Die Ausführung des Modells für spezielle Abschnitte des Faltenjuras

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **58 (1965)**

Heft 1

PDF erstellt am: **26.09.2024**

Nutzungsbedingungen

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

Haftungsausschluss

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

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

Eine Modifikation dieses Modells (Untermodell II, in der Folge einfach als Modell II bezeichnet, vgl. Fig. 2) welche für den westlichen Jura brauchbar scheint, wird auf S. 294 ff. entwickelt. Zuerst aber möge Modell I an einem konkreten Beispiel etwas ausgestaltet werden.

B. Die Ausführung des Modells für spezielle Abschnitte des Faltenjuras

Damit wären die allgemeinen Voraussetzungen zum Aufbau eines kinematischen Modells gegeben, die geometrischen Beziehungen, welche zwischen den einzelnen Punkten herrschen müssen, festgelegt. Wie aber schlägt man die Brücke zwischen diesen schematischen Gedankengängen und den konkreten, empirischen, messbaren Daten? Dazu bedarf es einer besonderen Technik, deren Entwicklung nun an die Hand genommen werden soll.

I. Analytische Technik

1. Bei der Profilkonstruktion verwendete Interpolationsmethoden

Zunächst erhebt sich die Frage, welcher Art die empirischen Daten sind, die zur Verfügung stehen. Es müssen Verkürzungen gemessen werden, und das lässt sich nur auf Profilen tun. An solchen sind unzählige aus den verschiedensten Gebieten des Juragebirges veröffentlicht worden. Sie sind das Rohmaterial, aus welchem das Modell aufgebaut werden soll. Wie ist die Qualität dieses Rohmaterials? Kann es unbesehen übernommen werden oder muss es zuerst noch verarbeitet, gereinigt, werden um seiner Bestimmung dienlich zu sein?

Vergleicht man die Profile einer Schnittserie durch ein und dieselbe Falte, so beantwortet sich diese Frage alsbald. Ein besonders instruktives Beispiel liefert die Profilserie durch den Grenchenberg von Vogel und Schlaich (1934), vgl. S. 268. Ein Profil dieser Serie, das durch den Grenchenbergtunnel nach Buxtorf, weist einen komplizierten Kernbau auf, vor allem die berühmt gewordene verfaltete Überschiebung. Die weiter westlich davon gelegenen Profile zeigen ein rasches Verschwinden dieser Überschiebung und damit gleichzeitig eine radikale Vereinfachung im inneren Bauplan der Kette. Wir dürfen annehmen, dass diese einfachen, westlichen Profile auf gewissenhafter Feldarbeit und getreulicher Übernahme aller Felddaten in das Profil basieren. Ja, es ist sogar sicher, dass die Autoren eine Fortsetzung der Grenchenbergüberschiebung nach Westen suchten und einfach nicht fanden. Nach landläufiger Auffassung wären also diese einfachen westlichen Profile im Rahmen der Aufschlussverhältnisse korrekt konstruiert, aber hier ist der Haken. «Im Rahmen der Aufschlussverhältnisse» heisst: es sind der genauen Identifikation der Gesteinstypen und Lagerungsverhältnisse nur eine beschränkte Anzahl von Punkten zugänglich; zur Herstellung eines lückenlosen Bildes, eines Profils, muss interpoliert und extrapoliert werden. Eine methodisch saubere Konstruktion verlangt also eine Definition der Interpolationstechniken, welche der Konstruktion zugrunde liegen, denn an sich lassen sich zwei Punkte durch unendlich viele verschiedene Kurven verbinden. Das gilt auch dann noch, wenn die Tangenten an diesen Punkten bekannt sind, wie dies bei der Profilkonstruktion gewöhnlich der Fall ist. Eine einiger-

massen saubere Interpolationsmethode, die gewöhnlich dem Anfänger beigebracht wird, besteht bekanntlich darin: man bringt die verschiedenen Tangenten zur Intersektion und gleicht den so erhaltenen Polygonzug aus dem Handgelenk, nach Gefühl aus. Es scheint, dass man auf diesem intuitiven Wege in erster Linie die Stetigkeit der Interpolationskurve sichern will. Daher vielleicht auch die Tendenz unter Geologen, Falten als Sinuskurven, die stetigsten und einfachsten aller periodischen Kurven, aufzufassen. Der mit einem Gebiet vertraute Geologe wird allerdings bald über diese Anfangsstadien hinauswachsen. Er wird eine Art Gefühl für den besonderen Baustil seines Untersuchungsobjektes entwickeln. Der Jurageologe z.B. ist sich bewusst, dass Sinusgebilde im Faltenjura kaum zu finden sind, dass die Jurafalten vielmehr gegen den Koffertypus hin tendieren, dass die Faltenscharniere besonders akzentuiert sind als Knickzonen, die durch relativ wenig verbogene Segmente miteinander verbunden sind. Er wird seine Interpolationskurven diesem Vorbild anzugleichen suchen.

Alle diese etwas vagen Techniken huldigen einem gemeinsamen Prinzip: dass die Interpolationskurve möglichst einfach sein müsse. Unstetigkeiten, Störungen sind nur da einzufügen, wo sie an der Oberfläche in unmittelbarer Nähe des Profilschnittes zu beobachten sind, oder wo sie sich durch die beobachtete Ausmerzung oder Verdoppelung stratigraphischer Intervalle aufdrängen. Dieses Prinzip der einfachsten Interpolationskurve hat sich in der Geschichte der Naturwissenschaften als ausserordentlich fruchtbar erwiesen, man wird es nur mit grossem Bedenken und aus zwingenden Gründen aufgeben. Solche zwingende Gründe liegen aber bei der Konstruktion der Juraprofile vor, wie das Beispiel des Grenchenbergs beweist. Vergleichen wir die quantitativen Verhältnisse in den Profilen durch diese Falte, so ergibt sich folgendes Bild: im Bereich des Tunnels misst man eine Verkürzung, etwa der Oberfläche des Hauptrogensteins, um 3,6 km (Fig. 8), im Bereich der intuitiv korrekt konstruierten, einfachen westlichen Profile aber nur um 1,7 km (Fig. 10). Natürlich kann diese Diskrepanz im Zusammenschub nicht wirklich sein, es kann die Verkürzung in einer Falte innerhalb von wenigen Kilometern nicht ohne ersichtliche Gründe auf weniger als die Hälfte zusammenschmelzen, besonders wenn ihr Gesamtaspekt, ihre Breite und Amplitude sich dabei nicht ändern. Ganz offensichtlich ist diese Diskrepanz ein Resultat der Interpolationstechnik. Im Tunnelprofil ist man gezwungen, die in der Tiefe erschlossenen Komplikationen zu berücksichtigen, wie sehr sich auch das Handgelenk dagegen sträuben mag – und dass es sich gesträubt hat, das beweist die amüsante Geschichte der geologischen Prognosen vor und während des Tunnelbaus, vgl. BUXTORF 1916. Es ist vorauszusehen, dass sich diese Geschichte bei einem Tunnelbau durch die scheinbar einfachen, weiter westlich gelegenen Profile wiederholen könnte. Man sollte jedoch versuchen, aus der Geschichte des Grenchenbergtunnels zu lernen und, da die landesüblichen Interpolationsmethoden offenbar zu falschen Resultaten führen, sich auf bessere Prinzipien besinnen.

Ein erstes, allerdings nur in beschränktem Masse anwendbares Prinzip für eine verbesserte Interpolation ergibt sich aus dem eben Gesagten. Ist ein Profil durch besonders gute natürliche oder künstliche Aufschlussverhältnisse in einigem Detail bekannt, so lässt sich aus ihm der Zusammenschub ermitteln und auf benachbarte, schlechter bekannte Profile extrapolieren (*1. Prinzip: Extrapolation der Verkürzung*

in der Achsenrichtung). Man muss also fordern, dass die Profile westlich des Grenchenbergs ebenfalls eine Verkürzung von ungefähr 3,6 km aufzuweisen haben (wegen der Rotation eher etwas mehr), und dass die Interpolationskurve zwischen bekannten Punkten so zu legen ist, dass eine Verkürzung von 3,6 km statt von 1,7 km zustande kommt. Das gilt natürlich nur dann, wenn keine offensichtliche Abzweigung von Bewegungsfronten zwischen den verglichenen Profilen stattfindet. Um die Verkürzung derart drastisch zu vergrössern, müssen interne Komplikationen eingebaut werden: Überschiebungen, die in die Mulden ausstreichen, oder in der Tiefe überkippte Schenkel—Komplikationen, wie sie im Tunnelprofil tatsächlich erbohrt wurden!

Ein zweites, davon unabhängiges Prinzip folgt aus den grundlegenden Vorstellungen der Deformationstheorie (vgl. z.B. SOMMERFELD 1947, p. 37–38): bei Deformationen bleibt die Masse in einem geschlossenen System erhalten. Ist das deformierte Material zudem inkompressibel – und dies gilt in guter Näherung für die hier betrachte ten Gesteine – so bleibt sogar das Volumen erhalten (vgl. S. 12 ff.). Wendet man dieses allgemeine Gesetz im speziellen auf eine abgescherte Gesteinsserie an, so ergibt sich eine Beziehung zwischen der Massenausquetschung in einer Falte und dem durch Abwicklung eines Bezugshorizontes bestimmten Zusammenschub in dieser Falte. Diese Beziehung ist seit langer Zeit für verschiedene Probleme immer wieder benützt worden, vor allem für die Bestimmung des Tiefgangs von Falten, vgl. z.B. GOGUEL 1952, p. 143 ff., LAUBSCHER 1962 p. 2 ff. Sie verdient aber wegen ihrer Grundsätzlichkeit eine viel konsequentere Anwendung, und weil sie im folgenden eine wesentliche Rolle spielt, so sei sie hier noch einmal explizit formuliert – wobei auf Fig. 2 in LAUBSCHER 1962 (vgl. auch Fig. 94 in GOGUEL 1952) Bezug genommen ist:

Gegeben sei eine zylindrische, abwickelbare Abscherfalte. Als Bezugshorizont dient eine «plastisch» nicht verstreckte, kompetente Schicht.

Dann gilt: $$\Delta V = \Delta s \cdot z,$$

wo

ΔV = Im Faltenprofil unter dem Bezugshorizont ausgequetschtes Volumen (wird im Profil als Fläche gemessen).

z = Abschertiefe (stratigraphisches Intervall zwischen Bezugshorizont und Abscherhorizont)

s = abgewickelte (kurvimetrische) Länge des Bezugshorizontes im Faltenprofil.

x = Lineardistanz der für die Bestimmung von s benutzten Endpunkte des Profils.

$\Delta s = s - x = \Delta V/z$ = horizontaler Zusammenschub oder Verkürzung.

Die Verkürzung eines Bezugshorizontes lässt sich also in solchen abwickelbaren $\pm$ zylindrischen Abscherfalten auf zwei voneinander unabhängigen Wegen bestimmen: entweder *kurvimetrisch* (= Δsk) durch direkte Abwicklung des Bezugshorizontes, oder *volumetrisch* (= Δsv) durch Bestimmung des unter dem Bezugshorizont ausgepressten Volumens (= Fläche auf dem Profil) und Division dieses Volu-

mens durch die Abschertiefe. Bei korrekter Profilkonstruktion müssen diese beiden unabhängig bestimmten Verkürzungsgrössen einander gleich oder *konkordant* sein. Allerdings wird man nicht auf exakter Konkordanz bestehen, schon weil die Abschertiefe nie genau bekannt ist. Aber als leitendes Prinzip für eine Interpolation dürfte die Forderung nach ungefährer Konkordanz der Verkürzungsbeträge von grösstem Nutzen sein (*2. Prinzip: kurvimetrisch-volumetrische Konkordanz*). Dies sei wiederum illustriert anhand der Profilserie durch den Grenchenberg. Im Tunnelprofil (Fig. 8) ist die Verkürzung fast konkordant: $\Delta sk = 3{,}6$ km, $\Delta sv = 4{,}1$ km. Sie lässt sich durch eine geringe Abänderung des Profils konkordant machen (3,9 km). Im westlich davon gelegenen Profil 17 nach SCHLAICH & VOGEL (Fig. 10) ist sie dagegen extrem diskordant: $\Delta sv = 4{,}5$ km gegenüber $\Delta sk = 1{,}7$ km. Das prägt sich besonders auch darin aus, dass ein bis auf die Sockeloberfläche hinabgezeichnetes Profil einen grossen, nicht ausgestopften Kern aufweist: das Profil ist mit der Abscherhypothese nicht zu vereinbaren. Man sieht sofort, wie man diesen Übelständen abhelfen kann. Um den Kern zu stopfen und die übertriebene scheinbare Auspressung zu vermindern, muss man in der Tiefe Komplikationen einbauen, wie sie im Grenchenberg erschlossen, aber auf Grund der üblichen Interpolationstechniken auf Profil 17 weggelassen sind. Es müssen die beidseitigen Synklinalen gegen den Antiklinalkern hineingezogen, also die Antiklinalschenkel entweder überkippt oder über die Mulden geschoben werden. Auf diese Art lässt sich gleichzeitig die übertriebene scheinbare Herauspressung vermindern und die zu geringe kurvimetrische Verkürzung vergrössern, also Konkordanz erreichen. Die Befolgung des zweiten Prinzips führt also zu genau denselben Resultaten wie die des ersten. Dies war nach unserem kinematischen Modell zu erwarten, und umgekehrt liefert die immer wieder festgestellte Äquivalenz der beiden Prinzipien die empirische Bestätigung für die Brauchbarkeit des Modells.

Wir haben uns mit Absicht bei den Vorschlägen für die Neukonstruktion von Profil 17 von SCHLAICH & VOGEL etwas vage gehalten, denn es gibt, je nach den Aufschlussverhältnissen, eine grössere oder kleinere Anzahl, aber jedenfalls immer verschiedene Möglichkeiten der Profilkonstruktion, sogar bei verbesserten Interpolationstechniken. Da aber nur die Quantität des Zusammenschubs, nicht die spezielle Gestalt der Falte ins Modell eingeht, bereitet diese Unbestimmtheit hier keine Sorgen. Ein besonderes Problem für die quantitative Analyse der Profile stellen an einigen Orten disharmonische Massenverfrachtungen, nämlich dort, wo sie über das Gebiet einer einzelnen Antiklinale hinausgehen, oder wenn man versucht (was in dieser Arbeit nicht getan wird) in einer Antiklinale verschiedene Bewegungsfronten zu unterscheiden. Auf S. 247 wurde wohl dargelegt, dass der Jura im wesentlichen ein zweidimensionales System sei, und dass die ganze Sedimentdecke sich im wesentlichen konform verhalten habe, dass die einzelnen Schichten, ausser in begrenzten Gebieten, ihren Zusammenhalt bewahrt hätten. Diese Aussage gilt für das flächenmässige Gesamtmodell. Für die Profilkonstruktion jedoch muss in den begrenzten Gebieten der einzelnen Antiklinalen, oder sogar etwas darüber hinaus, mit internen Abscherungen in der Sedimentdecke und damit verknüpften disharmonischen Massenverfrachtungen gerechnet werden. Dahingehende Beobachtungen und Überlegungen haben schon die alten Jurageologen angestellt (siehe Diskussion in BUXTORF 1907). Im allgemeinen wurden jedoch bei der Profilkonstruktion in solchen dis-

harmonisch verfalteten Gebieten im Sinne der allgemeinen intuitiven Interpolationstechnik keine Anstrengungen gemacht, auch quantitative Notwendigkeiten zu berücksichtigen. Eine Ausnahme bildet wiederum das Grenchenbergprofil BUXTORFS (1916). Hier wurde der Versuch unternommen, für die Schichten bis zum oberen Muschelkalk denselben Verkürzungsbetrag einzuzeichnen, und dabei ergab sich die Notwendigkeit stark disharmonischer Massenverfrachtungen. Im Hangenden der verbogenen Überschiebung sind nämlich die Schichten, hauptsächlich vom Dogger aufwärts, zu einer grossen Falte zusammengestaucht. Die tieferen Formationen dagegen nehmen nurmehr an Teilen dieser Falte teil, im besonderen der Muschelkalk nur noch am Südschenkel. Die ihnen im Hangenden der Überschiebung fehlende Verkürzung muss also disharmonisch im Liegenden nachgeholt werden. Es ergibt sich die konstruktive Notwendigkeit einer Zerknitterung und Anhäufung von Lias und besonders Trias unter der nur flach geneigten Dogger-Malm-Tafel im Liegenden der Überschiebung. Umgekehrt wäre der Raum unter dieser flachgeneigten Tafel durch harmonisch verlaufende tiefere Schichten nicht zu stopfen, dazu bedarf es der disharmonischen Anhäufung. Diese gewährleistet also die kurvimetrisch-volumetrische Konkordanz.

Eine besondere Rolle dürfte das disharmonische Verhalten in der Nähe der Abscherbahn spielen und zwar besonders in den südlichen Abschnitten am Rand des Molassebeckens, wo die differenzielle Bewegung des Sedimentmantels gegenüber dem Sockel am grössten war. Hier ist anzunehmen, dass stellenweise die plastische Trias disharmonisch angehäuft oder ausgequetscht wurde und dass diese Triaskissen von wechselnder Mächtigkeit durch die höheren Schichten im ganzen genommen überglitten worden sind. Hier ist dann die volumetrische Ausquetschung im Vergleich zur kurvimetrischen Verkürzung zu gross ($\Delta sv > \Delta sk$). Solche disharmonische Anhäufungen von mittlerem Muschelkalk zeichnet BUXTORF auf seinem Profil vor allem südlich des Grenchenberges ein. Obgleich also damit zu rechnen ist, dass dieses Phänomen existiert (vgl. S. 267), so sollte es doch in der Profilkonstruktion nur da verwendet werden, wo sich nach dem Modell die kinematische Notwendigkeit dafür ergibt. Das ist dort der Fall, wo ausgezeichnete Daten erweisen, dass Kurvimetrie und Volumetrie nicht konkordieren. Für die gewöhnlichen Disharmonien, die sich innerhalb ein und derselben Antiklinale abspielen, bleibt dagegen die Konkordanz gewahrt.

Es wurde oben gesagt, dass nach unserem Rotationsmodell und nach der in ihm eingebauten Fernschubhypothese sowohl Konkordanz der Verkürzungsmessungen wie auch Übereinstimmung der beiden Interpolationsmethoden bestehen müsste. Man darf aber offensichtlich weder an die geologische Messgenauigkeit noch an das Modell übertriebene Anforderungen stellen. Dieses soll ja nur eine erste Annäherung an die Wirklichkeit sein, worauf unsere Bemerkungen über disharmonische Massenverfrachtungen unter anderem hinweisen wollten.

2. Durchschnittliche Verkürzungen

Die Frage, ob die veröffentlichten Juraprofile unbesehen in das kinematische Modell eingebaut werden können, ist also zu verneinen. Die bei Profilkonstruktionen angewendeten üblichen Interpolationstechniken sind nicht zuverlässig. Der Grenchenberg bietet übrigens nur ein besonders demonstratives Beispiel: ähnliche

Verhältnisse charakterisieren, man darf wohl sagen, fast alle veröffentlichten Profile. Ausnahmen bilden nur jene Gebiete, wo besonders günstige Aufschlussverhältnisse eine Interpolation weitgehend überflüssig machen. Man wird also ein veröffentlichtes Profil zunächst kurvimetrisch und volumetrisch ausmessen, dann Konkordanz herzustellen versuchen und einen Verlgeich mit benachbarten Profilen vornehmen. Die meisten Profile müssen dabei nach den neuen Interpolationsprinzipien modifiziert werden, jedoch stets so, dass keine der beobachteten Tatsachen vergewaltigt wird. Erst dann taugen sie zur Übernahme in das Modell. Und auch dann noch wird man bemerken, dass aus schon erwähnten Gründen sich häufig Unstimmigkeiten von 10 oder gar 20% nicht mit Sicherheit eliminieren lassen. Man wird im allgemeinen längs ein und desselben Faltenstranges d. h. längs einer offenbar unverzweigten Bewegungsfront, leicht schwankende Verkürzungsbeträge messen. Die sauberste Methodik zur Ermittlung der wahrscheinlichsten Verkürzungsgrösse einer Falte würde dann darin bestehen, möglichst viele solcher Messungen an modifizierten Profilen vorzunehmen, sie je nach der Güte der Aufschlussverhältnisse mit einem besonderen Gewichtsfaktor zu versehen und alsdann mit statistischen Mitteln den Durchschnitt zu ziehen. Beim heutigen Stand des Modells wäre dies allerdings mit Kanonen auf Spatzen geschossen. Man wird sich für den Augenblick darauf beschränken dürfen, aus einigen wenigen Messungen zu erfahren, ob sich ein geeigneter Mittelwert in das Modell einbauen lässt und welche Konsequenzen die Wahl dieses besonderen Wertes für die anderen Punkte des Modells nach sich zieht. Man wird dann die für verschiedene Falten bestimmten Werte durch wiederholtes Probieren so aufeinander abstimmen müssen, dass sie den exakten Forderungen des abstrakten Modells exakt genügen. Sollten sich bei dieser Abstimmung Schwierigkeiten ergeben, so ist offensichtlich eine Neuüberprüfung der Grundlagen des Modells nötig.

Was insbesondere die Konstruktion von Fig. 6 betrifft, so wurde dabei in mehreren Fällen nach Ausmessung des ursprünglichen Profils und grober Abschätzung der Möglichkeiten, Konkordanz der Verkürzungen zu erzielen, ein runder Wert zwischen dem (fast stets zu grossen) volumetrischen und dem (fast stets zu kleinen) kurvimetrischen Messwert gewählt. Dadurch wurde natürlich von vornherein eine gewisse Ungenauigkeit in Kauf genommen, aber es ist dabei zu bedenken, dass die Konstruktion der Fig. 6 eine erste Rekognoszierung von Neuland bedeutete, ein Abenteuer, dessen Ausgang noch ganz ungewiss war. Es galt, Vertrauen in die Methode und in die Durchführbarkeit des Modells zu gewinnen. Später einmal kann eine Revision im einzelnen durchgeführt werden, bei der nach den oben skizzierten statistischen Methoden die Ungenauigkeit verringert wird. Es lässt sich aber mit Sicherheit voraussagen, dass die wesentlichen Ergebnisse von Fig. 6 dadurch nicht berührt werden.

3. Probleme der Profilrichtung

Neben der Qualität der Profile ist auch ihre Richtung zu beachten. Für das Modell, besonders für den die Quellen umfassenden Kreissektor, braucht man die in der Transportrichtung – das ist die Tangente zu den Kreisbögen um das Rotationszentrum – gelegenen Verkürzungsbeträge. Kleine Abweichungen spielen keine Rolle, auch genügt es, längere Profile ungefähr längs einer Sehne zu legen, statt sie dem Kreisbogen nach zu führen.

