eindeutig, dass es einen Sinn hat, die beschriebenen Arbeitsmethoden in Zukunft vermehrt anzuwenden und auszubauen, wenn man über den Mechanismus der Faltungsprozesse im Kleinbereich nähere Aufschlüsse erlangen will. Im Faltenjura sollten andere Gebiete in den Kreis der Untersuchungen einbezogen werden, namentlich aber auch andere Schichtglieder als die bisher untersuchten. Im besonderen denke ich dabei an Umbiegungen in inkompetenten Schichten, die vorderhand mangels guter Aufschlüsse noch nicht studiert werden konnten. Ferner sollte auch die mikroskopische Untersuchung orientiert entnommener Handstücke fortgeführt werden, mit dem Ziel, Deformationsvorgänge nach Möglichkeit aus dem mikroskopischen Gefüge erkennen zu können. Schliesslich sei nicht vergessen, dass analoge Untersuchungsmethoden in den Schweizer Alpen bisher noch nicht zur Anwendung gelangten. Aussicht auf wichtige Resultate bietet sich sowohl im Jura wie auch in den Alpen namentlich in Gebieten, in denen zum mindesten ein Teil der Klüfte nachweisbar älter ist als die Faltungsvorgänge.

Abschliessend sei nachdrücklich betont, dass die in der vorliegenden Arbeit beschriebenen Untersuchungsmethoden nur in besonders günstig gelegenen Fällen zu neuen Erkenntnissen führen können, und dass auch dann nur ein Teilgebiet des ganzen Faltungsmechanismus erfasst wird. Einstweilen dürfte es wohl wenig Sinn haben, beispielsweise systematisch im ganzen Jura Schichtlagen und Klüfte einzumessen. Neue Untersuchungen sollten sich wohl auch weiterhin auf einzelne Objekte von regional geringer Ausdehnung beschränken. Im Jura und in den Alpen lässt nur das kleine, gut aufgeschlossene Objekt die Annahme zu, dass sowohl die Klüftung als auch die Faltung unter völlig gleichbleibenden und überblickbaren Bedingungen entstanden ist. Überblickbare Bedingungen aber sind die Voraussetzung, um aus den Beziehungen zwischen Faltung und Klüftung Schlüsse zu ziehen.

ZITIERTE LITERATUR

- AUBERT, D. (1948): *Le Jura*. Geol. Rdsch. 37, 2.
 BILLINGS, M. P. (1947): *Structural Geology*. (Prentice Hall, Inc.) New York.
 BUXTORF, A. (1916): *Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis- und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie des Juragebirges*. Verh. naturf. Ges. Basel 27, 184.
 CLOOS, E. (1947): *Oolithe deformation in the South Mountain Fold, Maryland*. Bull. Geol. Soc. America 58, No. 9, 843.
 CLOOS, H. (1936): *Einführung in die Geologie*. Ein Lehrbuch der Inneren Dynamik. (Borntraeger) Berlin.
 — (1948): *Gang und Gehwerk einer Falte*. Z. deutsch. geol. Ges. 100, 290.
 CLOOS, H., & MARTIN, H. (1932): *Der Gang einer Falte*. Fortschr. Geol. Paläont. 11, H. 33, DEECKE-Festschr., 74.

- DE SITTER, L. U. (1937): *Plastic Deformation*. Leidsche Geol. Mededeel., 9, 1.
 – (1956): *Structural Geology*. (Mc Graw-Hill Publ. Comp. Ltd.), New York–London–Toronto.
- ELBER, R. (1920): *Geologie der Raimeux- und der Velleratkette im Gebiete der Durchbruchtäler von Birs und Gabiare (Berner Jura)*. Verh. naturf. Ges. Basel 32, 38.
- FAIRBAIRN, H. W. (1949): *Structural Petrology of Deformed Rocks*. (Addison-Westey Press. Inc.) Cambridge-Massachusetts.
- GOGUEL, J. (1952): *Traité de Tectonique*. (Masson & Cie) Paris.
- HEIM, ALB. (1920): *Geologie der Schweiz, 1: Das Juragebirge der Schweiz*, 443, (Tauchnitz) Leipzig.
- HERZOG, P. (1956): *Die Tektonik des Tafeljura und der Rheintalflexur südöstlich von Basel*. Eclogae geol. Helv. 49/2, 317.
- HOEPPENER, R. (1953): *Faltung und Klüftung im Nordteil des Rheinischen Schiefergebirges*. Geol. Rdsch. 41, 128.
- KIENOW, S. (1942): *Grundzüge einer Theorie der Faltungs- und Schieferungsvorgänge*. Fortschr. Geol. Paläont. 14, H. 46. (Borntraeger) Berlin.
- KÖLBEL, H. (1940): *Über Verformung von Klüften bei der Schichtenfaltung am Beispiel des Salzgitterer Sattels*. Geol. Rdsch. 31/3–4, 188.
- MÜLLERRIED, F. (1921): *Klüfte, Harnische und Tektonik der Dinkelberge und des Basler Tafeljuras*. Verh. naturh.-med. Vereins Heidelberg [NF] 25/1. Mitt. u. Arb. aus dem Geol. Inst. d. Univ. Heidelberg, [NF] Nr. 59, 1.
- NABHOLZ, W. (1948): *Das Ostende der mesozoischen Schieferhülle des Gotthard-Massivs im Vorder-rheintal*. Eclogae geol. Helv. 41/2, 247. (Deform. Ooide Fig. 2, S. 259.)
- PHILIPP, H. (1938): *Ergebnisse feintektonischer Untersuchungen im südlichen Baden und im Jura*. Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Vereins [NF] 27, 141.
 – (1942): *Die Stellung des Jura im alpin-saxonischen Orogen*. Z. deutsch. geol. Ges. 94, 373.
- SANDER, B. (1948): *Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper*. Erster Teil: *Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil*. (Springer) Innsbruck-Wien.
- SCHMIDT, W. (1932): *Tektonik und Verformungslehre*. (Borntraeger) Berlin.
- THURMANN, J. (1856): *Essai d'orographie jurassique*. Institut genevois.

Geologische Karten

- Blatt *Basel–Bern der Geol. Generalkarte der Schweiz*, 1 : 200000. Herausgeg. v. d. Schweiz. Geol. Komm., 1942.
- Blatt 96–99 *Laufen–Mümliswil des Geol. Atlas der Schweiz* 1 : 25000, herausgeg. v. d. Schweiz. Geol. Komm., 1936. Mit Erläuterungen 1936.
- A. GUTZWILLER und E. GREPPIN: *Geologische Karte von Basel*. Erster Teil: *Gempenplateau und unteres Birstal*. Spez.-Karte Nr. 77, herausgeg. v. d. Schweiz. Geol. Komm., 1915.

Topographische Karten

- Landeskarte der Schweiz* 1 : 25000.
 Blatt 1067 *Arlesheim*.
 Blatt 1087 *Passwang*.