An sich kann die ursprüngliche Messung längs eines beliebig gerichteten Profils vorgenommen werden, doch sind einige Komplikationen zu berücksichtigen, und der bestimmte Betrag muss dann auch in Profilrichtung aufgezeichnet werden. Bei senkrecht zum Streichen der Bewegungsfront gelegten Profilen sollte er die Projektion der wahren Bewegung auf die Profilrichtung sein, so dass sich der Verkürzungsbetrag in der Transportrichtung mit Leichtigkeit bestimmen lässt. Bei schief zum Streichen gelegten Schnitten gilt das Postulat der Konkordanz nicht. Das sieht man am besten am Beispiel einer idealen Kofferfalte von Höhe h. Ihre Breite x beträgt immer 2z, wo z die Abschertiefe ist. Ihre konkordante Verkürzung ist gleich 2h. Ist das Profil im Winkel α zum Fallen gelegt, so bleibt die Höhe gleich, die kurvimetrisch bestimmte Verkürzung ist noch immer 2h. Die scheinbare Breite wächst jedoch an zu $2z/\cos \alpha$ und damit auch die volumetrisch bestimmte Verkürzung zu $2h/\cos \alpha$. Für kompliziertere Profile werden die Verhältnisse derart unübersichtlich, dass von der Transportrichtung allzusehr abweichende Schnitte so gut wie unbrauchbar sind.

4. Darstellung von Transportbeträgen im Rotationsmodell

Was auf den Profilen gemessen werden kann, sind Verkürzungen, Transportbeträge. Was sich aus einem Rotationsmodell zunächst ablesen lässt, sind Rotationswinkel. Die Beziehungen zwischen den beiden Grössen sind aber denkbar einfach, und überdies lassen sich dem Rotationsmodell die Kurven gleichen Transportweges direkt überlagern, so dass sich graphisch für jeden Punkt Rotationswinkel und Transportweg (= kumulative Verkürzung längs Kreisbögen um das Rotationszentrum, angefangen am Aussenrand) unmittelbar ablesen lassen, siehe Fig. 6.

Zu diesem Zweck unterteilt man den Kreissektor des Quellenbereiches zuerst in eine Anzahl gleich grosser radialer Segmente, welche die Ablesung des Rotationswinkels für die einzelnen Bewegungsfronten gestatten. Sodann die Kurven gleichen Transportes: man erhält sie einfach, indem man in demselben Kreissektor auf konzentrischen Kreisbögen konstante Bogendistanzen abträgt, z. B. 1 km, beginnend an dem Radius, der dem Jura-Aussenrand entspricht (auf Fig. 6 im Norden), und dann die Punkte gleichen Gesamttransportes verbindet. Es ergeben sich leicht nach innen konvexe Kurven. Bei kleinen Rotationswinkeln, bei denen rad φ, sin φ und tg φ fast gleich sind, lassen sich diese Kurven durch aequidistante Gerade parallel zum Anfangsradius ersetzen, wie dies auf Fig. 6 getan wurde. Wie sich aus Fig. 5 leicht ersehen lässt, wird dabei praktisch kein Fehler begangen.

Man weise nun wie auf Fig. 4b die Bewegungsfronten des Senkenbereichs entsprechenden Untersektoren des Quellenbereiches zu. Dann werden zugleich umgekehrt die Parallelen gleichen Transportweges, welche auf diese Untersektoren entfallen, den Bewegungsfronten des Senkenbereiches zugeordnet. Technisch bewerkstelligt man ihre Übertragung auf den Senkenbereich durch einfache Rotation in die entsprechende Bewegungsfront des Senkenbereichs. Im Innern ein und derselben Bewegungsfront entstehen so parallele Kurven, deren Verlauf durch die Gestalt der Bewegungsfront bestimmt ist (nichtaffine Zergleitung einer Geraden nach konzentrischen Kreisbögen!). Diese Kurven sind aber zu solchen

anderer Bewegungsfronten nur noch dann parallel, wenn auch die Bewegungsfronten unter sich parallel sind, im allgemeinen also nicht. Im Gebiet der Schollen zwischen den Bewegungsfronten folgen die Kurven konzentrischen Kreisbögen. Eine entsprechende Umzeichnung auf den Senkenbereich liesse sich auch für Kurven gleicher Rotation durchführen.

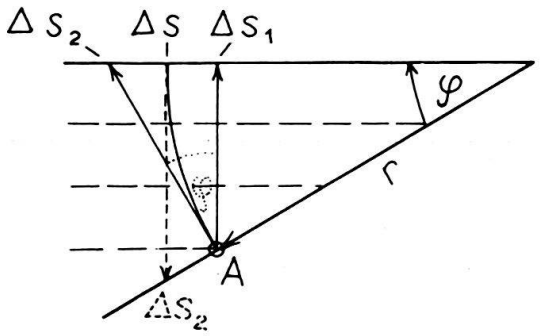


Fig. 5. *Darstellung der Transportbeträge im Rotationsmodell.*

Wenn die Kurven gleichen Transportbetrages im als Kreissektor dargestellten Quellenbezirk als aequidistante Gerade parallel zum Aussenrand gezeichnet werden, entsteht ein geringer Fehler:

Δs = wahrer Transportbetrag $= r \cdot \text{rad}\varphi$

Δs_1 = dargestellter Transportbetrag $= r \cdot \sin\varphi$

gestrichelt: Kurven gleichen Δs_1

Der kumulative Fehler im Punkt A beträgt für $\varphi = 8°$ ($\text{rad}\varphi = 0{,}1396$, $\sin\varphi = 0{,}1392$, $\text{tg}\varphi = 0{,}1405$) $\Delta s - \Delta s_1 = r\,(\text{rad}\varphi - \sin\varphi) = 0{,}0004 \cdot r$, kann also vernachlässigt werden.

Auch Verkürzungsbestimmungen längs Tangenten des Kreisbogens ($\Delta s_2 = r \cdot \text{tg}\varphi$) ergeben vernachlässigbare Fehler (tg 8° — rad 8° = 0,0009).

Die Kurven gleichen Transportweges im Senkenbereich erlauben es, quantitative kinematische Zusammenhänge mit einem Blick zu erfassen, die sich sonst nicht zu erkennen geben, z. B. die Bedeutung von Transversalverschiebungen. Zur Illustration vergleiche man auf Fig. 6 den Nordschenkel der Mont Terrikette südlich Porrentruy (A auf Fig. 6) und den in seiner Fortsetzung liegenden Südschenkel der Vorbourg-Antiklinale nördlich Bassecourt (B auf Fig. 6, vgl. auch Generalkarte 1:200000, Blatt 2). Man stellt fest, dass der letztere um 3 km mehr nach Norden verschoben worden ist, die dazwischenliegende breite Zone von nordoststreichenden Bewegungsfronten enthält also Transversalverschiebungen von total 3 km, wovon 1 km auf die Caquerellezone entfällt, ein zweiter auf die Clairmont-Antiklinale und ein dritter auf das Knie der Mont Terri-Antiklinale bei Courtemautruy (vgl. DIEBOLD 1960, LAUBSCHER 1948, TSCHOPP 1960). Gelegenheit zu weiterer mannigfaltiger Benützung dieser Darstellung wird die Besprechung des Rheintalischen Juras bieten.

5. Unterscheidung von Phasen

Noch ein Wort zur Aufteilung der Gesamtbewegung in eine Folge von Phasen. Nach S. 253 gibt es Kriterien dafür an jenen Punkten, wo sich Bewegungsfronten diskordant schneiden. Von solchen Punkten ausgehend muss man dann versuchen,

die den einzelnen Phasen entsprechenden Bewegungsfronten über den ganzen Jura auszudehnen. Das ist ein recht kniffliges und zeitraubendes Unterfangen. Fürs erste wurde deshalb auf Fig. 6 die Untersuchung auf eine modellmässige Zuweisung der Bewegung zu den einzelnen Fronten beschränkt und nur bei der Beschreibung an einzelnen Punkten auf die Unterscheidbarkeit von Phasen hingewiesen. Die konsequente Durchführung dieser Unterscheidung über ausgedehntere Gebiete hin muss grösseren zukünftigen Arbeiten vorbehalten bleiben. Dagegen wurde ein Versuch unternommen, ausgehend vom Waadtländer Jura in ganz grossen Zügen und ohne Gewähr für Richtigkeit im einzelnen zu zeigen, wie man sich etwa den zeitlichen Ablauf der Faltung und die den einzelnen Phasen zugehörigen Phasenschollen vorzustellen hätte, wenn man zunächst nur die ohne weiteres greifbaren Kriterien verwendete (S. 308, Fig. 40).

Endlich bedarf noch das Wort «Phase» selbst einer erläuternden Bemerkung. In der stratigraphischen Geologie werden Phasen anhand von Diskordanzen unterschieden. Eine solche stratigraphische Diskordanz glaubte man in der «Peneplain der Freiberge» zu erkennen, und deren Wellung wollte man einer stratigraphisch (oder genauer: geomorphologisch) definierten zweiten Faltungsphase zuordnen. Der Schreibende hat aber in einer Arbeit (1962) ausführlich begründet, warum diese «Zweiphasenhypothese» unannehmbar ist, und die im vorliegenden Ausfatz durchgeführte Analyse fördert zum Teil weitere Argumente ans Licht[2]). Um so merkwürdiger mag es darum erscheinen, dass nun sogar einer Mehrphasigkeit der Faltung das Wort gesprochen wird. Aber wie auf S. 238 dargelegt, bedeutet «Phase» nichts anderes als ein auf Grund irgendwelcher Kriterien unterscheidbarer Abschnitt des Bewegungsablaufes, ohne dass dabei Peneplainisierung und diskordante Neuablagerung im Spiele sein müssen. Die hier für die Jurafaltung verwendeten Kriterien sind tektonische, nicht stratigraphische oder gar – sie sind leider allzu unzuverlässig – geomorphologische. Nach unserer Auffassung ist die morphologisch definierte Zweiphasigkeit tot – es lebe die tektonische Mehrphasigkeit!

II. Der Rheintalische Jura

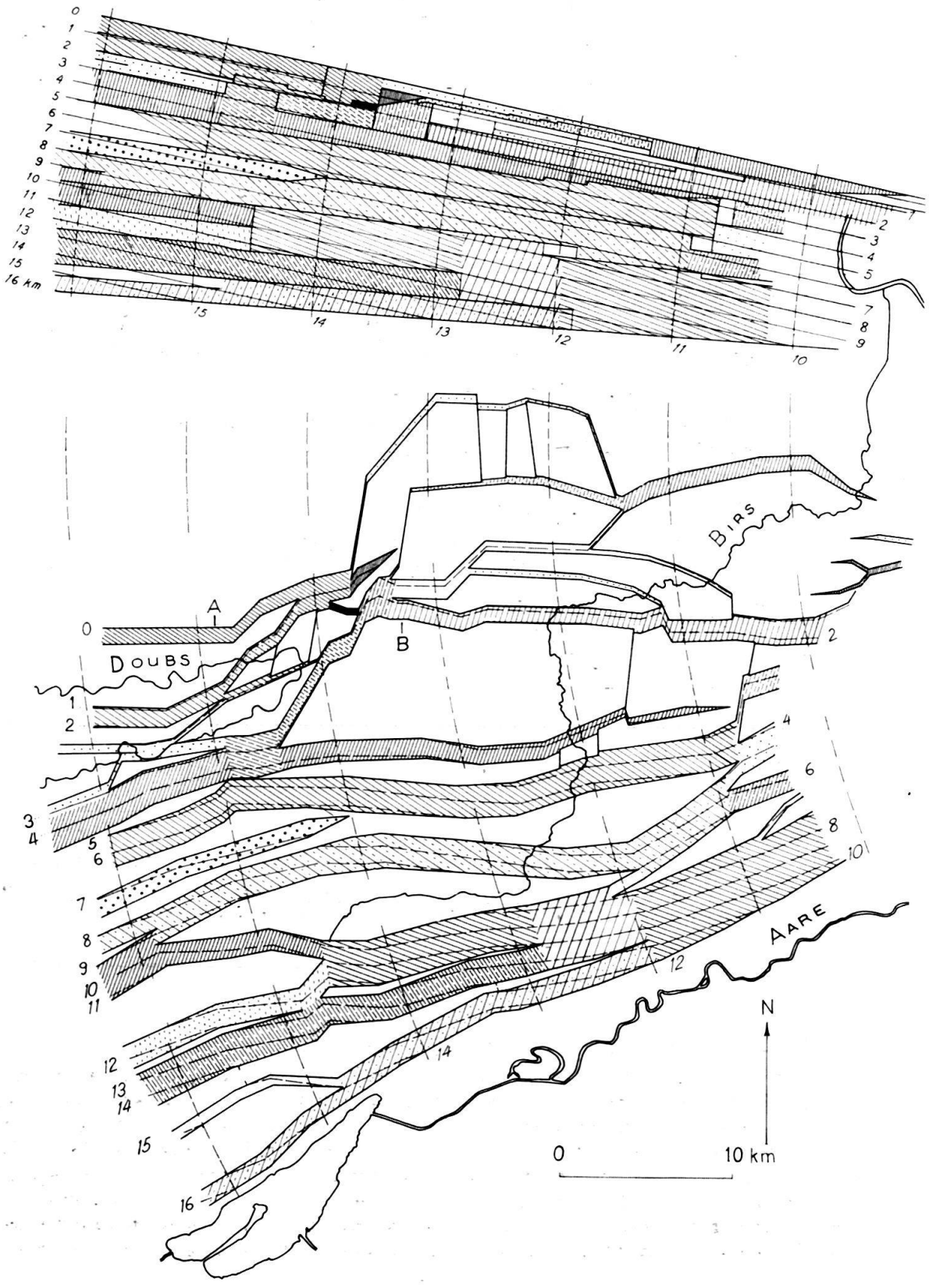
(Vgl. Fig. 1, 6, 7 und LK-Blatt 31 Biel, 1:100000, für Ortsnamen)

Fig. 6 ist die Durchführung des kinematischen Modells Fig. 4, insbesondere 4b, für den Rheintalischen Jura, mit Hilfe der im vorigen Kapitel erläuterten Techniken. Der Quellensektor ist dabei aus Gründen der Darstellung und leichteren Überblickbarkeit nach Norden rotiert, und seine Teilsektoren sind in derselben Reihenfolge angeordnet wie die entsprechenden Bewegungsfronten im Senkenbereich. Die quantitativen Zusammenhänge bleiben natürlich durch diese Manipulationen unberührt.

Die folgende Beschreibung befasst sich kurz mit den bei der Analyse und Konstruktion angetroffenen Problemen, sowie mit den neuen tektonischen Einsichten, die sich allenthalben ergeben. Keine Erwähnung finden die vielen Hilfskonstruk-

[2]) Eben ist eine neue Arbeit H. LINIGERS (1964) zum Phasenproblem erschienen, in der gegen die Ansichten des Schreibenden Stellung genommen wird. Wir glauben aber, dass unsere Argumentation nach wie vor steht.

tionen, die entworfen und z. T. verworfen wurden; höchstens knappe Hinweise sind gegeben auf die zahlreichen Rekognoszierungen im Gelände und die Fülle von Details, die im Modell schon jetzt ihren Platz finden könnten.



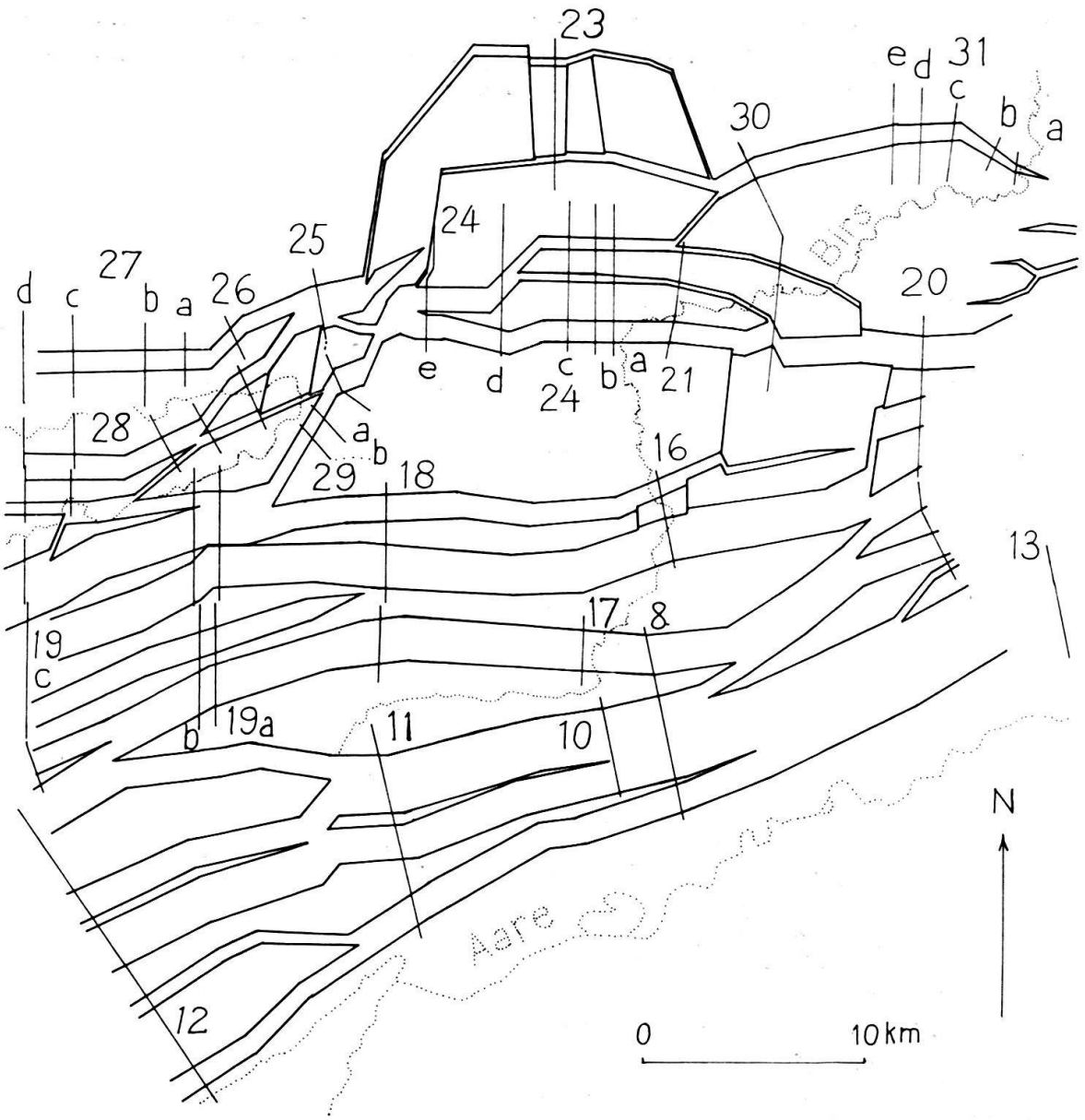


Fig. 7. Lage der für das Modell des Rheintalischen Juras (Fig. 6) verwendeten Profile Fig. 8–31. Zur geographischen Orientierung dienen die punktiert eingezeichneten Flüsse Aare, Doubs und Birs. Vgl. LK 1:100000, Blätter Basel 26 und Biel 31, sowie Fig. 1.

Fig. 6. *Die Kinematik des Rheintalischen Juras nach dem Rotationsmodell I.*

Die durch bestimmte Signaturen gekennzeichneten Segmente von Bewegungsfronten des Senkenbereichs (unten) entsprechen genau den gleich signierten Flächen des Quellenbereiches (oben). Die Kilometerzahlen in beiden Bereichen gehören zu den Kurven gleicher Gesamtbewegung, die im Quellensektor durch dem Nordrand parallele, ausgezogene Geraden näherungsweise wiedergegeben sind. Im Senkenbereich sind die entsprechenden Kurven gestrichelt. Die Bewegungsrichtung (Kreisbögen um das Rotationszentrum) ist für Aequidistanzen von 1 km Rotationsbetrag des Gesamtjuras eingezeichnet. Für die Lage der bei der Konstruktion verwendeten Profile siehe Fig. 7, für die wichtigsten Antiklinalnamen vgl. die entsprechenden Textfiguren. Weitere Erläuterungen im Text.

Ausgangsprofil ist das des Grenchenbergtunnels. Von ihm aus werden die südlichen Faltenstränge zunächst nach Westen, dann nach Osten hin verfolgt. In zweiter Linie werden die mittleren Faltenstränge diskutiert, ausgehend von den Birsklusen von Moutier und Court. In ähnlicher Weise werden endlich die Ketten nördlich des Delsbergerbeckens untersucht.

Die nachfolgenden Ausführungen sind der Diskussion von Lokalgeologie gewidmet. Sie enthalten zahlreiche Ortsnamen und Lokalausdrücke, für deren Verständnis die fortwährende Konsultation von zitierten Karten und Literatur unerlässlich ist. Sie sind vor allem für den Juraspezialisten gedacht.

1. Die südlichen Ketten

a) *Das Profil des Grenchenbergtunnels:* (vgl. Seite 256)

In einer berühmt gewordenen Abhandlung hat BUXTORF (1916) die vielfältigen Überraschungen dargestellt, die der Geologen beim Bau des Grenchenbergtunnels 1912–1915 warteten. Das interessanteste Ergebnis war bekanntlich die Entdeckung einer intensiv verfalteten Überschiebung im Kern und in der Nordflanke der Antiklinale (Fig. 8). Für den Grenchenberg ergibt das BUXTORFsche Profil eine nur leicht diskordante Verkürzung, die durch geringfügige Umzeichnung in der Tiefe konkordant gemacht werden kann (3,9 km). Die Verbiegung der Überschiebung erlaubt es, diese Verkürzung zwei verschiedenen Phasen zuzuordnen. An der Überschiebung selbst lassen sich Bewegungen von der Grösse von 600–800 m feststellen.

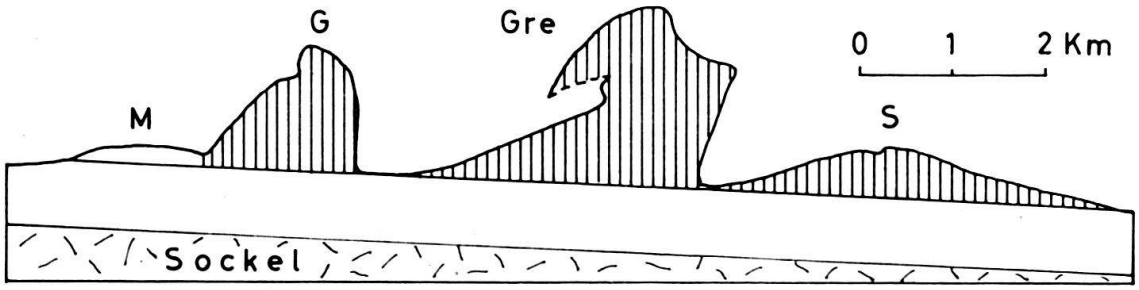


Fig. 8. *Die Verkürzungen im Profil des Grenchenbergtunnels* (nach A. Buxtorf 1916)
M = Ostende der Moron-Antiklinale, G = Graitery-Antiklinale, Gre = Grenchenberg-Antiklinale, S = Ostende der Seekette. Schraffiert: unter der Obergrenze des Doggers ausgepresste Massen.

	Δs (volum.) = Δsv	Δs (kurv.) = Δsk	Δs (konkord.)
Grenchenberg	4,1	3,6	3,9
Graitery	1,8	1,8	1,8

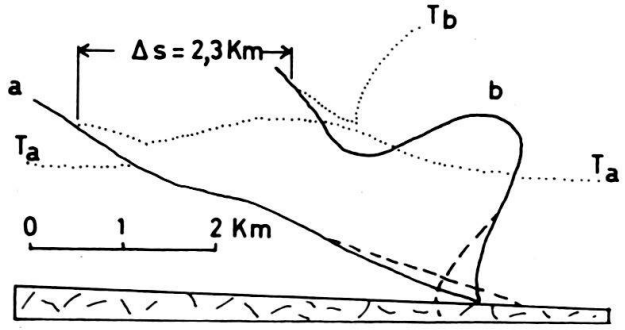


Fig. 9. *Die Verfaltung der Grenchenbergüberschiebung* (nach BUXTORF 1916, Tafel III)
ausgezogen: Überschiebung (a = vor, b = nach Verfaltung); punktiert: Tertiärbasis (T_a = vor, T_b = nach Verfaltung der Überschiebung); gestrichelt: modifizierter Verlauf der Überschiebung, um ihre Zusammenstauchung auf das geforderte Mass zu vergrössern.

Der Rekonstruktionsversuch (vgl. BUXTORF 1916 Tafel 3), ergibt also eine erste Phase, die durch eine Überschiebung ohne nennenswerte Faltung gekennzeichnet war, mit einem Bewegungsbetrag von 600–800 m. Zeichnet man (vgl. Fig. 9) die verfaltete Überschiebung auf die gleiche Figur wie die unverfaltete und zwar so, dass ihr Südende, wo sie in die basale Abscherbahn übergeht, beidesmal an den gleichen Punkt zu liegen kommt, so zeigt sich, dass nach den BUXTORFschen Profilen in der zweiten Phase eine Zusammenstauchung der Überschiebung um 2,3 km stattgefunden hat. Durch Summierung der beiden Phasen würde sich also als Gesamtverkürzung eine solche von 3 km ergeben. Die Diskrepanz von 900 m, die gegenüber der Ausmessung der Gesamtantiklinale sich einstellt, lässt sich in der auf Figur 9 angegebenen Weise leicht beheben, indem man die ursprüngliche, unverbogene Überschiebung etwas flacher nach Süden einfallen, 450 m weiter im Süden in die basale Abscherbahn übergehen und sie bei der Verfaltung viel stärker überkippen lässt. Man gewinnt so das Resultat, dass nach einer ersten, durch Überschiebung gekennzeichneten Phase von 600 m eine zweite, durch Faltung geprägte von 3,1–3,3 km stattgefunden hat. Allerdings setzen alle diese Konstruktionen voraus, dass die Überschiebung schon bei geringer Verfaltung inaktiviert wurde.

Eine weitere Merkwürdigkeit, die Diskordanz der den Phasen zugeordneten Bewegungsfronten, kommt auf den Profilen nicht zum Ausdruck. Es scheint nämlich, dass die Überschiebung des Grenchenbergs im Chaluet schief nach Nordosten zu die Mulde von Court überquert, dass sie also diskordant zur Auffaltung verläuft. Ähnliches lässt sich bekanntlich in den Klusen von Mümliswil und Oensingen für die dort aufgeschlossenen verbogenen Überschiebungen feststellen (vgl. LAUBSCHER 1961a).

Die diskordant verlaufende Bewegungsfront des Chaluet scheint also gegen Osten zu die Weissensteinkette abzubauen und zugleich die Graiterykette zu verstärken. Interessanterweise ergab sich bei der Konstruktion von Fig. 6, dass ohne eine solche Verstärkung der Graiterykette gegen Osten kaum auszukommen ist (siehe unten).

Während die Innenstruktur der Grenchenbergkette durch den Tunnel in beispielhafter Weise klargelegt wurde, erhielt man für die südlich anschliessende Seekette nur Einblick in den Bau des tertiären Daches. Die von BUXTORF (1916, Tafel 4) vorgenommene Ergänzung bis zum Abscherungshorizont zeigt das Gesamtbild einer sehr mässig deformierten Tafel, deren Kern gestopft ist durch ungewöhnliche disharmonische Anhäufungen von Trias. Die volumetrische Messung ergibt eine Verkürzung von 1,5 km, die kurvimetrische dagegen eine solche von nur wenigen hundert Metern. Will man ohne anomale Stopfung auskommen, so ist diese Diskrepanz leicht auszugleichen, indem man den Nordschenkel intensiv deformiert, sich überlegen oder in eine Überschiebung ausarten lässt, was angesichts der tektonischen Zerscherung der nördlich anschliessenden Mulde durchaus angenommen werden darf. Nach dieser Konstruktion wird die Zusammenstauchung von der Grössenordnung von etwas über 1 km. Auf Fig. 6 wurden 1,2 km angenommen, ein Betrag, der sich in gute Übereinstimmung bringen lässt mit der Grösse der Seekette in der Taubenlochschlucht (Interpolationsprinzip I!).

Die Annahme einer solchen Verkürzung von 1,2 km für die Seekette im Profil des Grenchenbergtunnels erhöht die Gesamtverkürzung des Juras in diesem Abschnitt auf 12,5 km. Damit ergibt sich eine Rotation um 8° statt um 7° (vgl. LAUBSCHER 1961). Dieser Betrag ist dem Modell von Figur 6 zugrunde gelegt.

b) *Die Entwicklung der südlichen Ketten gegen Westen.*

Das Schicksal der Grenchenbergüberschiebung gegen Osten und Westen hat den Geologen seit jeher Kopfzerbrechen verursacht, denn ihre Fortsetzung lässt sich an der Oberfläche nirgends fassen. SCHLAICH und VOGEL (1934) nehmen an, dass sie in der Malm-Nordflanke des Montoz verschwindet, doch ist auf S. 258 ff. ausführlich dargelegt worden, dass in diesem Fall neue Überschiebungen oder Überkippungen auftreten müssen, welche eine Konkordanz der Verkürzungsmessungen gewährleisten. Der Montoz ist eine scheinbar einfach gebaute grosse Antiklinale, aber ihre Grösse ist nicht zu vereinbaren mit der relativ geringen Mächtigkeit des die Abscherdecke aufbauenden Schichtkomplexes, wenn ihr Kern nicht durch komplizierte Innentektonik gestopft ist. Eine analoge Überlegung lässt sich übrigens für den Grenchenberg anstellen: durch die frühe Überschiebung wurde hier die Abscherdecke verdickt, so dass bei der nachfolgenden Zusammenstauchung dieser verdickten Serie eine übermässig grosse Antiklinale entstand.

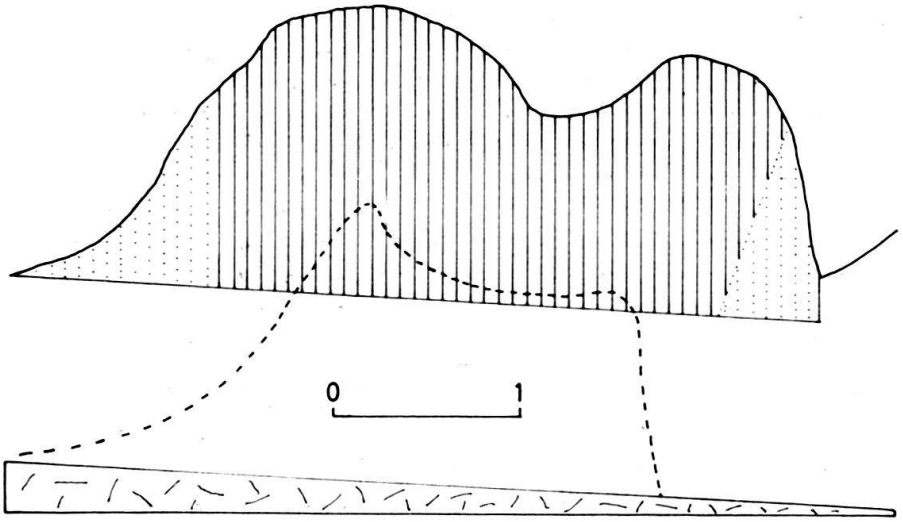


Fig. 10. *Verkürzungen im Grenchenberg–Stierenberg* (*Montoz*) (VOGEL, 1934, Profil 17)
Schraffiert und punktiert: ausgepresste Massen unter der Obergrenze des Argovien, bei einer Neigung der Abscherfläche von 3°. Δsv = 4,5 km, Δsk = 1,7 km. Davon punktiert: Massen, die eliminiert werden müssen um eine konkordante Verkürzung von ca. 4 km zu erreichen. Gestrichelt: ungefähre Höhe des unausgestopften Kernes über dem Sockel bei normaler Sedimentmächtigkeit.

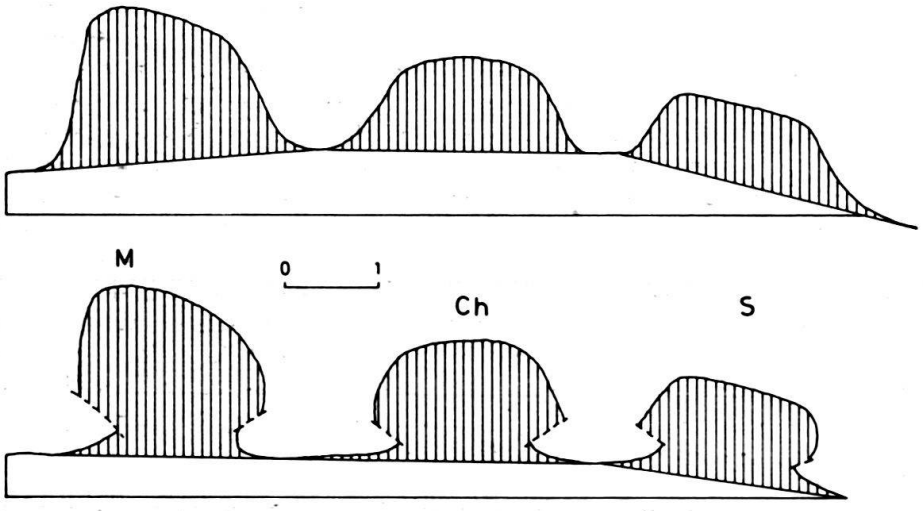


Fig. 11. *Verkürzungen in der Montoz-* (M), *der Chasseral-* (Ch) *und der Seekette* (S) *im Gebiet der Taubenlochschlucht* nach SCHÜRER 1928, Profil 3)

a) Auspressungen unter der Obergrenze des Séquanien (z = 1,1 km), Auspressbasis sind die Verbindungsgeraden der Muldensohlen.

	Δsv	Δsk
M	2,65	2,0
Ch	1,6	0,95
S	1,5	0,75

b) Modifikation der tieferen Profilteile zur Erzielung von Konkordanz

	Δs (konk.)
M	2,65
Ch	1,85
S	1,5

Die ebene Profilbasis ist bei — 500 m

Das nächstfolgende Messprofil wurde in die Nähe der Taubenlochschlucht gelegt, weil hier der Bau der Ketten wieder einigermassen klar zutage kommt. Figur 11 entspricht Profil 3 von SCHÜRER (1928), welches sich trotz gewissen Mängeln für eine ungefähre Bestimmung der Zusammenstauchungen eignen dürfte. Wie die Figur zeigt, stimmen die volumetrischen Messungen mit den nach Fig. 6 zu fordernden Beträgen gut überein, nicht dagegen die kurvimetrischen, die ausnahmslos viel zu geringe Beträge ergeben.

Hier ist die Diskrepanz am leichtesten durch eine Modifikation der Synklinalgebiete und der ihnen zunächst liegenden Antiklinalflanken zu beheben. Durch blosses Stopfen der Antiklinalen mit Hilfe von Überschiebungen würde zwar die kurvimetrische Verkürzung vergrössert, aber zugleich auch die volumetrische verringert, während diese doch ungefähr beizubehalten ist. Um dies zu erreichen, muss man in erster Linie die Synklinalen, die ausserordentlich schlecht aufgeschlossen sind, weiter in die Tiefe stechen lassen und erst darauf irgendwie die Antiklinalkerne stopfen, wie dies auf Figur 11b dargestellt ist. Auf dieser Figur wurde die Stopfung nur sehr schematisch angedeutet, mehr um das Prinzip zu erläutern. Der Schreibende ist nicht der Meinung, dass sie in der angegebenen Weise auch verwirklicht sei.

Dass die Synklinalen ganz allgemein viel tiefer dringen müssen, als man gemeinhin annimmt, zeigt sich immer wieder, vor allem auch weiter im Westen, im Gebiet des Chasseral (siehe unten).

Zwischen der Taubenlochschlucht und dem Gebiet des Chasseral stellt sich eine Anzahl interessanter und im Detail nur schwer zu erfassender Komplikationen ein, auf die jedoch unser Modell ein besonderes Licht wirft. An der Pierre Pertuis ändert bekanntlich die Montozkette ihren Bauplan, sie weist dort eine axiale Depression auf und sendet ausserdem einige nach Westen abtauchende Zweigketten aus, deren südliche gegen die Chasseralkette zustrebt und einen Riegel zwischen die Synklinale von St. Imier und jene von La Heutte schiebt. Die Inspektion der Profiltafel von EPPLE (1947) erweist, dass die Sonnenbergkette westlich der Pierre Pertuis bei weitem nicht jene Herauspressung erfahren hat wie die Montozkette östlich davon. Die Ausmessung bei ZIEGLER (1960), Profil 4, ergibt eine diskordante Verkürzung von $\Delta sv = 1{,}2$ km bzw. $\Delta sk = 800$ m der Sonnenbergkette. Vermutlich ist, wie weiter unten dargelegt wird, die Synklinale von Tramelan im Norden der Antiklinale etwas tiefer zu legen, womit sich dann eine konkordante Zusammenstauchung um rund 1,2 km abschätzen lässt, wie sie in das Modell Fig. 6 eingefügt worden ist. Dann aber müssten bei Sonceboz von den 2,6 km Verkürzung der Montozkette 1,4 km nach Südwesten in die Chasseralkette abgezweigt worden sein und zwar mit Hilfe der gegen Südwesten abtauchenden Zweigantiklinalen. Wie diese Übertragung der Bewegungsgrösse im Detail vor sich gegangen ist, bleibt noch abzuklären; jedenfalls muss ein kompliziertes Netz von Bewegungsfugen mit im Spiele gewesen sein. Eine gewisse Diffusion der Bewegungsfronten ist offensichtlich; doch ist die Bewegungsübertragung konzentriert auf den Raum von Sonceboz, und für die übersichtliche Wiedergabe im Modell wurde deshalb eine einheitliche Bewegungsfront von 1,4 km Bewegungsgrösse eingezeichnet, die den südlichen Ast der Montozantiklinale in die Chasseralkette überführt (vgl. S. 249).

Zum Studium dieser Kette – eines eigentlichen Antiklinoriums – wurden verschiedene Profile von EPPLE (1947), JENNY (1924) und RYNIKER (1923) konsultiert und gemessen. Ein gutes Sammelprofil durch die südlichen Ketten zwischen dem Tal von St. Imier und dem Bielersee, das sich auf die beiden letztgenannten Autoren stützt, findet sich in SUTER (1936); auf ihm basiert Figur 12. Auch der Chasseral ist, nach diesen Profilen, in einem Masse ausgequetscht worden, das in keinem Verhältnis steht zur recht geringen kurvimetrischen Verkürzung. Und wiederum, wie beim Montoz, ist die volumetrisch gemessene Verkürzung viel zu gross, die kurvimetrische viel zu klein im Vergleich mit der nach dem Modell Fig. 6 zu fordernden. Man folgert deshalb (Interpolationsprinzipien I und II!), nach Überprüfung von Karte und Profilen, dass das Antiklinorium des Chasseral durch tief einstechende Synklinalen in einzelne, voneinander weitgehend unabhängige Strukturen gegliedert sein muss. Im besonderen dürfte die Synklinale von Mét. des Plânes, welche den Hoch-Chasseral von den nördlich vorgelagerten Falten trennt, rund 1,5 km weiter gegen Süden bis zu einer Fläche reichen, die die Sohle der Mulde des Bielersees mit jener der Mulde von St. Imier verbindet (vgl. Figur 12b), d.h. die Struktur des Hoch-Chasseral dürfte mittels einer grossen Überschiebung auf den vorgelagerten Falten reiten. Durch diese Modifikation hauptsächlich, sowie durch eine Anzahl

geringerer Überschiebungen am Nordfuss des Chasserel-Antiklinoriums und in der Gegend des Spitzbergs und der Seekette, lassen sich Kurvimetrie und Volumetrie in Übereinstimmung bringen und gleichzeitig die Forderungen des Modells Fig. 6 erfüllen, so dass beiden Interpolationsprinzipien Genüge getan wird.

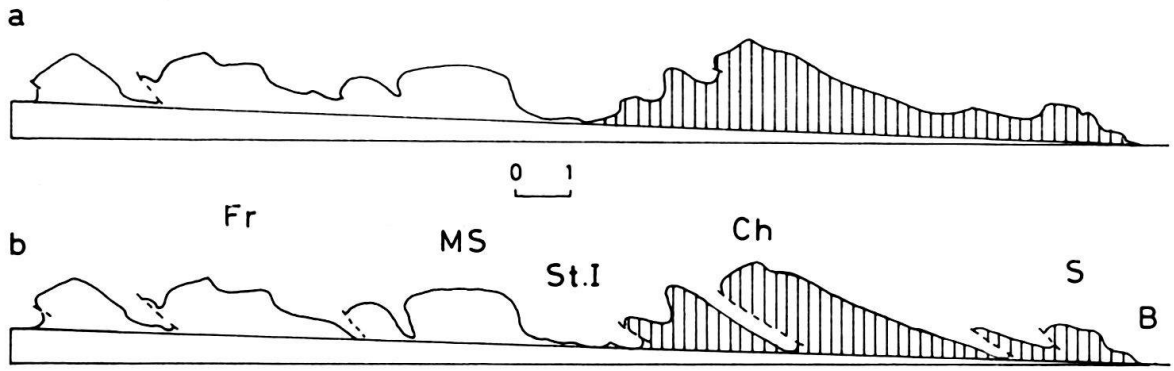


Fig. 12. *Verkürzungen in der Chasseral- (Ch) und der Seekette (S)* (nach SUTER 1936)
Schraffiert: Auspressungen unter der Obergrenze des Séquanien. Fr = Gebiet der Freiberge, MS = Mt. Soleil, St. I = Mulde von St. Imier, B = Bielersee.
a) ursprüngliches Profil

$$\Delta sv = 6{,}4 \text{ km}, \qquad \Delta sk = 2{,}5 \text{ km}$$

b) modifiziertes Profil

$$\Delta sv \sim \Delta sk = 5{,}4 \text{ km}$$

Das nördlich an die Mulde von St. Imier anschliessende Gebiet des Mont Soleil und der Freiberge ist nicht in das Modell eingepasst, doch ist auf Profil b) angedeutet, dass jedenfalls die Mulden tiefer einstechen müssen.

$$\Delta s \text{ (konk.) des Mont Soleil} \sim 1{,}3 \text{ km}$$

Profilbasis = Meeresniveau.

Was die Komplikationen an der Nordflanke des Spitzbergs und der Seekette betrifft, so ist lediglich festzustellen, dass solche offenbar vorhanden sind in einem Masse, das über die in Figur 12a dargestellten Verhältnisse weit hinausgeht, vgl. Profil und Karte von RYNIKER (1923). Sicher ist, dass die zwischen dem Spitzberg und der Seekette gelegene Synklinale von Orvin viel tiefer greift und von beiden Seiten, zum mindesten aber von Süden her, überfahren wird.

Die geforderte, einschneidende Gliederung des Chasseral-Antiklinoriums gewinnt noch an Wahrscheinlichkeit, wenn man die südlichen Ketten über das dargestellte Gebiet hinaus weiter nach Westen verfolgt. Hier nämlich findet die Kette des Hoch-Chasseral ihre Fortsetzung im Chaumont, mit Hilfe einer diskordant SSW streichenden Bewegungsfront, welche das Val de Ruz im Osten abriegelt. Mit dem diskordanten Streichen müssen bedeutende Transversalverschiebungen verbunden sein. Dieser Querriegel ist im wesentlichen nichts anderes als das diskordante Segment der Bewegungsfront, die auf Figur 12b als Überschiebung den Hoch-Chasseral im Norden begrenzt. Die nördlich vorgelagerten Ketten streichen weiter gegen Westen in das Gebiet des Mont d'Amin und der Vue des Alpes und bilden den mehr oder weniger konkordanten Riegel zwischen dem Tal von St. Imier und dem Val de Ruz.

c) *Die Weissensteinkette im Osten des Grenchenbergtunnels*

Der im Chasseralgebiet ausgefächerte südliche Faltenstrang vereinigt sich im Osten des Grenchenbergtunnels zu einer einzigen Kette, der Weissensteinkette. Östlich Welschenrohr scheint sie, wie beim Chaluet, erneut eine schiefe Überschiebung abzuspalten, die sich als Brandberg südlich an die Graiterykette lagert (vgl. STAEHELIN 1925), Östlich davon fällt der Nordschenkel der Weissensteinkette als mässig geneigte Platte unter die Mulde von Balsthal (s. WIEDENMAYER 1923, Profil 14 und Figur 6). Eine dem Grenchenberg entsprechende

grosse, nach Norden gerichtete Überschiebung ist hier kaum denkbar. Dafür stellt sich im Südschenkel die grosse Südüberschiebung von Günsberg ein. Figur 13b zeigt, wie tief das Liegende nach Norden in den Antiklinalkern hineinreichen muss für eine konkordante Verkürzung. Diese misst 2,3 km, was ausgezeichnet in das Modell Fig. 6 passt.

Damit ist die Grenze des auf Fig. 6 dargestellten Gebietes bereits überschritten. Man möge sich aber anhand der Generalkarte 1:200000 Basel–Bern und der Figuren 14 und 15 ein Bild davon machen, welche weitere Entwicklung die Weissensteinkette durchläuft bis zu ihrem Ostende bei Hägendorf. Figur 14 zeigt ein Profil auf der Höhe der Klus von Oensingen nach

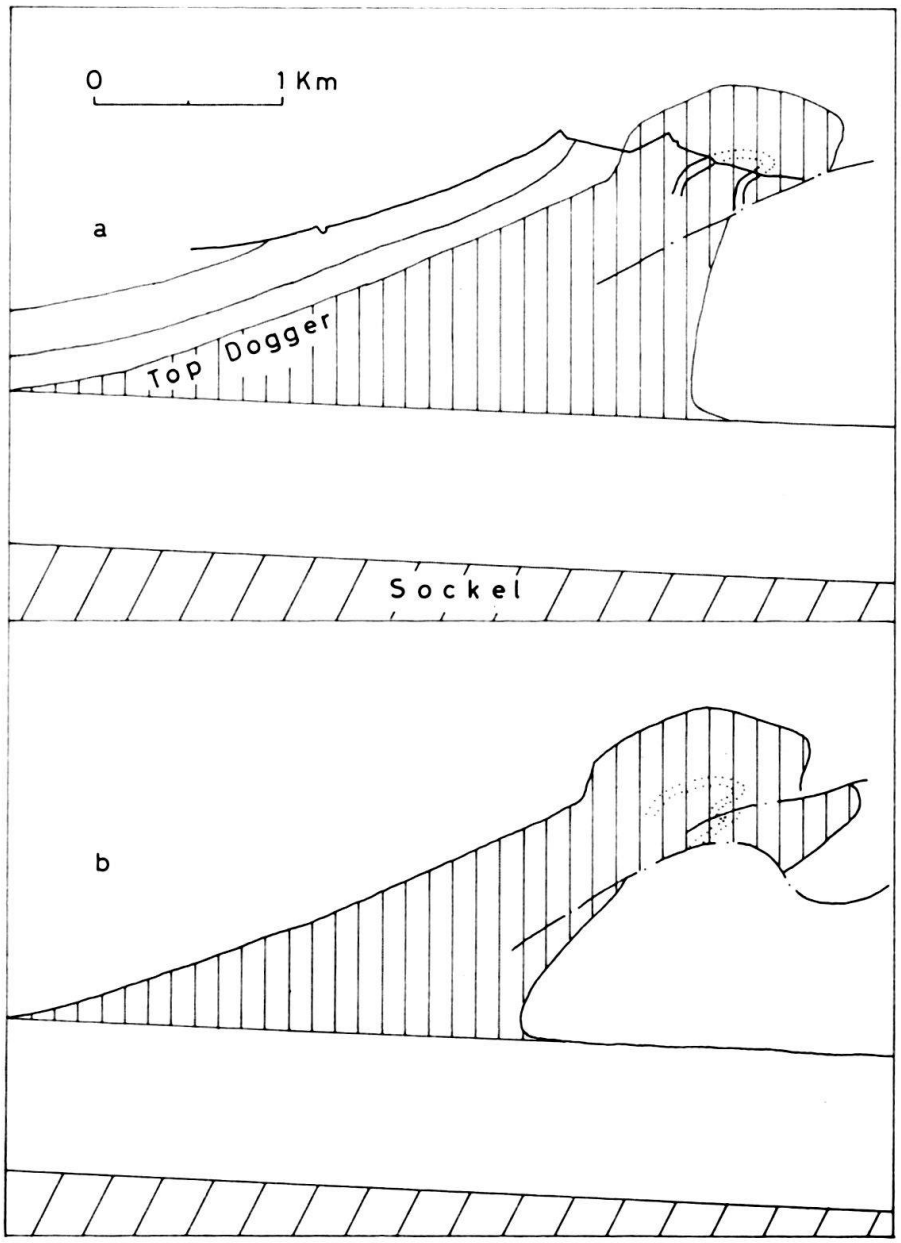


Fig. 13. *Verkürzungen in der Weissensteinkette* (nach WIEDENMAYER 1923, Profil 14)
Schraffiert: Auspressungen unter der Obergrenze des Doggers.
a) Versuch mit mässiger Unterschiebung von Süden:

$$\Delta sv = 3{,}75, \qquad \Delta sk = 2{,}6 \text{ km}$$

b) verbesserter Versuch mit kräftiger Unterschiebung von Süden:

$$\Delta sv \sim \Delta sk = 3{,}2 \text{ km}$$

WIEDENMAYER 1923. Hier liegt wiederum eine verfaltete nordgerichtete, schief diskordante Überschiebung vor, die wie im Grenchenberg den Kern der übergrossen Antiklinale stopfen hilft. Kurvimetrie und Volumetrie ergeben eine übereinstimmende Verkürzung von 2,7 km, einen Betrag, der sich mit einer Extrapolation der Fig. 6 nach Osten zu verträgt. Östlich der Klus streicht die Überschiebung ganz in den Nordschenkel der Weissenstein-Antiklinale und vermutlich bei Holderbank, analog dem Chaluet, in die Synklinale hinein (vgl. ELBER, Diss. Basel 1962). Zwischen Bärenwil und Hägendorf wird die Weissensteinkette durch weitere Querstörungen und schiefe Überschiebungen abgebaut, dazu bestimmt auch durch diffuse Bewegungen, so dass sie bei Hägendorf ganz verschwindet. Dafür nimmt östlich Langenbruck die Farisbergkette grössere Ausmasse an; sie wird vor allem höher aufgepresst und entwickelt komplizierte Kernstrukturen. Bei Hauenstein biegt die Farisbergkette mit dem ihr einverleibten Teil der Weissensteinkette scharf nach NNE ab (Froburg-Segment) und verschwindet auf der Höhe der Froburg. An ihre Stelle tritt von hier gegen Osten die Dottenbergüberschie-

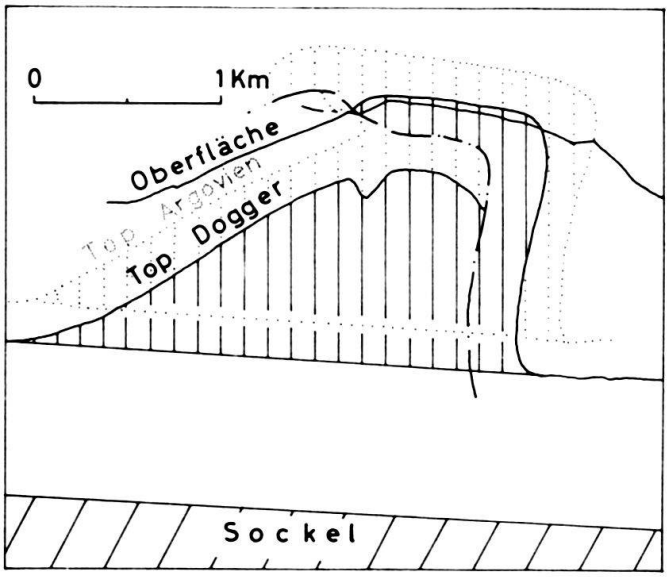


Fig. 14. *Verkürzungen in der Weissensteinkette: Klus von Balsthal-Oensingen* (nach WIEDENMAYER 1923, Profil 3)

Auspressungen unter der Obergrenze des Doggers (schraffiert) bzw. des Argovien (punktiert). In beiden Fällen

$$\Delta sv \sim \Delta sk = 2{,}7 \text{ km}$$

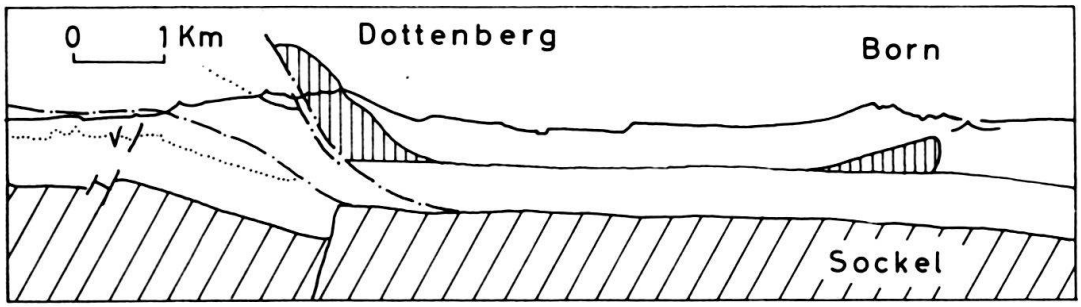


Fig. 15. *Verkürzungen in der Dottenberg- und der Bornkette* (nach A. BUXTORF 1916, Profil des Hauensteinbasistunnels, Tiefenstruktur des Born-Südschenkels etwas modifiziert).

Schraffiert: Auspressungen unter der Basis des Hauptrogensteins. Strichpunktiert: Überschiebungsflächen. Punktiert: Basis des Hauptrogensteins im Vorland.

$$\Delta sv \sim \Delta sk = 0{,}55 \text{ km (Born)}; \ 1{,}5 \text{ km (Dottenberg)}.$$

bung, die vor allem durch das Profil des Hauensteinbasistunnels bekannt geworden ist: im wesentlichen eine steil nach Norden aufgebäumte Platte, an deren Basis noch Muschelkalk aufgeschlossen ist (siehe Figur 15). Der Dottenberg scheint auf den ersten Blick aus der Muschelkalkschuppenzone hervorzugehen, doch beweist sein grosser Überschiebungs- und Auspressungsbetrag, dass ein solcher Zusammenhang kinematisch nicht stimmen kann, dass sie vielmehr den Hauptteil ihrer Bewegungsgrösse von der Farisberg-Weissensteinkette erhalten haben musste, und zwar durch das diskordante Froburg-Segment. Dieses wäre also in gewissem Masse zu vergleichen der Grenchenberg-Chaluet-Überschiebung, der Brandbergüberschiebung, sowie der Überschiebung der Oensinger Klus: durch alle diese diskordanten Fronten wird Bewegung von den südlichsten Ketten auf weiter nördlich gelegene abgezweigt, wobei aber die ENE-Faltung jüngeren Phasen zu entsprechen scheint. Mit dem Verschwinden der Weissensteinkette tritt auch im Süden eine neue Falte in Erscheinung, die des Born bei Olten. Zu ihrer Erklärung gibt es zweierlei Möglichkeiten: es könnte ein Teil der Bewegungsgrösse der Weissensteinkette längs einer diskordanten Bewegungsfront auch nach Südosten zurückspringen und so den Born erzeugen; oder aber, es könnten sich Stauchungen im nördlichen Teil des Molassebeckens, die auf Fig. 6 nicht berücksichtigt worden sind, in diesem Gebiet zusammenschliessen und so die oberflächlich sichtbare Aufwölbung des Born erzeugen. Die Ausmessungen auf Figur 15, auf welcher der Born-Südschenkel gegenüber der Vorlage (BUXTORF 1916) etwas modifiziert worden ist, um Konkordanz der Verkürzung zu erzeugen, ergaben eine Gesamtverkürzung von 2,1. km. Das würde auf der Höhe des Grenchenbergtunnels einer Verkürzung von 4,2 km entsprechen, also ungefähr die Weissensteinkette und einen geringen Teil der Seekette umfassen. Nach dieser rohen Abschätzung wäre also zu vermuten, dass sowohl der Born als auch der Dottenberg die östliche Fortsetzung des südlichen Faltenstranges übernehmen. Weiter findet man, dass die Farisbergkette, die scheinbar in der Fortsetzung des Graitery liegt, ihre ganze Bewegungsgrösse aus der Weissensteinkette durch sukzessive Abspaltung diskordanter Bewegungsfronten erhalten hat, wie sie sich im Chaluet, im Brandberg und in der Gegend von Holderbank besonders schön zu erkennen geben.

2. *Das zentrale Faltenbündel*

a) *Das Profil der Birsklusen und des nördlichen Teils des Grenchenbergtunnels* (Fig. 8, 16).

In diesem Abschnitt besteht der zentrale Faltenstrang aus der Graitery-, der Raimeux- und der Velleratkette. Die Graiterykette wurde noch vom Grenchenbergtunnel durchfahren, der dabei festgestellte Sachverhalt ist auf Figur 8 ersichtlich. Die Verkürzung ist konkordant und beträgt 1,8 km. Allerdings ist dem Graitery nördlich vorgelagert noch eine kleine Wellung eingezeichnet, das Ende der nach E abtauchenden Moronkette, die bei dieser Messung nicht berücksichtigt ist, deren volumetrische Messung etwa 0,3 km Verkürzung ergibt, ohne nennenswerte Zusammenstauchung der Schichten. Diese vorgelagerte Wellung wäre also in irgendeiner Weise zu modifizieren, und dabei würde sich ein Verkürzungsbetrag von höchstens 100 m ergeben, der hier vernachlässigt sei. Die Ausmessung von Raimeux- und Velleratantiklinale in der Klus von Moutier–Courrendlin wurde vorgenommen anhand von ELBER 1923, Profil 19.

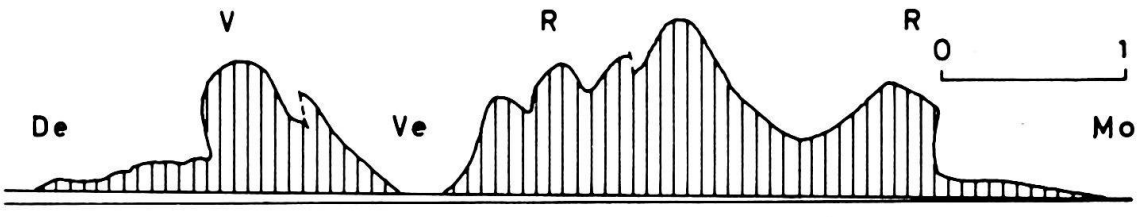


Fig. 16. *Verkürzungen in der Vellerat-* (V) *und Raimeuxkette* (R) *in der Nähe der Birsklusen* (nach ELBER 1920, Profil 19)

Auspressungen unter der Obergrenze des Doggers. De = Becken von Delémont, Ve = Synklinale von Vermes–Undervelier, Mo = Synklinale von Moutier.

Δsv = 880 m (V), 2,4 km (R)
Δsk = 940 m (V), 1,8 km (R)

Für die Velleratkette wird die Verkürzung konkordant und rund 900 m, bei der Raimeuxkette misst man 1,8 km (kurvimetrisch) und 2,4 km (volumetrisch). Die hier äusserst kompliziert gebaute Raimeuxkette ist also offenbar in ihrer vollen Gestalt noch nicht ganz erkannt. Eine Modifikation, die die beiden Messungen konkordieren würde, sollte eine Verkürzung von guten 2 km ergeben. Für Fig. 6 wurden exakt 2 km angenommen, was vielleicht etwas zu tief gegriffen ist, aber doch innerhalb der Genauigkeitsansprüche des Modells bleibt.

b) *Die Entwicklung des zentralen Bündels gegen Westen*

Die Graiterykette taucht gegen Westen axial ab und wird westlich der Klus von Court durch die Moronkette abgelöst. Zwischen die beiden Ketten fügt sich die schief NE verlaufende diskordante Synklinalzone von Champoz. In diesem Gebiet der Antiklinalablösung stellen sich eigentümliche kinematische Probleme ein. Zu ihrer Illustration mag Figur 17 nach SCHLAICH und VOGEL (1934, Profil 15) dienen. Hier ist die volumetrische Auspressung ungefähr gleich der im Tunnelprofil gemessenen, die kurvimetrische Verkürzung dagegen nur etwas mehr als $^1/_3$ der zu erwartenden! Die geometrischen Gründe für diese Diskrepanzen sind offensichtlich.

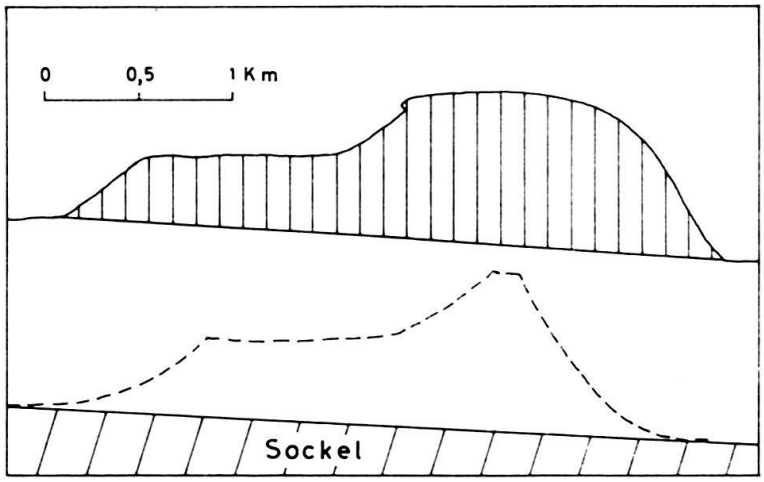
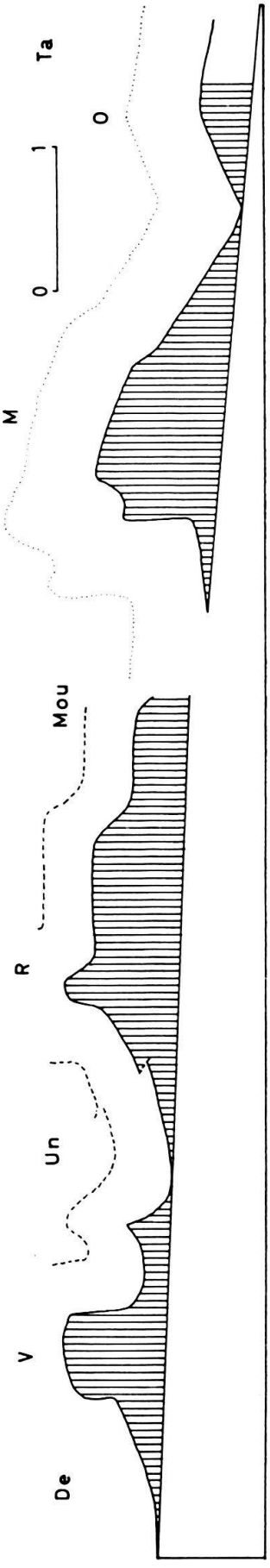


Fig. 17. *Verkürzungen im Gebiet der Ablösung Graitery-Moron-Antiklinale* (nach SCHLAICH 1934, Profil 15)

Auspressungen unter der Obergrenze des Argovien (schraffiert): $\Delta sv = 1{,}9$ km, $\Delta sk = 0{,}7$ km; gestrichelt: ungefähre Grösse des unausgestopften Kerns.

Statt der einen, hochgepressten Graitery-Antiklinale liegen nun 2 niedrige, abtauchende Antiklinalnasen nebeneinander. Die Summe der beiden Auspressungen ist dieselbe wie die Auspressung der Graitery-Antiklinale, aber um die kurvimetrische Verkürzung auf das gleiche Mass zu bringen, müsste man die beiden Nasen durch eine tiefe Synklinale trennen. Die Aufschlüsse in der Synklinale von Champoz liegen in eintönigem Malm, und es ist wohl möglich, dass ihr wahrer Tiefgang nicht erkannt worden ist. Falls sie jedoch so wenig ausgeprägt sein sollte, wie auf Figur 17 angegeben ist, so müsste der leere Antiklinalkern entweder durch eine Überschiebung nach Norden oder eine solche nach Süden ausgestopft werden; dadurch würde zugleich auch eine konkordante Verkürzung von 1,8 km erreicht, wie sie nach dem Modell zu fordern ist. Jedenfalls liegt es auf der Hand, dass die Deutung von Figur 17 nicht stimmen kann, aber welche der verschiedenen Stopfungsmöglichkeiten des Kerns verwirklicht ist, lässt sich nur durch neue Felduntersuchungen oder künstliche Aufschlüsse entscheiden.

Die Moron-Antiklinale artet schon wenige Kilometer weiter westlich bei Bellelay am Rand der Freiberge wieder aus. Doch ist auch das Schicksal der andern Ketten am Rand der Freiberge etwas mysteriös, und es soll daher die damit verknüpfte Problematik in einem besonderen Abschnitt besprochen werden (siehe S. 278).



Im Gebiet der Klus von Moutier besteht eine enge Wechselbeziehung zwischen der so kompliziert gebauten Raimeux-Antiklinale und der ihr vorgelagerten Vellerat-Antiklinale. Die trennende Synklinale von Rebeuvelier–Undervelier ist eng zusammengepresst, und die Vellerat-Antiklinale taucht in auffälliger Weise axial gegen ENE ab. Der damit verbundene Verlust an Bewegungsgrösse dürfte hauptsächlich der Raimeuxkette zugute kommen, was auf dem Modell durch zwei diskordante, diskrete Bewegungsfronten beidseits der Birs schematisch dargestellt ist. Anscheinend wird in Wirklichkeit aber auch hier die Bewegungsgrösse längs eines mehr oder weniger diffusen Netzes kleiner Fronten übertragen. Weiter im Westen, gegen Soulce und Undervelier zu, öffnet sich die trennende Synklinale wieder, und es ist anzunehmen, dass sie durch keine nennenswerten Bewegungsfronten, auch keine diffusen, gequert werde. Hier verläuft daher im Quellensektor der Fig. 6 dieTrennungslinie zwischen den beiden Bewegungsfronten radial.

Einen weiteren ausgezeichneten Einblick in den Bau der Antiklinale gewähren die Gorges du Pichoux bei Undervelier. Nach BIRKHÄUSER 1926 (vgl. auch Figur 18) misst man dort für die Velleratkette eine konkordante Verkürzung von 1,1 km, was ausgezeichnet in das Modell passt, für die Raimeuxkette jedoch eine diskordante Verkürzung $\Delta sv = 2{,}3$ km bzw. $\Delta sk = 0{,}9$ km. Für diese Messung muss allerdings zuerst die Muldensohle der Mulde von Petit Val

Fig. 18. *Verkürzungen in der Vellerat-* (V), *der Raimeux-* (R), *der Moron-* (M) *und der Orange-Antiklinale* (O) nach BIRKHÄUSER 1925, Profil 13, und ROTHPLETZ 1933, Profil 3).

Auspressungen unter der Basis des Hauptrogensteins. Gestrichelt: Basis des Obersequans. Punktiert: Basis des Kimmeridgien. De = Becken von Delémont, Un = Synklinale von Vermes-Undervelier, Mou = Synklinale von Moutier, Ta = Becken von Court-Tavannes. Die Auspressbasis unter der Raimeuxkette wurde durch Extrapolation von Norden her festgelegt. Auf Birkhäusers Profil ist der Tiefgang der Mulde von Moutier nicht zu erkennen. Die Auspressbasis in Profil 3 von ROTHPLETZ, welches ungefähr in der Fortsetzung liegt, ist überdurchschnittlich steil und bedarf vermutlich im Becken von Tavannes einer Korrektur. Die Auspressungen im Orangegewölbe wurden deshalb nur teilweise angedeutet, nicht vollständig eingezeichnet.

$\Delta sk = 1{,}1$ km (V), 0,9 km (R)

$\Delta sv = 1{,}1$ km (V), 2,3 km (R), 1,9 km (M)

(Sornetan) um fast 300 m tiefer gelegt werden als das Südende von BIRKHÄUSERS Profil angibt. Dass sie auf diesem viel zu hoch liegt, schliesst man aus einem Vergleich mit den Mulden von Undervelier und Tavannes. Die Diskordanz ist bedingt durch den auf Fig. 18 erkennbaren südlichen Anbau an die Raimeuxkette, der wohl grosse Auspressungen, scheinbar aber keine namhafte kurvimetrische Verkürzung einbringt. Der Kern der Raimeuxkette muss also hier irgendwie gestopft werden. Dies lässt sich auf Grund der Feldbeobachtungen zum Teil leicht vornehmen, ja, die Mulde von Undervelier ist eines der vielen Beispiele dafür, wie stark die Tendenz von uns Jurageologen ist, offensichtliche Störungen zu bagatellisieren. Man vergleiche dazu Profile 13 und 14 von BIRKHÄUSER, wo das Delémontien des Muldenkernes gedoppelt ist und auch das Kimmeridge von S her auf die Mulde aufgeschoben scheint. Die Doppelungen im Tertiär lässt man jedoch nicht ins Mesozoikum hineinreichen, und die Überschiebung des Kimmeridgien bleibt auf Profil 13 beschränkt! Die in den Profilen enthaltenen Daten deuten demgegenüber eher an, dass eine Art Chaluetüberschiebungszone vorliegt und dass man, wie bei dieser, wohl gut daran tut, mindestens *eine* verfaltete Störung in den Kern der Raimeuxkette hineinzuzeichnen und mit ihrer Hilfe seine Ausstopfung zu versuchen. Ausserdem muss aber auch noch der Südschenkel mit Komplikationen versehen sein, die mit der scheinbaren Hochlage der angrenzenden Mulde zusammenhängen. Schon 2 km weiter westlich taucht ja die Pâturatteskette aus dem Tertiär der Mulde auf, sie ist bestimmt im Südschenkel, vermutlich aber auch im Nordschenkel gestört (vgl. S. 279), und diese Störungen streichen gegen das Südende von BIRKHÄUSERS Profil 13 hin. Es lässt sich so an beiden Schenkeln eine zusätzliche kurvimetrische Verkürzung von 1–1,5 km einbauen bei nur mässiger Verringerung der Auspressung. Die konkordante Verkürzung liegt damit bei etwas über 2 km, was mit den nach dem Modell zu fordernden 2 km gut übereinstimmt.

Das in der Fortsetzung des Pichoux gelegene Profil durch die Moronkette entspricht ungefähr dem Profil Nr. 3 von ROTHPLETZ 1933. Hier ist die volumetrisch bestimmte Verkürzung etwas über 1,9 km, die kurvimetrische nur 1 km. Die nach dem Modell zu fordernde Verkürzung wäre gar etwas über 2 km, da ja schon im Graiterytunnel 1,8 km gemessen werden und sich dieser Betrag wegen der Rotation gegen Westen zu vergrössern muss. Wahrscheinlich ist aber auch noch das kleine Orangegewölbe innerhalb der Synklinale von Tavannes zur westlichen Fortsetzung des Graitery zu rechnen; Moron- und Orange-Antiklinale zusammen ergeben sogar eine etwas zu grosse volumetrische Herauspressung; sie ist zu reduzieren durch Versteilung oder Überkippung der Schenkel in der Tiefe, evtl. auch durch Überschiebungen. Jedenfalls bestehen keine prinzipiellen Schwierigkeiten für eine konkordante, dem Modell entsprechende Verkürzung.

Damit ist man aus dem eigentlichen Bereich des durch die grossen Tertiärmulden gekennzeichneten Rheintalischen Juras herausgerückt und an den Rand der Freiberge gelangt, die ihre besonderen Probleme stellen.

c) *Die Freiberge*

Ein Profil durch die Freiberge westlich des Kreises, bei dem die Gesamtverkürzung 15 km erreicht (Fig. 6) liesse nach dem Modell, d.h. nach der Projektion der ausgemessenen Falten des Rheintalischen Juras gegen Westen, zwischen dem Doubs und dem Tal von St. Imier eine Verkürzung von 8,2 km erwarten (6,9 km ohne Sonnenbergkette). Wie stellen sich zu dieser Forderung die veröffentlichten Profile ? Wenn man sie akzeptiert und den Verlauf des Sockels durch die tiefsten Muldenlagen fixiert, so erhält man 1. einen Sockelsprung von mehreren hundert Metern am Nordrand der Freiberge gegen das Doubstal zu (vgl. LAUBSCHER 1961, 1962) und 2. auf diesem Hochblock eine Serie relativ harmloser Falten von geringer Amplitude mit einer Gesamtverkürzung, bis zur Synklinale von Tramelan, von mageren 2 km (kurvimetrisch) bzw. 4 km (volumetrisch), statt der geforderten 6,9 km. Die riesigen Fehlbeträge sind nur unterzubringen, wenn man die Sockeloberfläche und damit die Auspressbasis tiefer legt, bis sie von der Mulde von Ocourt zu jener von Tramelan oder zum Tal von St. Imier geradlinig durchzieht, wenn man also auf den scheinbaren Sockelsprung verzichtet. Dann müssen natürlich die Mulden, eng gepresst, bis auf diese Auspressbasis hinabgezogen und überdies entsprechende kurvimetrische Verkürzungen, wohl in Form von Überschiebungen, eingebaut werden. Dass solche Komplikationen zu erwarten sind, ist dort zu erkennen, wo die Freiberge durch tiefe Erosionseinschnitte angenagt sind, wie im Doubstal von Goumois,

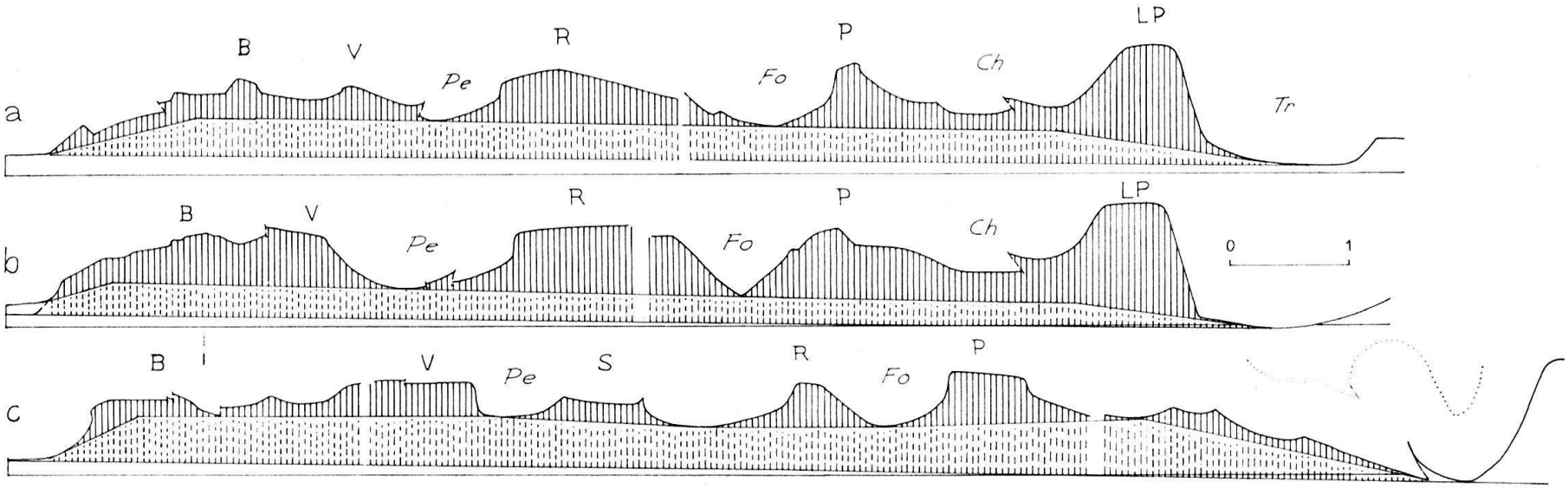


Fig. 19. *Verkürzungen in den Freibergen*

a) nach GLAUSER 1936, Profil 1 und FORKERT 1933, Profil 1;

b) nach GLAUSER 1936, Profil 4 und FORKERT 1933, Profil 2;

c) nach GLAUSER 1936, Profil 19 und FORKERT 1933, Profil 12 und ZIEGLER 1956, Profil 9.

Antiklinalen: B = St. Brais, V = Vellerat, S = Saignelégier, R = Raimeux, P = Pâturattes, LP = Les Places (-Moron).

Synklinalen: Pe = Pré Petitjean–Undervelier, Fo = Fornet–Moutier, Ch = La Chaux, Tr = Tramelan. Auspressungen unter der Basis des Hauptrogensteins. Schraffiert: Auspressbasis auf Grund der Muldensohlen in den Freibergen, laut veröffentlichten Profilen; gestrichelt schraffiert: zusätzliche Auspressungen, wenn die Auspressbasis die Muldensohlen von Tariche und Tramelan geradlinig verbindet. Die gestrichelt schraffierte Fläche zeigt die Grösse des Sockelhochs unter den Freibergen an, wenn die Profile nicht modifiziert werden. Verkürzungen für die höhere Auspressbasis

Δsk: a) = 2,0 km Δsv: a) = 4,4 km

Verkürzungen für die tiefere Auspressbasis

Δsv: b) = 7,7 km c) = 8,9 km

Diese Beträge sind etwas zu gross, sie werden aber auf das richtige Mass reduziert, wenn die Muldensohlen auf die tiefere Auspressbasis hinuntergezogen werden. Dabei lässt sich gleichzeitig eine konkordante Kurvimetrie konstruieren.

im Kessel von Soubey, in der Combe Tabeillon. Hier findet man, dass die Mulden viel komplizierter gebaut sind als üblicherweise auf den Freibergenprofilen gezeichnet wird, dass sie vor allem auch viel tiefer hinabgreifen. Offenbar verlockt die flache Topographie der Rumpffläche mit ihren durch ausgedehnte Lehmdecken noch verschlechterten Aufschlussverhältnissen dazu, die Tektonik zu verharmlosen. Übrigens gibt es auch auf den Freibergen selbst Anzeichen für grössere Komplikationen, so ist (siehe GLAUSER 1936) in der Nähe der Station Lajoux eine zwischen die Vellerat- und die Raimeux-Antiklinale eingeklemmte Tertiär-Synklinale aufgeschlossen, die nach neuen Kartierungen des Schreibenden äusserst kompliziert gebaut ist, mit Chaluet-artigen, verbogenen Überschiebungen von beiden Seiten. Die eigentliche Mulde ist oft ganz von den Überschiebungsmassen zugedeckt.

Zweifellos muss die Tektonik der Freiberge einer drastischen Revision unterzogen werden! Der Schreibende ist zurzeit von der Geologischen Kommission mit der Bearbeitung des Landeskartenblattes Bellelay beauftragt, wo alle diese Probleme sich im besonderen Masse aufdrängen. Ein Motiv für die vorliegende Arbeit, siehe Einleitung, war darum nicht zuletzt der Wunsch, sich Klarheit zu verschaffen über die tektonischen Probleme der Freiberge und der Änderungen, die im Randgebiet zwischen diesen und dem Rheintalischen Jura auftreten. Eine weitere Abklärung muss den Ergebnissen der im Gange befindlichen Feldarbeiten vorbehalten bleiben, vor allem auch von Kartierungen, die zurzeit im benachbarten Blatt Saignelégier vorgenommen werden, wo durch das Doubs-Canyon zwischen Goumois und Biaufond besonders günstige Voraussetzungen gegeben sind für die Erfassung der Tiefentektonik am Westrand der Freiberge (vgl. S. 279).

Für den Augenblick lässt sich im einzelnen etwa folgendes aussagen: die Moronkette taucht gegen den Rand der Freiberge bei Bellelay zu ab. Die damit verbundene Verminderung der Auspressung wird wettgemacht durch das Auftauchen einer neuen Antiklinale bei Châtelat im Norden der Moronkette, der Pâturatteskette. Diese scheint sowohl an ihrer Nordflanke bei Fornet Dessous wie auf ihrer Südflanke west-südwestlich Châtelat gestört, wohl überschoben zu sein. Die Tertiärmulde im Norden der Pâturattes-Kette bei Fornet Dessous ist ausserordentlich eng zusammengestaucht, man möchte annehmen, dass auch hier ein Bewegungsaustausch stattfindet. Offenbar erhält diese Kette ihre Bewegungsgrösse durch Abzweigung von Süden (Moron) wie von Norden (Raimeux); die genaueren Umstände lassen sich aber noch nicht angeben. Auf Fig. 6 wurde sehr schematisch eine diffuse Abzweigung angenommen.

Auf S. 276 wurde die Vermutung ausgesprochen, auch das kleine Orangegewölbe in der Mulde von Tavannes sei als Abzweigung von der Bewegungsfront des Moron aufzufassen. Diese Vermutung wird bekräftigt durch die Entwicklung des Orangegewölbes gegen Westen. Es verstärkt sich zunächst zusehends, komplementär zum Abtauchen der Moronkette, und wird weiter westlich wieder abgebaut, komplementär zum Auftauchen der Les-Places-Kette. Mit dieser Wiedervereinigung zusammenhängende Störungen (diskordante Zweigfronten kleineren Ausmasses) lassen sich zwischen Le Fuet und Tramelan verschiedentlich beobachten. Die noch recht hypothetische und schematische Zuweisung der Bewegungsgrössen wurde auf Grund versuchsweiser Modifikationen der Profile Figur 19 vorgenommen. Schwierige Detailprobleme, wie das des Wiederauftauchens der Moronkette nordwestlich Le Fuet als Les-Places-Kette, wurden vorderhand beiseite gestellt; sie bilden zurzeit eines der besonderen Objekte für Felduntersuchungen. Über die Entwicklung von Les-Places- und Sonnenberg-Kette gegen Westen gibt vor allem die Struktur-Kurvenkarte zur geologischen Karte des Blattes Courtelary von ZIEGLER (1956) Aufschluss. Sie lässt auf den ersten Blick erkennen, dass die Sonnenbergkette auf der Höhe des Mont Crosin eine enorme Verbreiterung und damit eine Vergrösserung der volumetrischen Herauspressung erfährt. Diese Entwicklung stellt sich da ein, wo die nördlich vorgelagerte Mulde 1. eine axiale Kulmination aufweist und 2. sich gegen Westen verzweigt, um die Antiklinale von Chaux d'Abel entstehen zu lassen. Augenscheinlich wird also hier die Les-Places-Moron-Kette zugunsten der Sonnenberg- und der Chaux-d'Abel-Kette abgebaut.

Eine weitere Komplikation, die schon heute diskutiert werden kann, betrifft die Nord- und Nordost-Begrenzung der Freiberge. Die diskordante Bewegungsfront der Caquerelle-Antiklinale (siehe unten) mit einem Verkürzungsbetrag von 1,1 km vereinigt sich bei St-Brais mit der Velleratkette (1,3 km Verkürzung). Die beiden Antiklinalen sind zwar noch durch

die Malmmulde von Les Sairains getrennt, doch ist diese nach GLAUSER (1936) sehr seicht und reicht zu einer wirklichen Trennung nicht mehr aus. Allerdings vertieft sich die Synklinale sowohl gegen Osten (Combe Tabeillon) wie gegen Westen (Erosionskessel von Les Moulins) und man könnte vermuten, dass sie bei Les Sairains wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse (Rumpffläche mit Lehmbedeckung) nicht richtig eingeschätzt worden ist, doch haben Begehungen des fraglichen Gebietes die Darstellung GLAUSERS bestätigt.

Es ist hier besonders auf folgende Punkte zu achten:

1. In der Combe Tabeillon östlich St. Brais ist die Vellerat-Antiklinale mit deutlicher Überschiebung auf die St. Brais- und die Caquerelle-Antiklinale aufgepresst.
2. Diese Überschiebung verliert sich erst dort, wo die Landstrasse südlich St. Brais an einem Querbruch die Mulde von Les Sairains quert. Die weitere Interpretation der Tektonik wird kritisch davon abhängen, inwiefern die neuen Felduntersuchungen es erlauben werden, die Rolle dieses Querbruches abzuklären.

Für Fig. 6 wurde also die Version akzeptiert, dass bei St. Brais die St.-Brais- und die Vellerat-Antiklinale zu einem Antiklinorium verschmelzen, das dann eine Verkürzung von insgesamt 2,4 km aufweisen müsste. Diese Verkürzung ist volumetrisch ohne weiteres zu erzielen, hingegen stösst die kurvimetrische Ausgestaltung des Profils auf einige Schwierigkeiten. Die Verhältnisse im Doubstal scheinen eine grosse Überschiebung nach Norden nicht zu erlauben. Man müsste also eine grosse Unterschiebung unter die Vellerat-Antiklinale von Süden her annehmen. Nach den Untersuchungen des Schreibenden im Gebiet südlich Saulcy ist eine solche wirklich vorhanden, und zwar sicher durchgehend von Combe Monin 1,5 km ESE Saulcy bis Station Lajoux, wahrscheinlich aber weiter nach Osten und vor allem nach Westen reichend (vgl. S. 277).

Wesentlich für dieses Gebiet ist jedenfalls, dass das St. Brais-Antiklinorium, wie es von GLAUSER (1936) Profil 4, dargestellt wird, niemals die augenfälligen grossen Zusammenstauchungen der Caquerellekette und der Velleratkette in sich aufnehmen könnte. Irgendwo müssen tiefgreifende Mulden und enorme Komplikationen vorhanden sein. Damit aber ergibt sich für diesen begrenzten Abschnitt, was oben schon für die gesamten Freiberge gefordert wurde: die Abscherbasis muss auf ein viel tieferes Niveau gelegt werden. Der Sockelsprung am Nordrand der Freiberge fällt dahin. Dann müssen aber auch die auf den veröffentlichten Profilen basierenden Argumente des Schreibenden (vgl. «Zweiphasenhypothese») für eine primäre Hochlage der Rumpffläche der Freiberge etwas modifiziert werden, nämlich so: Es stimmt immer noch, dass die von breiten Mulden getrennten Ketten des Rheintalischen Juras gegen die Freiberge zu konvergieren und sich zu einem engen Faltenbündel scharen (siehe Fig. 6). Das bedeutet, wie oben angetönt, dass die Synklinalen eng gepresst werden und oftmals auf beiden Seiten von Überschiebungen überfahren werden. Von dieser Feststellung aus argumentiert man weiter, dass hier die Muldenregionen nicht wie im Rheintalischen Jura die Rolle von topographischen Tiefzonen spielen können, und daraus folgert man schliesslich die morphologische Besonderheit der Freiberge.

Die übrigen Komplikationen am Nordrand der Freiberge, besonders die Interferenzen mit der Clos du Doubskette im Gebiet von Soubey, werden unten im Zusammenhang mit den nördlichen Falten besprochen.

Von höchstem Interesse ist sodann – ausserhalb des Gebietes von Fig. 6 – das Westende der eigentlichen Freiberge westlich Saignelégier, beidseits des Doubstales, zwischen Goumois und Biaufond. Hier stellt man fest, wie von einer NNE streichenden Zone, von Transversalverschiebungen, die gegen Süden mit dem bekannten Querbruch von La Ferrière zusammenhängt, die hochgepressten Antiklinalen der Freiberge eine nach der andern abzweigen. Von diesem Gebiet ausgehend, sollte man auch eine Chance haben, die zeitliche Folge der Bewegungsfronten festzulegen. Leider existieren noch keine genügenden Unterlagen, doch hat der Schreibende durch wiederholte Begehungen die Tektonik an einigen Punkten im Detail abklären können.

d) *Das zentrale Faltenbündel im Osten der Birsklusen*

Die Falten des zentralen Bündels streichen mit meist nur geringen Veränderungen bis an den Ostrand des Delsberger Beckens, bzw. seine südliche Fortsetzung.

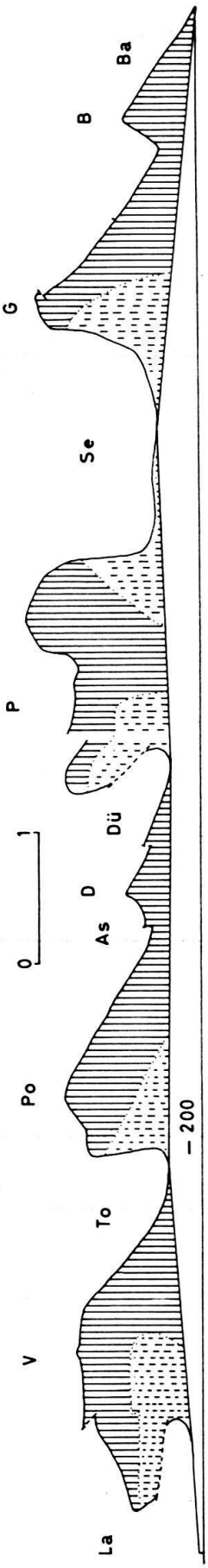


Fig. 20. *Verkürzungen am Ostrand des Beckens von Delémont* (nach WAIBEL 1924, Profil 17, und STAEHELIN 1924, Profil 9)
Antiklinalen: V = Vorbourg, Po = Portenfluh, D = Dürrenberg, P = Passwang, G = Graitery, B = Brandberg
Synklinalen: La = Becken von Laufen, As = Combes des As, Dü = Dürrenberg, Se = Seehof, Ba = Balsthal. Auspressungen unter der Basis des Hauptrogensteins. Gestrichelt schraffiert: durch Modifikation der Profile (Überschiebungen) zu eliminierende Auspressungen. Die Hochlage der Auspressbasis ist z.T. sicher bedingt durch präexistente Sockelstrukturen, z. B. die Mont Terri-Linie südlich des Laufenbeckens, sowie rheintalische Brüche und Flexuren in der Fortsetzung der Rheintalgrabenflexur, doch reichen vielleicht auch auf diesem Profil die Synklinalen z.T. noch tiefer.
$\Delta sk = 1{,}5$ (V), 1,0 (Po), 1,95 (P), 1,3 (G), $\Delta sv = 2{,}05$ (V), 1,8 (Po), 2,35 (P), 2,05 (G)
zusammen $\Delta sk = 5{,}75$, $\Delta sv = 8{,}25$

Östlich der Birsklus von Courrendlin setzt die Velleratkette ihren axialen Abstieg nach ENE fort; dabei zweigt nun anscheinend bei Vicques auch nach Norden eine Bewegungsfront ab, welche über die Querfalte von Vicques einen geringen Betrag (auf Tafel I sind 100 m angenommen) in die Vorburg-Antiklinale ableitet. Die Querfalte von Vicques ist zwar eine schon im Alttertiär angelegte Struktur, doch möchte man nach den Darstellungen LINIGERS (1925) glauben, sie sei damals weniger eine Falte als eine gegen Westen geneigte Flexur gewesen. Die Quererhebung, wie sie heute in Erscheinung tritt, ist anscheinend erst während der Jurafaltung ausgebildet worden, woraus man auf die Betätigung einer queren Bewegungsfront schliessen kann. Etwa auf der Höhe von Vermes verschärft die Vellerat-Antiklinale – hier als Tiergarten-A. bezeichnet – ihr Axialgefälle nach Osten. Gleichzeitig beginnt sich im Süden der Mulde von Vermes, offenbar als Kompensation, die Antiklinale von Tête aux Courbois mit axialem Anstieg nach Osten an den Nordfuss der Raimeuxkette anzulagern. Irgendwelche diskrete Bewegungsfronten, die diesen Austausch von Bewegungsgrösse quer durch die Mulde von Vermes vollziehen würden, lassen sich nicht feststellen. Dieser Sachverhalt ist auf Fig. 6 durch komplementäres Ausspitzen der beiden Bewegungsstreifen dargestellt, es wurde also auch hier eine Diffusion der Bewegungsfronten angenommen.

Auf der Höhe des Durchbruchtals von Envelier beginnt sich die Raimeux-Antiklinale in ein Bündel kleinerer Strukturen aufzuspalten, deren kinematisches Schicksal im einzelnen noch nicht mit Bestimmtheit zu erkennen ist. Um festzustellen, wie hier die Kinematik *im ganzen genommen* verläuft, untersucht man am besten ein Profil durch die im Osten des Delsberger Beckens und seiner südlichen Fortsetzung gelegenen Ketten (Figur 20).

Es wäre zwischen dem Laufenbecken und der Mulde von Welschenrohr eine Verkürzung von guten 6 km zu erwarten. Die volumetrische Ausmessung ergibt, wie üblich, eine zu grosse Verkürzung von 8,25 km; die kurvimetrische Verkürzung von 5,75 km fällt etwas zu klein aus, doch ist hier die Diskrepanz von nur rund 5% nicht zu krass. Soll das Profil in das Modell eingepasst werden, dann ist es also so zu modifizieren, dass hauptsächlich volumetrische Auspressung

eliminiert wird. Das lässt sich leicht bewerkstelligen durch die Einführung grösserer Überschiebungen. Dass diese hier eine viel wichtigere Rolle spielen müssen, als nach den veröffentlichten Profilen zu erkennen ist, liegt auf der Hand; denn etwas weiter im Osten, im Gebiet der Hohen Winde, ist nach Atlasblatt Laufen sowohl der Kern der Passwang-Antiklinale wie die nördlich anschliessende Mulde in mehrfache, verfaltete Überschiebungen zerlegt. In etwas anderer Weise, aber ebenfalls sehr kompliziert gestaltet ist der Antiklinalzug Portenfluh–Trogberg. Sollten sich diese Komplikationen gegen Westen zu bei Annäherung an den Ostrand des Delsberger Beckens verharmlosen ? Verlangt dieser präexistente Rahmen nicht eher eine Intensivierung der Komplikationen ? Bei mehreren Begehungen konnte sich der Schreibende von der Richtigkeit dieser Vermutung überzeugen. Jedenfalls hält es nicht schwer, auf Grund der auf Atlasblatt Laufen dargestellten Verhältnisse die Tiefenstruktur der Antiklinalen so zu intensivieren, dass eine konkordante, dem Modell entsprechende Verkürzung zustande kommt. Auf Grund dieser Modifikation wurden den Antiklinalen folgende Verkürzungen zugeteilt: Vorburg 1,6 km, Trogberg-Greierli 1,4 km, Passwang 1,7 km, Graitery–Brandberg 1,5 km. Dabei scheint es, dass sowohl Dürrenberg wie Brandberg weitgehend disharmonische Malmstrukturen darstellen, deren äquivalente Doggerverkürzung irgendwo in den Komplikationen der Antiklinalkerne zu suchen wäre.

Diese Bewegungsgrössen sind nun jenen der Falten des zentralen Bündels weiter westlich zuzuordnen, wobei der Spielraum für die Art dieser Zuordnung sich als sehr beschränkt erweist. Die Lösung ergibt sich fast gezwungenermassen so, wie sie auf Fig. 6 dargestellt ist:

1. Die Trogberg-Greierli-Antiklinale taucht östlich des Delsberger Beckens etwas nördlich von dem Punkt auf, wo die Tiergarten-Antiklinale untergetaucht ist. Die Trogberg-Greierli-Antiklinale muss daher fast ihre gesamte Bewegungsgrösse von der südlich gelegenen Raimeux-Antiklinale und der kleinen Antiklinale von Tête aux Courbois erhalten, und zwar über ein bedeutendes System diskordanter Bewegungsfronten. Dieses aber entspricht einem System grosser Transversalverschiebungen mit vorbrandendem Ostflügel. Deutliche Evidenz dafür liefert u.a. die stark gestörte, NS streichende Antiklinale des Chaumont östlich Mervelier. Nach Fig. 6 ist hier der maximale Transversalverschiebungsbetrag etwa 1,3 km. Diese sehr komplizierte Zone ist noch nicht in zufriedenstellender Weise untersucht, besonders auch ihr Übergang nach Süden in die Austauschzone östlich Envelier. Der Hauptteil der Transversalverschiebungen scheint im Norden mit der nach Norden gerichteten Überschiebung der Chaumont-Antiklinale südöstlich Montsevelier (Blatt Laufen) sein Ende zu finden, doch zeigt die Aufstülpung des Ostrandes des Delsberger Beckens östlich Montsevelier, die von Brüchen begleitet ist, dass auch hier noch gewisse Transversalverschiebungen stattgefunden haben müssen. Sie sind auf Fig. 6 schematisch durch eine diskordante Bewegungsfront von 100 m Grösse dargestellt, die im Norden in die Vorbourg-Antiklinale mündet.

2. Die Passwang-Antiklinale wird anscheinend von zwei verschiedenen Quellen gespiesen: vom Südteil der Raimeuxkette und von der Graiterykette, die zwischen Corcelles und Seehof nach Nordosten ausbiegt, sich der Raimeuxkette nähert und bedeutend an Breite einbüsst. Trotz dem diskordanten Streichen und mehreren Störungen in der Klus von Gänsbrunnen lässt sich aber auch hier keine diskrete Bewegungsfront quer durch die östliche Fortsetzung der Mulde von Moutier feststellen. Die Art und Weise des Austausches von Bewegungsgrösse ist also auch hier noch problematisch.

3. Was die Einfügung einer Überschiebung im Nordschenkel der Graitery-Antiklinale betrifft, so ist daran zu erinnern, dass solche Überschiebungen sowohl in der Klus von Crémines wie auch im oberen Guldental festgestellt worden sind.

Zusammenfassend ergibt sich also auf Fig. 6 für die Kinematik am Ostrand des Delsberger Beckens folgendes: die je südlich gelegenen Ketten splittern einen Teil ihrer Bewegungsgrösse ab, um ihn den nördlich folgenden Ketten zugutekommen zu lassen. So spendet die Weissensteinkette der Graiterykette über Chaluet und Brandberg, die Graiterykette der Passwangkette über Seehof, die Raimeuxkette der Trogbergkette über den Chaumont. Allerdings scheinen sich diese Verzweigungen der Bewegungsfronten zum Teil in verschiedenen Phasen

abgespielt zu haben, wie die verbogenen schiefen Überschiebungen des Chaluet und vermutlich des Brandbergs, sowie verbogene Überschiebungen im Bereich der Passwang-Antiklinale zeigen. Im Osten des Delsberger Beckens werden zudem die Falten ganz neu organisiert, indem die Bewegungsgrössen der westlichen Falten in diskordante, z.T. diskrete Bewegungsfronten, z.T. auch diffuse Netze aufgesplittert und zu neuen Einheiten zusammengefasst werden.

Hier hätte man also weitere wichtige Anhaltspunkte für die Aufteilung der Bewegung in eine zeitliche Folge von Bewegungsfronten, die man dann mit anderorts festgestellten Folgen (etwa am Westrand der Freiberge und im Gebiet der Caquerelle) kombinieren könnte.

3. *Das Faltenbündel nördlich des Delsberger Beckens*

a) *In der Fortsetzung des Birsklusenprofils*

In der nördlichen Fortsetzung des Birsklusenprofils treten fünf Antiklinalen auf: die Vorbourg- die Movelier-, die Bueberg-, die Glaserberg- (= Blochmont-) und die Bürgerwald-Kette. Ausser der Vorbourgkette haben alle nur eine mässige EW-Erstreckung; gegen Westen verschmelzen sie in den Gebirgsknoten der Caquerelle und des Mont Terri, gegen Osten, gegen das Laufenbecken zu, vereinigen sie sich zu zwei grossen Einheiten, der Blauen-Antiklinale im Norden und der Vorbourg-Antiklinale im Süden.

Die drei südlichen Antiklinalen des Bündels sind am leichtesten auszumessen in KELLER (1922), Profil 4 (Fig. 21). Wenn man hier die Ausquetschbasis durch die Muldensohlen verlaufen lässt, so werden die Verkürzungen wie auf Figur 21 wiedergegeben. Durch eine leichte Modifikation lässt sich eine konkordante Verkürzung von 1,8 km konstruieren, wobei die Auspressbasis durch die Muldensohlen verläuft und eine Sockelstruktur anzeigt. Die Anzeichen für eine solche sind auch weiter westlich recht deutlich: es muss sich um die hier nach Norden ausgreifende Mont Terri-Linie handeln (Fig. 22).

Für die Glaserberg- und die Bürgerwald-Kette wurde das Profil nach GRAHMANN (1920) benutzt, siehe Figur 23. Die inzwischen neu bekanntgewordene Überschiebung der Bürgerwaldkette nach Norden wurde dabei ebenfalls berücksichtigt. Für das Modell wurde eine den Messungen gerecht werdende Gesamtverkürzung von 0,7 km angenommen, wovon 0,5 km auf die Bürgerwaldkette entfallen dürften.

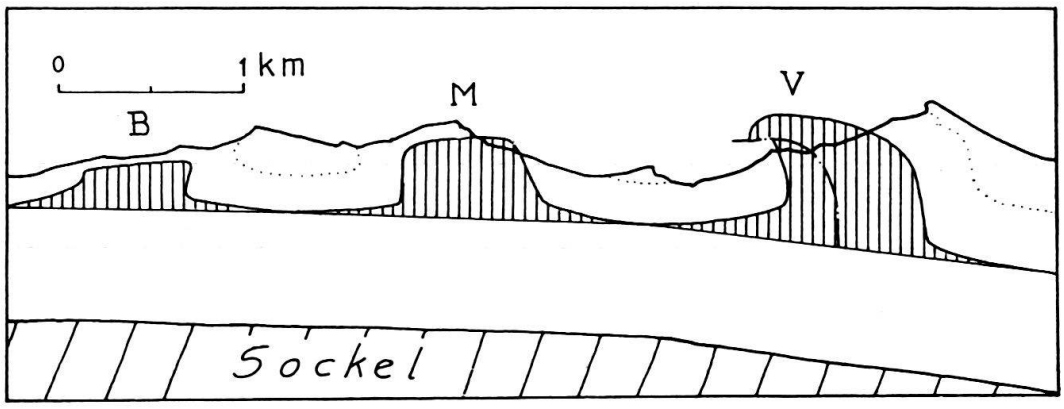


Fig. 21. *Verkürzungen in der Vorbourg-* (V), *der Movelier-* (M) *und der Bueberg-Antiklinale* (B) *östlich Soyhières* (nach KELLER 1922, Profil 4, leicht modifiziert).

Auspressungen unter der Basis des Hauptrogensteins.

Δsv = 0,93 (V), 0,56 (M), 0,27 (B), total 1,76
Δsk = 1,1 (V), 0,45 (M), 0,26 (B), total 1,81

(Durchschnitte mehrerer Messungen)

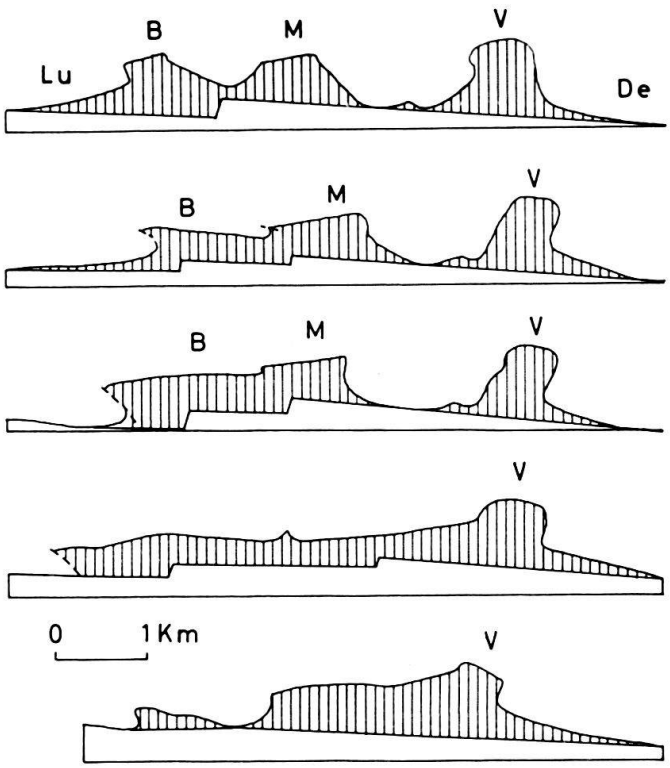


Fig. 22. *Die Entwicklung von Vorbourg-* (V), *Movelier-* (M) *und Bueberg-Antiklinale* (B) *gegen Westen (unten)* (nach LINIGER 1924, Profile 3, 7, 10–11, 12, 13)

Auspressungen unter der Basis des Hauptrogensteins. Extrapolation der Auspressbasis in der Vorbourg-Antiklinale und in der Tafel von Lucelle ergibt einen Sprung von 200–400 m unter den hier nur schwach getrennten Movelier- und Bueberg-Antiklinalen. Da die Daten recht gut sind und kaum eine Tieferlegung der Muldensohlen bis auf die Verbindungslinie Tafel von Lucelle-(Lu) Becken von Delémont (De) gestatten, dürfte diesem Sprung in der Auspressbasis ein Sockelsprung (evtl. Flexur) entsprechen. Man wird nicht fehlgehen, diesen der Mont Terri-Linie zuzuordnen. Eine verfeinerte Analyse dieser wichtigen Sockelstruktur ist im Gange.

Zu fordern wäre, dass die schraffierten Flächen aus jenen von Fig. 21 nach Massgabe des Modelles Fig. 6 gegen W leicht zunehmen, und dass die kurvimetrischen Verkürzungen dazu konkordant werden. Kein Versuch zur Erfüllung dieser Forderungen ist hier gemacht, doch lässt sich erkennen, dass 1. gegen Westen die kurvimetrische Verkürzung durch Verflachung der Antiklinalschenkel abnimmt und deshalb im selben Masse durch die Entwicklung der Überschiebung von Roggenburg–Lucelle wieder gesteigert werden muss, und dass 2. ohne die angedeuteten Sprünge in der Auspressbasis (und damit im Sockel) die Auspressungen viel zu gross würden. Die modellmässige Verwertung der Oberflächendaten ist Voraussetzung für eine verfeinerte Kartierung der Sockeloberfläche!

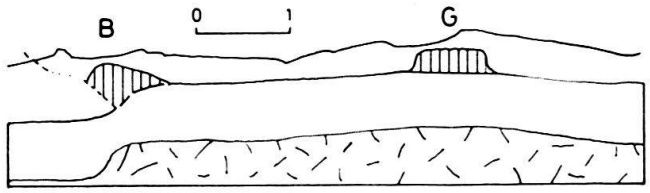


Fig. 23. *Verkürzungen in der Bürgerwald-* (B) *und der Glaserberg-Antiklinale* (G) (nach GRAHAMNN 1920, durch Einfügen der Bürgerwaldüberschiebung modifiziert).

Auspressungen unter der Basis des Hauptrogensteins.

Δsv = 0,35 km (B), 0,25 km (G)

Δsk = 0,45 km (B), 0,30 km (G)

b) *Die Entwicklung gegen Westen*

Gegen Westen zu hebt sich die Bueberg- und Movelier-Antiklinale trennende Mulde von Liesberg immer mehr heraus, so dass die Trennung zwischen diesen Antiklinalen immer wie seichter und illusorischer wird. Dabei geht kurvimetrische Verkürzung verloren; sie wird jedoch wieder nachgeholt durch komplementär sich entwickelnde Überschiebungen im Norden der Buebergkette, wie sie vor allem bei Roggenburg auffällig in Erscheinung treten. Darüber hinaus wird aber die Gesamtverkürzung der drei Ketten westlich Kleinlützel durch eine Zweigfront vom Blauen her noch etwas vergrössert (vgl. S. 291), westlich Mettemberg im Bürkisbergplateau verschwindet ausserdem die trennende Mulde zwischen Movelier- und Vorbourg-Kette, so dass in der Gegend von Bourrignon nach LINIGER (1925), siehe Fig. 22e, 24, eine Art breiter Kofferfalte entsteht, auf deren Südseite die Vorbourg-Antiklinale eben noch als kleine Ausstülpung wahrnehmbar ist. Die Darstellung LINIGERS zwingt aber zur Annahme eines grossen unausgestopften Kernes, was, wie schon öfters dargelegt, gleichbedeutend ist mit einer grossen Diskrepanz zwischen Kurvimetrie und Volumetrie (vgl. Fig. 24a).

Die weitere Analyse (Fig. 24c und d) bringt die Wahrscheinlichkeit zutage, dass das Plateau von Bourrignon durch eine grosse Überschiebung gestopft ist. Zugleich zeigt sich, dass im Liegenden der Überschiebung der Malm keinen Platz findet. Er muss also in einer entsprechenden, grossen disharmonischen Überschiebung nördlich des Plateaus von Bourrignon in demselben Masse zusammengestaucht werden wie die tieferen Schichten. Während die eben postulierte Doggerüberschiebung nicht bekannt ist, aber auch nicht im Widerspruch steht mit den Daten des Atlasblattes Delémont, ist die disharmonische Malmüberschiebung auf dieser Karte zwischen Lützel und Roggenburg prächtig dargestellt. Eine baldige Aufstülpung der liegenden Synklinalplatte von Lützel, wie sie auf Profil 24a dargestellt ist, scheint nirgends aufgeschlossen zu sein, vielmehr erweist sich bei Roggenburg, dass die Synklinalplatte weit nach Süden hinuntergreift. Die zurzeit wohl wahrscheinlichste Interpretation ist auf Figur 24d dargestellt. Dieses Profil ähnelt, allerdings mit stark verkleinerten Dimensionen, dem des Risoux im Waadtländer Hochjura (siehe S. 296). Die dabei erzeugte konkordante Verkürzung von guten 2 km (2,1 km auf Fig. 6) ist zugleich die modellmässige Fortsetzung der Summe der weiter östlich für die Bueberg-, die Movelier- und die Vorbourg-Kette gefundenen Verkürzungen.

An dieser Stelle ist die Nützlichkeit des kinematischen Modells besonders überzeugend. Wie schon die geologische Karte zeigt, sei es das Atlasblatt Delémont oder die Generalkarte 1:200000, verschmelzen die drei Antiklinalen der Vorbourg, von Movelier und des Bueberg gegen Westen, um das Plateau von Bourrignon zu erzeugen. Hier liegt es auf der Hand, dass man die Struktur dieses Plateaus nicht isoliert für sich betrachten darf, sondern unbedingt als Resultat dieser Verschmelzung auffassen muss. Zu deren ordentlichen Analyse aber braucht man eben die Hilfe einer quantitativen Vorstellung, wie sie im Modell Fig. 6 fixiert ist.

Umgekehrt ist die Tatsache, dass unsere beiden Interpolationsprinzipien – Herstellung von Konkordanz zwischen Kurvimetrie und Volumetrie – d.h. Stopfung der Antiklinalkerne – und seitliche Projektion schon bestimmter Verkürzungen, auch hier zum selben Resultat führen, und zwar zu einem völlig neuartigen, ein weiteres empirisches Indiz für die Brauchbarkeit des Modells.

Es bliebe noch die exakte Entwicklung der Strukturen zwischen den Profilen der Figuren 21 und 22 und jenen der Figur 24 abzuklären. Im einzelnen muss das einer späteren detaillierten Bearbeitung überlassen bleiben. Hier sei nur folgendes erwähnt: die auf Figur 24c weit nach Süden unter das Plateau von Bourrignon hineinreichende Synklinaltafel von Lützel wird gegen Osten zusehends abgebaut, da sich ja vom Bürkisbergplateau an zwischen die Movelier- und die Vorbourg-Kette die Synklinaltafel von Mettemberg einschiebt, die auf normaler Höhe liegt und nicht durch ein tieferes Stockwerk gepolstert sein kann. Der Südrand der Tafel von Lützel scheint also nach ENE zu verlaufen, gleich wie die Malmübschiebung am Südhang des Lützeltales, mehr oder weniger parallel auch zu gewissen Brüchen (Schelloch, Haut des Planches), aber schief, diskordant zum EW-Streichen der Antiklinale. Auf der Höhe von Roggenburg–Movelier wird dadurch ein Plateau geschaffen, das grosse Ähnlichkeit mit jenem von Bourrignon aufweist (siehe LINIGER 1925, Profile 10 und 12, sowie Figur 24c, d). Hier sind ja Bueberg- und Movelier-Kette noch kaum voneinander gesondert. Mit der Trennung

der beiden Antiklinalen gegen E zu hört östlich Ederswiler auch die grosse Malmüberschiebung auf. Diese auffällige, fast irritierende Strukturänderung – die grossen Überschiebungsmassen von Roggenburg hören ganz unvermittelt einfach auf, siehe Atlasblatt Delémont – ist noch im einzelnen genau zu untersuchen. Es scheint aber, dass damit in Zusammenhang gebracht werden muss – ausser der erwähnten komplementären Trennung von Movelier- und Bueberg-

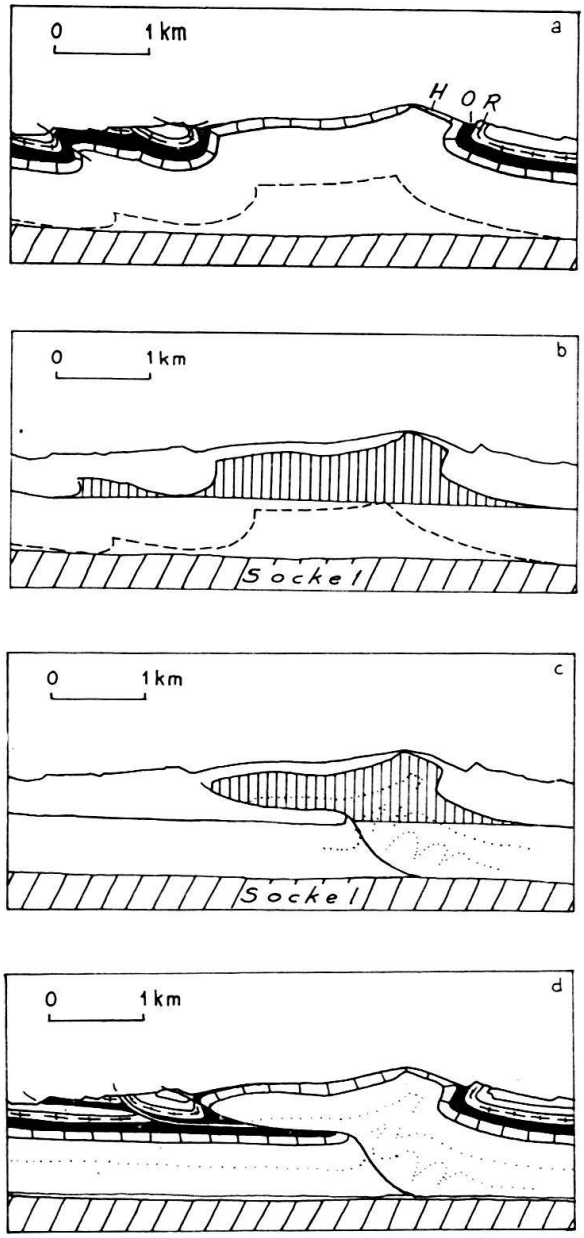


Fig. 24. *Verkürzungen im Gebiet Plateau von Bourrignon – Überschiebung von Lucelle* (nach LINIGER 1924, Profil 3)

H = Hauptrogenstein, O = Oxfordien und Callovien, R = Rauracien.
a, b) unmodifiziertes Profil: Δsv = 2,6 km, Δsk = 0,95 km; gestrichelt ist die ungefähre Grösse des unausgestopften Kernes eingezeichnet.
c, d) modifiziert mit grosser Überschiebung zur Erzeugung von Verkürzungskonkordanz von $\Delta s \sim 2$ km. Punktiert: Disharmonische Verfaltung von Lias und Trias. Vermutlich sind auch noch Unregelmässigkeiten im Sockel vorhanden: seine Oberfläche dürfte etwas gegen S geneigt sein, so dass auch hier zwischen dem Plateau von Lucelle und dem Delsberger Becken ein gegen N abfallender Sprung oder eine Flexur angenommen werden könnte, vgl. Fig. 22.

Kette durch die Synklinale von Liesberg – die Heraushebung der Tafel von Lützel gegen Osten, die vermuten lässt, dass, vielleicht zusätzlich zu einer Hebung der Sockeloberfläche, eine Stopfung der Synklinaltafel durch disharmonisch bewegte tiefere Massen beginnt. Dadurch wird die nach dem Modell zu fordernde Gesamtverkürzung beibehalten und ausserdem die Abzweigung einer Bewegungsfront nach NE in die Blauenkette vorbereitet (siehe S. 291).

Nach den veröffentlichten Karten zu urteilen (Generalkarte 1: 200000, Blatt Ferrette 1:50000), stehen die nördlich folgenden Ketten des Glaserbergs und des Bürgerwalds miteinander in kinematischer Wechselbeziehung über das komplizierte Bruchsystem des Pfirterjuras. Diese Beziehungen sind etwas schematisiert auf Fig. 6 angedeutet. Weiter im Westen weichen dann die Bewegungsfronten mit Hilfe des rheintalischen Bruchbündels der Caquerelle-Zone gegen SSW zurück und vereinigen sich mit den andern Falten im Knotengebiet von Caquerelle–Mont Terri. Alle diese Übergänge sind wieder schematisiert dargestellt, ausserdem sind die Bewegungsfronten, die in die Ajoie weiterlaufen, ausser Acht gelassen – Messungen haben ergeben, dass sie sich insgesamt auf keine 100 m beziffern.

Der Ostrand der Ajoie wird durch diese querverlaufenden Bewegungsfronten zu einem Gebiet von Transversalverschiebungen. Fig. 6 zeigt, dass der gesamte Blattverschiebungsbetrag über die breite Zone hindurch etwa 700 m erreicht – der Gesamtverkürzung des Pfirter Juras entsprechend –, dass sie aber am Rand der Ajoie selbst 500 m nicht überschreiten dürfte.

c) *Der Gebirgsknoten von Caquerelle–Mont Terri*

Durch das Verschmelzen der fünf Antiklinalen im Gebirgsknoten von Caquerelle–Mont Terri wird die Bewegung lokal zu zwei Fronten grossen Ausmasses zusammengefasst, die jedoch bald wieder gegen W zu aufsplittern. Von diesen Fronten wurde das Plateau von Bourrignon mit seiner postulierten grossen Überschiebung eben besprochen; bekannt ist sodann, vor allem durch die Arbeiten von KELTERBORN (1943) und TSCHOPP (1960), das entsprechende grosse Überschiebungsgebiet des Mont Terri bei Cornol (vgl. auch Atlasblatt St. Ursanne 1085). Hier wird bekanntlich durch die Tunnelverhältnisse, durch Oberflächenaufschlüsse sowie durch alte Bohrungen, welche Oxfordien unter Muschelkalk antrafen, eine Überschiebung des Kettenjuras über die Ajoie von etwa 1,3 km nachgewiesen. Figur 25, nach TSCHOPP, Profil 16, ergibt eine nicht sehr diskordante Verkürzung von rund 2 km (1,9 km auf Fig. 6). Diese Zusammenraffung der einzelnen Bewegungsfronten ist aber nur auf eine kurze Strecke verwirklicht, nämlich im Gebiet des eigentlichen Mont Terri mit seinem grossen Triaskernaufbruch. Auf der Höhe von Les Malettes–Fregiécourt setzt die Aufsplitterung nach E ein:

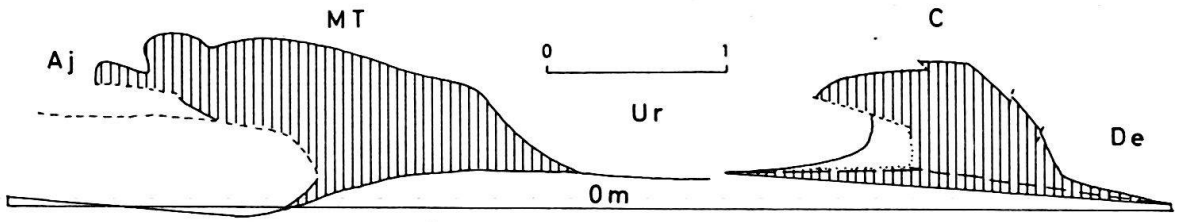


Fig. 25. *Verkürzungen in der Mont Terri-* (MT) *und der Caquerelle-Antiklinale* (C) (nach TSCHOPP 1960, Profil 16, und LAUBSCHER 1948, Profil 8).

Aj = Tafel der Ajoie, Ur = Synklinaltafel von St. Ursanne, De = Becken von Delémont.

Auspressungen unter der Basis des Hauptrogensteins.

Δsv = 1,9 km (MT), 1,1 km (C, punktierte Modifikation)
Δsk = 2,1 km (MT), 1,1 km (C, punktierte Modifikation)

Die Profiltrassen sind gegen die Schubrichtung um ca. 40° (LAUBSCHER, Profil 8) Durchschnitt bzw. 14° (TSCHOPP, Profil 16) geneigt.

Besonders das Profil durch die Caquerellekette darf deshalb nicht unbesehen verwertet werden. Δsv müsste durch cos 40° ~ 0,77 dividiert werden und wird dann zu gross (1,4 km). Dieser volumetrische Überschuss kann aber leicht durch Akzentuierung des Sockelsprungs unter der Caquerellekette wieder eliminiert werden (gestrichelt). Für den Sockelsprung unter der Mont Terri-Antiklinale (Mont Terri-Linie) vgl. Fig. 22, 26, 27.

der Bruch von Malcôte (TSCHOPP 1960) leitet die Transversalverschiebungen am Ostrand der Ajoie ein, auf seiner Ostflanke löst sich die Antiklinale von Asuel gegen NE ab, bei Les Malettes entsteht aus der Südflanke der Mont Terri-Kette die Vorbourg-Antiklinale. Die Asuel-Antiklinale taucht gegen NE rapid ab, gleichzeitig wächst die Vorbourg-Antiklinale mit dem ihr vorgelagerten komplizierten Bruch- und Überschiebungsgebiet von Le Gy–Cras de Vâ-Lucelle. Es findet also offenbar ein Austausch von Bewegungsgrösse zwischen den beiden Strukturen statt, doch lässt er sich nicht auf einzelne Schienen verteilen, und so wurde auch hier ein diffuser Übergang angenommen.

Der Maßstab der Darstellung, die einen Überblick vermitteln soll über die kinematischen Zusammenhänge des ganzen Rheintalischen Juras und seiner angrenzenden Gebiete, erlaubt es nicht, die komplizierte Kinematik dieses Abschnittes in grösserem Detail darzustellen, insbesondere dem Wechselspiel zwischen Transversalverschiebungen, Überschiebungen und Falten gerecht zu werden (vgl. LAUBSCHER 1948, TSCHOPP 1960). Dies muss späteren Arbeiten vorbehalten bleiben. Es sei aber schon hier auf einige höchst interessante Besonderheiten hingewiesen. Die NNE streichende Bewegungsfront der Caquerelle, die (s.u. und Fig. 6) eine Grösse von ca. 1,1–1,2 km hat, trifft von SSW her auf den Knotenpunkt. Innerhalb des Knotens findet diese Bewegungsfront ihre Fortsetzung, vornehmlich im bekannten grossen Querbruch von Le Gy. Dieser versetzt die Vorbourg-Antiklinale mit einer messbaren Transversalverschiebung von 200–300 m. Die Gesamtbewegung längs des Bruches muss aber viel grösser sein; die Versetzung der Vorbourg-Antiklinale kann nur einer letzten Bewegungsphase längs dieser Front entsprechen. Damit sind aber Anhaltspunkte zu einer Aufteilung der Gesamtbewegung in Phasen gegeben: 1. Eine Fortsetzung der Bewegungsfront der Caquerelle über den le Gy-Bruch in die Bewegungsfront des Plateaus von Bourrignon–Lützel (mehrere hundert Meter). 2. Anfügen der diskordant zur Caquerelle-Front E-W verlaufenden Vorbourgkette. Dabei wurde die Caquerelle–Le Gy-Bewegungsfront zerfaltet, siehe TSCHOPP 1960 und Atlasblatt St. Ursanne 1085, wo die Bruchspur durch die Vorbourg-Antiklinale eine intensive Verbiegung aufweist (vgl. Chaluetüberschiebung im Grenchenberg!). 3. Wiederbelebung der Caquerelle–Le Gy-Bewegungsfront um 200–300 m und damit verbundene Blattverschiebung in der Vorbourgkette. Dieses Beispiel zeigt erneut, wie die hier im grossen Rahmen skizzierten kinematischen Verhältnisse im einzelnen noch einer feineren Analyse zugänglich wären, wie im besonderen mit Hilfe von zueinander diskordanten Bewegungsfronten eine zeitliche Auflösung der Bewegung versucht werden müsste (vgl. S. 253).

Aus Fig. 6 lässt sich in groben Zügen ersehen, wie die Bewegungsfronten, die von E her in diesen Gebirgsknoten zusammenfliessen, gegen W zu ganz neu verteilt werden. Ausserdem erkennt man, welche Verwandtschaft zwischen den benachbarten grossen Überschiebungsgebieten des Mont Terri und von Bourrignon besteht: Der Mont Terri-Knoten verliert gegen E an Bewegungsgrösse, indem eine Front nach N in die Bürgerwaldkette abzweigt, dafür erhält der Caquerelle-Knoten von S in Form der Caquerellekette Zuwachs, so dass die Grösse der zusammengefassten Bewegungsfront im Plateau von Bourrignon ungefähr gleich gross, sogar noch etwas grösser ist als die zusammengefasste Front des Mont Terri.

d) *Die nördlichen Ketten westlich des Gebirgsknotens Caquerelle–Mont Terri*

Der Mont Terri-Knoten splittert sich schon südwestlich Courtemautruy wieder auf in die beiden Fronten des Mont Terri sensu lato und der Clairmontkette, längs welcher fast die Hälfte der Bewegungsgrösse (900 m vgl. Fig. 26 und Fig. 6) nach SW zur Clos du Doubs-Antiklinale abgezweigt wird. Ein Vergleich der Profiltafel und der Isohypsenkarten bei LAUBSCHER (1948), TSCHOPP (1960) und DIEBOLD (1960) zeigt klar, wie die Mont Terri-Kette gegen W zu abgebaut und komplementär dazu die Clos du Doubs-Kette aufgepresst wird (vgl. dazu auch die Figuren 24–26). Wie überall sind die Einzelheiten dieser Bewegungsübertragung noch herauszuarbeiten, doch lässt sich immerhin feststellen, dass dabei die rheintalischen Brüche B6 bis B10 und die sie begleitenden Stauchfalten und Nebenantiklinalen eine Hauptrolle spielen.

Die Clos du Doubs-Kette ist bis zu dem Punkt, wo sie die Bewegungsfront der Clairmont-Antiklinale in sich aufnimmt, eine eher bescheidene Falte. Von hier gegen W zu wächst sie sich aber zu einer grossen, komplexen Antiklinale aus. DIEBOLD 1960 unterteilt die Clos du Doubs-Antiklinale s. l. in die nördliche Epiquerez- und die südlichere Spiegelberg-

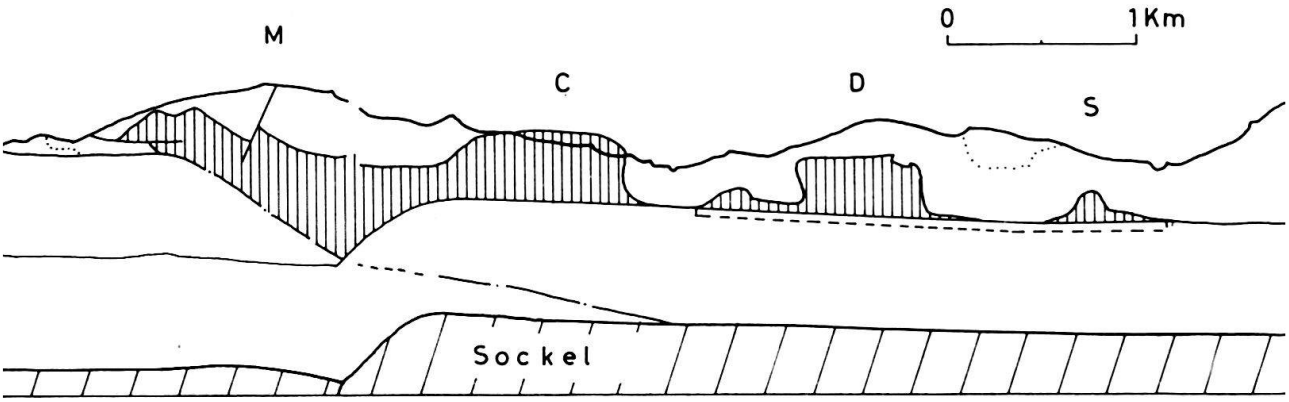


Fig. 26. *Verkürzungen in der Mont Terri-* (M), *der Clairmont-* (C), *der Clos du Doubs-* (D) *und der Antiklinale von Champ de Souboz* (S) (nach TSCHOPP 1960, Profil 7, und LAUBSCHER 1948, Profil 18).

Auspressungen unter der Basis des Hauptrogensteins.

Δsv = 1,4 km (M+C), 0,5 km (D+S) ~ 1,9 km

Δsk = 1,6 km (M+C), 0,6 km (D+S) ~ 2,2 km

Konkordanz lässt sich durch kleine Modifikation der Auspressbasis leicht herstellen.

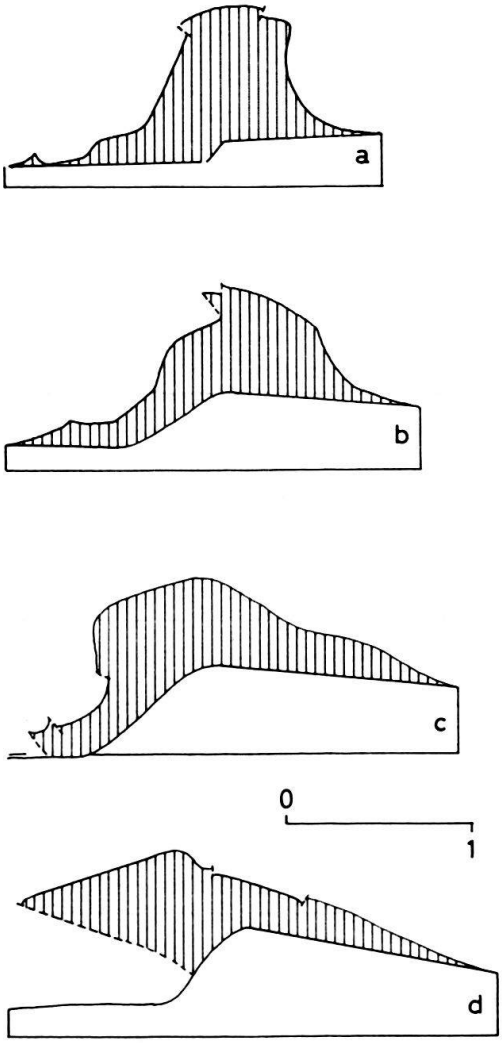


Fig. 27

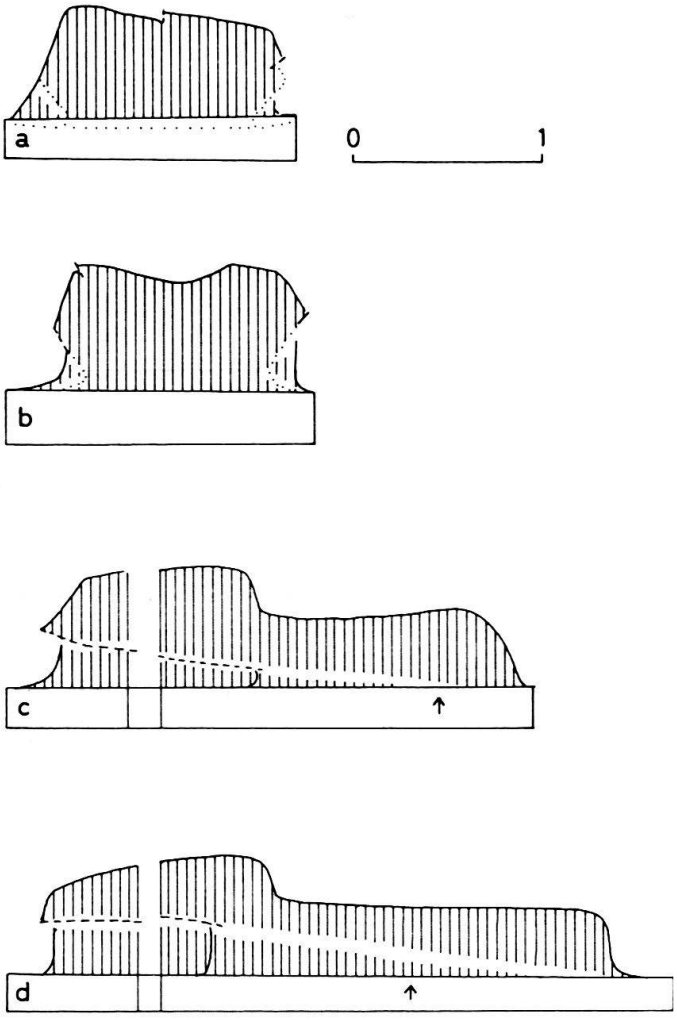


Fig. 28

Antiklinale, nach GLAUSER 1936 = Mont Miroir-Antiklinale. Diese Mont Miroir-Antiklinale hat eine etwas mysteriöse Identität (vgl. GLAUSER 1936, Profiltafel). Sie ist nicht durch eine tiefe Synklinale von der eigentlichen Clos du Doubs-Kette und der Epiquerezkette getrennt, woraus, wenn man nicht eine grosse Überschiebung irgendwo zur Stopfung des Antiklinalkernes vornimmt, eine ungeheure Diskrepanz zwischen Volumetrie und Kurvimetrie entsteht. Nach den veröffentlichten Profilen und den dem Schreibenden bekannten Verhältnissen im Doubstal scheinen im Südschenkel nur kleinere Überschiebungen aufzutreten. Dagegen ist im Nordschenkel seit langem die grosse disharmonische Malmüberschiebung von Le Frénois–Richebourg bekannt (siehe vor allem DIEBOLD 1960). Allerdings wird gemeinhin angenommen, dass diese Überschiebung extrem disharmonisch nur auf den Malm beschränkt sei, doch sprechen die Aufschlüsse gegen diese Auffassung, und kinematisch ist sie so gut wie undenkbar. Beweise für eine Doggerüberschiebung finden sich, wo immer die Erosion tief genug eingedrungen ist, so im Osten der Malmüberschiebung, im Tälchen von Epiquerez–Brémoncourt, wie auch im Westen bei Glère. Diese Doggerüberschiebung braucht man unbedingt, um den Kern der Clos du Doubs-Kette zu stopfen und Kurvimetrie und Volumetrie in Übereinstimmung zu bringen. Die Überschiebungen sind dabei immer noch stark disharmonisch, der

---

Fig. 27. *Verkürzungen in der Mont Terri-Antiklinale, Westteil* (nach DIEBOLD 1960, Profil 5, 9, 17, 23)

Auspressungen unter der Basis des Hauptrogensteins. Profilbasen bei — 100 m. Der Sprung in der Auspressbasis (Mont Terri-Linie) ergibt sich durch Extrapolation aus den beidseitigen Synklinaltafeln. Seine besondere Gestalt wurde so gewählt, dass Δsv jeweils ungefähr einen knappen Kilometer ergibt. Es scheint, als ob das Wiedereinsetzen der Randüberschiebung bei Bressaucourt durch eine Vergrösserung des Sockelsprungs auf 400–500 m bedingt sei. Die abnormale Tieflage der Auspressbasis am Nordende von Profil C ist Ausdruck der hier tief gegen S einstechenden Tertiärsynklinale von Bressaucourt.

Fig. 28. *Verkürzungen in der Clos du Doubs-Antiklinale* (nach DIEBOLD 1960, Profile 5, 9, 17, 23, und GLAUSER 1936, Profile 12 und 19 für den Südteil von c und d)

Auspressungen unter der Basis des Hauptrogensteins. Profilbasen bei — 100 m

Δsv = 1,2 km (a). 1,3 km (b), 1,8 km (c), 2,1 km (d)

Δsk = 0,8 km (a), 0,9 km (b), 0,8 km (c), 0,8 km (d)

Für a) und b) lässt sich durch kleine Modofikationen leicht Konkordanz bei ca. 1,2 km (Fig. 6) konstruieren (etwas tieferes Einstechen der Mulden gegen die Schenkelbasen, vgl. punktierte Linie); bei c) und d) ist das Problem etwas schwerer zu lösen, die Diskordanz der Verkürzungen ist zu gross. Es sollte nach Tafel I eine Verkürzung von 1,5 km gefordert werden. Um die Auspressungen auf das entsprechende Mass zu reduzieren, muss der unterhalb der freigelassenen Schneise befindliche schraffierte Flächenteil eliminiert werden. Δsk muss durch eine 700–800 m grosse Überschiebung im N-Schenkel erhöht werden (gestrichelt), wodurch zugleich ein Teil der geforderten Volumreduktion erreicht wird. Diese Überschiebung ist natürlich nichts anderes als die hier beginnende, in den Kern fortgesetzte disharmonische Malmüberschiebung von Le Frénois–Richebourg; diese wird damit erst kinematisch sinnvoll. Der südliche Teil der überschüssigen Auspressmassen dagegen muss wohl durch ein Hoch in der Auspressbasis – ein Sockelhoch – eliminiert werden. Die Annahme eines Sockelsprungs würde eine Art Parallelfall ergeben zur weiter nördlich gelegenen Mont Terri-Linie, an deren Sockelsprüngen ebenfalls Überschiebungen ausgelöst wurden. Ein solcher Sockelsprung könnte aber erst an den durch die Pfeile angegebenen Stellen auftreten, weil das nördliche Vorland um ca. 1–1,2 km weggeschoben wurde (Verkürzung in der Mont Terri-Antiklinale und im basalen Nordschenkel der Clos du Doubs-Antiklinale). Dann aber wird man die Auspressungsüberschüsse nicht los. Vielleicht führt jedoch besser als ein abrupter Sockelsprung eine lang ansteigende, leichte Flexur zum Ziel.

Eine weitere Ausgestaltung dieser Lösung wurde hier nicht versucht, da die modellmässige Darstellung erst weiter nach Westen ausgedehnt werden muss, und da eine feldgeologische Abklärung der Lage immer noch im Gang ist.

Malm hat sich in anderer Weise bewegt als der Dogger, ähnlich wie dies für die Überschiebungen im Norden des Plateaus von Bourrignon angenommen werden muss. Ein Teil der volumetrischen Herauspressung der Mont Miroir-Kette wird also kurvimetrisch durch die Überschiebung im Nordschenkel der Epiquerezkette kompensiert; die beiden Antiklinalen erweisen sich damit als kinematisch streng zusammengehörig und es fragt sich, ob man sie als vollwertige, selbständige Falten anerkennen soll.

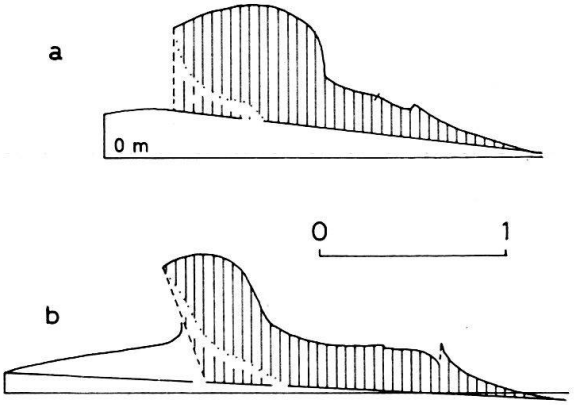


Fig. 29. *Verkürzungen in der Caquerelle-Antiklinale* (nach LAUBSCHER 1948, Profile 12, 14). Auspressungen unter der Basis des Hauptrogensteins. Ursprüngliche Profile $\Delta sv^1 = 0{,}9$ km; da die Profile ungefähr senkrecht zum Streichen liegen und einen Winkel von 45° mit der Schubrichtung bilden, wird die eigentliche volumetrische Verkürzung

$$\Delta sv = 0{,}9 \cdot 1{,}4 \sim 1{,}3 \text{ km}.$$

Δsk^1 wird zu klein, da ein NW-Schenkel fehlt. Um Konkordanz zu erzeugen, müssen die Profile ungefähr in der angedeuteten Weise modifiziert werden: die Störung von Montmelon, welche an der Oberfläche durchwegs steil einfällt, muss in der Tiefe abflachen. Auf Profil b) ist im NW (links) noch der Nordschenkel der Antiklinale von Champ de Souboz gezeichnet, ohne dass aber versucht worden wäre, auch für ihn Konkordanz zu erreichen.

Eine weitere Komplikation tritt ein im Kessel von Soubey, wo die Mont Miroir-Kette unter den grossen Sackungsmassen, die hier das Doubstal erfüllen, in geheimnisvolle Beziehung zu der hochgepressten St. Brais-Antiklinale (Keuperkern!) tritt. Nach GLAUSER (1936, tektonische Skizze Tafel I) wird jedenfalls der Talkessel von Soubey im Westen abgeschlossen durch eine quere Bewegungsfront (Querbruch von Soubey, Querflexur von Lobschez) längs welcher ein Austausch von Bewegungsgrösse zwischen der St. Brais-Antiklinale und der Mont Miroir-Antiklinale stattzufinden scheint. Die für dieses Gebiet auf Fig. 6 dargestellte Lösung wird sicher noch der Revision bedürfen, doch scheint sie die allgemeinen Beziehungen auch in quantitativer Hinsicht einigermassen darzustellen. Der Schreibende ist mit Feldarbeiten in diesem Gebiet beschäftigt, und obwohl ihm im Verlauf der bisherigen Begehungen die Schwierigkeit klar geworden ist, welche hier einer detaillierten Erfassung der geologischen Zusammenhänge im Wege steht, so hofft er doch, gelegentlich eine der Wirklichkeit noch nähere Darstellung vorlegen zu können.

Von besonderer Bedeutung ist die diskordant zum allgemeinen Streichen gegen NNE verlaufende Bewegungsfront der Caquerelle-Antiklinale, mit der sich der Schreibende anlässlich seiner Dissertation (LAUBSCHER, 1948) in besonderem Masse befasst hat. Die Ausmessung, vgl. Fig. 29, ergibt eine Bewegungsgrösse von etwas über 1 km (1,1 km auf Fig. 6). Weiter nördlich erhält sie einen Zuwachs in Form des östlichen Restes der Clos du Doubs-Antiklinale, welche offenbar – analog der Vorbourg-Antiklinale weiter im Norden (S. 287) – in einer relativ späten Phase die diskordante Bewegungsfront der Caquerellekette in mehr oder weniger ost-westlicher Richtung noch überfaltet hat. Ein Anzeichen dafür bietet die Strukturkarte des Blattes St. Ursanne (LAUBSCHER 1948), die hier auf die Caquerellekette aufgepfropft eine schwach ausgeprägte ost-westliche Faltung zeigt.

Die diskordante Bewegungsfront der Caquerellekette bedeutet, wie schon mehrfach dargelegt, eine grössere Transversalverschiebung am Westrand des Delsberger Beckens. Nach Fig. 6 beziffert sich der Transversalverschiebungsbetrag auf etwas über 1 km.

In diesem Gebiet, wo verschiedene zum Teil diskordant zum generellen Streichen verlaufende Ketten in Gebirgsknoten verschmelzen und sich darauf zu einem neuen System von Falten organisieren, wird die Notwendigkeit eines Modells erneut demonstriert. Auf Fig. 6 erweist sich eigentlich erst, in welch intimem quantitativem Verhältnis die Mont Terri–, Clos du Doubs- und Caquerelle–Kette im Westen mit der Bürgerwald-, Glasberg-, Bueberg-, Movelier- und Vorbourg-Kette im Osten stehen und welche vermittelnde kinematische Rolle der Gebirgsknoten von Caquerelle-Mont Terri spielt. Die grosse Überschiebung des Mont Terri bei Cornol wird erst recht verständlich als Zusammenfassung verschiedener Bewegungsfronten, und ähnliches gilt für das Plateau von Bourrignon mit den grossen Überschiebungen des Lützeltales und von Roggenburg. Dabei entsprechen die gemessenen Verkürzungsbeträge dem Modell innerhalb enger Streugrenzen, die durchwegs Mängeln der Messgenauigkeit zugeschrieben werden können.

e) *Die nördlichen Ketten östlich von Delémont* (vgl. Atlasblätter Laufen und Delémont)

Das Verhalten der Ketten östlich von Delémont ist schon auf der Generalkarte 1:200000 klar zu erkennen. Die Movelierkette verschwindet bereits bei Liesberg im Bereich der alttertiären Querwölbung von Vicques. Ihre Bewegungsgrösse geht offensichtlich in die Vorbourg-Antiklinale über, welche von diesem Abschnitt an mit dem Landsberg eine bedeutende Intensivierung erfährt. Auch die Buebergkette verschwindet südlich Laufen an der Vorbourg-Antiklinale, jedoch zweigt vorher, zwischen Roggenburg und Kleinlützel, eine Zweigfront nach NE ins Blauengebiet ab. Die ersten Anzeichen für diese Zweigfront lassen sich östlich Roggenburg feststellen, wo, wie schon oben angemerkt, die Überschiebungen aufhören und sich die Tafel von Lützel zu heben beginnt. Zudem lassen sich südwestlich Klösterli nordöstliche Streichrichtungen feststellen, weiter östlich scheinen, auf dem Westhügel des Querbruches von Erspel, beträchtliche Stauchung und Herauspressung stattgefunden zu haben.

Anderseits ergibt die Ausmessung der von BITTERLI (1945) veröffentlichten Profile durch den Hochblauen (Fig. 30) eine Bewegungsgrösse von ungefähr 1 km. Offensichtlich werden dafür die Bewegungsfronten des Bürgerwaldes, des Glaserberges und die nördliche Zweigfront der Buebergkette vereinigt. so dass die letztere einen Beitrag von guten 300 m leisten muss (vgl. Fig. 6). Die Profile von BITTERLI bezeugen übrigens (vgl. Fig. 30), dass die Blauenkette über die Auspressbasis der Scholle, der das Laufenbecken zugehört, emporgestaut ist, dass aber die Landskronkette sozusagen keine Herauspressung über diese Basis erfahren hat, denn die Scholle des Laufenbeckens setzt sich ungebrochen in das Plateau von Hofstetten im Norden der Blauenkette fort, von welchem die Landskronkette nur durch die geringste Andeutung eines Südschenkels getrennt ist. Die Landskronkette ist also im wesentlichen nichts anderes als die Rheintalflexur, welche die Scholle von Laufen im N ähnlich wie das Gempenplateau im Westen begrenzt. Sie ist keine eigentliche Jurakette; die während der Jurafaltung hier produzierten Auspressungen sind so klein, dass sie vernachlässigt werden dürfen.

Das Zusammenlaufen von drei grösseren Bewegungsfronten am Westende der Blauenkette ist, wie sich denken lässt, von einigen Komplikationen begleitet. Am Ostende der Glaserbergkette, südlich Wolschwiller und gegen Burg zu, entwickelt sich eine grössere Überschiebung, siehe Blatt Ferrette 1:50000, und auch die Blauenkette bildet eine Reihe von Störungen aus, die zumeist Überschiebungscharakter tragen. Ein allen Anforderungen gerecht werdendes plausibles Profil durch diese Gegend zu konstruieren, ist nicht einfach (siehe Fig. 30). Jedenfalls lässt sich der wirkliche Charakter aller dieser Störungselemente und damit auch ihre geometrische Zusammengehörigkeit und ihr Tiefenverlauf erst durch eine detaillierte kinematische Analyse ermitteln. Nach dem Kartenbild ist ausserdem damit zu rechnen, dass die alte rheintalische Flexurzone, welche das Plateau von Metzerlen im W begrenzt (siehe unten), als Sockelstruktur in den Knoten von Burg hineinstreicht. Und tatsächlich erweist sich eine solche Sockelflexur bei den volumetrischen Messungen, siehe Fig. 30, als unvermeidlich, die scheinbare Auspressung wird sonst viel zu gross.

Die auf Fig. 6 eingezeichnete, nach Südosten zurückspringende Bewegungsfront des Bürgerwaldes, die sich für das Gebiet von Wolschwiller mit dem Westende der Blauenkette

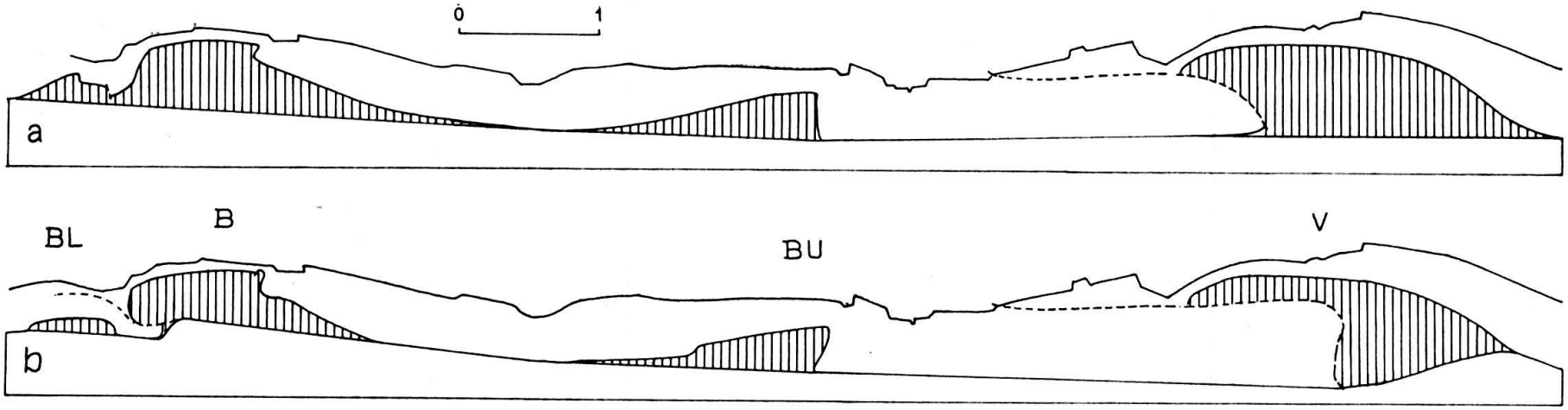


Fig. 30. *Verkürzungen in der Blochmont-* (BL), *der Blauen-* (B), *der Bueberg-* (BU) *und der Vorbourg-Antiklinale* (V) (nach KELLER 1922, Profil 11)

Auspressungen unter der Basis des Hauptrogensteins.

a) unmodifiziertes Profil

$$\Delta sv = 1{,}8 \text{ km (V)}, \ 0{,}5 \text{ km (BU)}$$
$$\Delta sk = 0{,}9 \text{ km (V)}, \ 0{,}4 \text{ km (BU)}$$

Das Profil durch die Blochmont- und Blauenkette ist N 27 W gerichtet, da diese Ketten im Knoten von Burg nach WSW abgelenkt sind. Das gemessene $\Delta sv = 1{,}2$ km wird deshalb, in die Nordrichtung umgerechnet, 1,3 km. $\Delta sk = 0{,}5$ km bleibt dagegen ungefähr gleich.

b) konkordante Modifikation. Die überschüssigen Auspressungen werden z.T. durch Sockelflexuren, wie sie allem Anschein nach unter der Vorbourgkette (Mont Terri-Linie) und unter dem Westrand der Blauenkette (Flexur von Rodersdorf–Burg) vorhanden sind, z.T. durch Einfügen oder Vergrössern von Überschiebungen eliminiert.

Dadurch werden gleichzeitig auch die Δsk auf den nötigen Betrag erhöht. Dass die Überschiebung der Vorbourg-Antiklinale im Gebiet des Landsberges (La) auch den Antiklinalkern in ganz beträchtlichem Masse erfassen soll, dürfte nicht weiter verwundern. In der Blauenkette wurden die Schenkel, besonders der Nordschenkel, akzentuiert, sogar überkippt und mit Überschiebung versehen (Neuinterpretation des Kohlacherbruchs). Diese Modifikation wird gestützt durch die weiter östlich gelegenen Profile (vgl. Fig. 31). Derartige Δsk schaffende Komplikationen, wenn auch im Detail verschiedener Art, erscheinen ausserdem plausibel auf Grund einer minutiösen Neukartierung (freundliche Mitteilung von Dr. H. Fischer, Basel)

$$\Delta sv \sim \Delta sk = 1{,}2 \text{ km (V)}, \ 0{,}4 \text{ km (BU)}, \ 0{,}9 \text{ km (B)}.$$

vereinigen soll, ist übrigens rein hypothetisch. Sie ergibt sich aus der Notwendigkeit, das Ostende der Bürgerwaldkette bei Oltingen wieder irgendwie mit dem Jura zu verbinden. In Wirklichkeit wird dies vermutlich durch diffusen Übergang geschehen.

Die Verzweigung des Blauens im Gebiet von Burg wird augenscheinlich bedingt durch die grosse NNE verlaufende Störungszone, welche das Plateau von Metzerlen–Hofstetten im W begrenzt. Wie schon gesagt, ist dieses die nördliche Fortsetzung des gegen S gekippten Beckens von Laufen, es hat während der Jurafaltung keine Herauspressung erfahren und die an seinem Nordrand feststellbare Zusammenstauchung in der Landskronkette ist minim. Der NNE verlaufende Abbruch des Plateaus gegen den Rheintalgraben muss deshalb als Fortsetzung der Rheintalgrabenflexur aufgefasst werden, welche hier an ihrem Südrand verschiedenen Bruchsystemen folgt und so einen sehr komplizierten Verlauf annimmt. Schon bei Münchenstein stellt man eine interessante Ausstülpung dort fest, wo die WNW streichende Adlerhof-Antiklinale mit ihr interferiert. Es folgt südlich anschliessend der nach Osten konvexe Bogen der

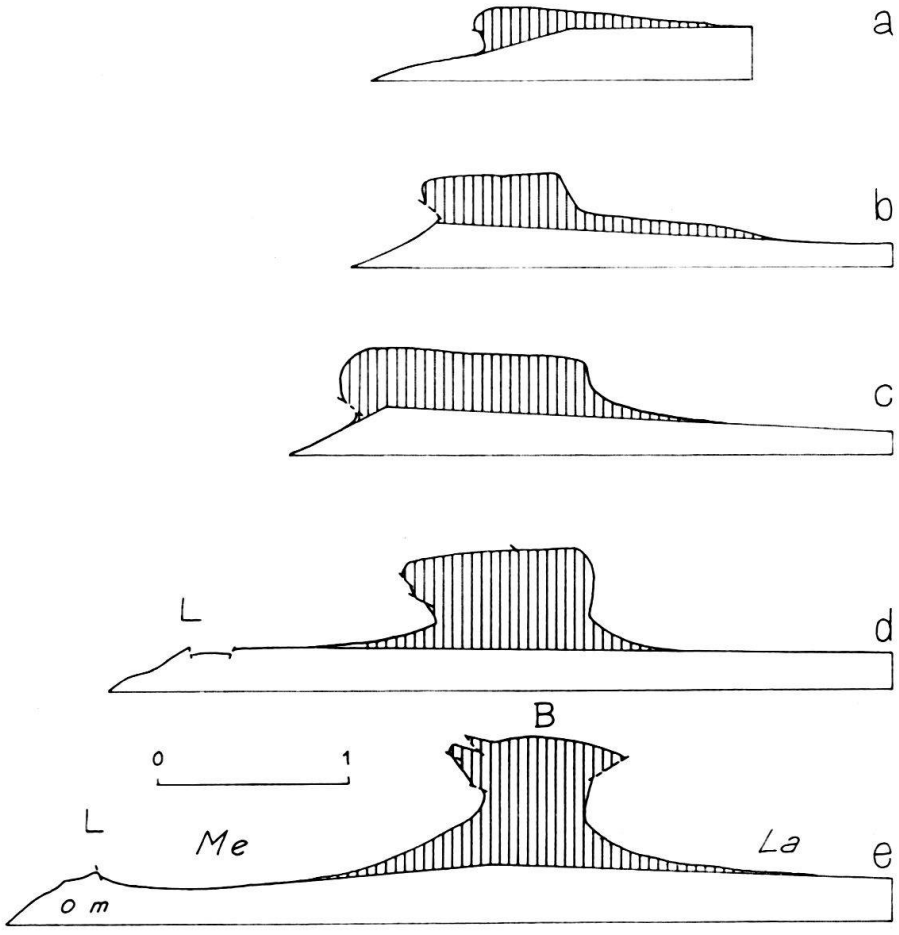


Fig. 31. *Verkürzungen in der Blauenkette* (B) (nach BITTERLI 1945, Profile 2, 4, 7, 10, 13)
Auspressungen unter der Basis des Hauptrogensteins.

Δsv (km) = 0,2 (a), 0,5 (b), 0,8 (c), 0,9 (d), 1,0 (e)
Δsk (km) = 0,2 (a), 0,5 (b), 0,5 (c), 0,9 (d), 1,1 (e)

Die Konkordanz ist gut, ausgenommen bei (c), wo eine leichte Überkippung des Südschenkels mit Überschiebung, wie sie der Malm erkennen lässt, Abhilfe schafft ($\Delta sk \sim 0{,}7$).

Das Plateau von Metzerlen (Me) erweist sich als Fortsetzung des Laufenbeckens (La), im W gegenüber diesem durch eine geringfügige Sockelstruktur etwas versenkt. Die Landskronkette (La) enthält keine nennenswerten Auspressungen. Sie entspricht offenbar einer Sockelflexur (Rheintalgrabenflexur).

Arlesheimer Bucht zwischen Münchenstein und Aesch, darauf ein WNW streichendes Segment (vgl. Richtung der Adlerhof-Antiklinale!) zwischen Pfeffingen und Leymen (Landskronkette), weiter das eben besprochene SW bis SSW verlaufende Segment, das das Plateau von Metzerlen im NW begrenzt und zur Oltinger Bucht überleitet. Es folgen gegen S und W eine Serie von rheintalischen Bruchschollen, welche den komplizierten Rahmen für die Faltung im Abschnitt des Rheintalischen Juras bildeten. Eine weitere Abklärung der Struktur des Knotens von Burg dürften die detaillierten Untersuchungen durch H. FISCHER (1965) von Basler geologischen Institut bringen.

Etwa von der Blauenplatte ab taucht die Blauenkette axial gegen ESE, gegen den Birsdurchbruch von Grellingen ab. Die Herauspressung vermindert sich, dafür aber bilden sich im Süden zugleich mit der Heraushebung des Ostrandes des Laufenbeckens eine Anzahl neuer Ketten, die allmählich gegen Osten axial ansteigen und so das Komplement zur gegen E abtauchenden Blauenkette zu bilden scheinen. Die Ausmessung der entsprechenden Profile bei KOCH und LEHNER ergibt, dass diese Übertragung der Bewegungsgrösse von der Blauenkette auf die Wisig- und die Homburg-Kette und ihre westlichen Verästelungen auch quantitativ recht gut stimmt, obwohl die zahlreichen intensiven, aber kleinen Stauchungen des Malms am Ostrand des Laufenbeckens im Felde nur schwer zu erfassen und auf Atlasblatt Laufen–Mümliswil nicht allzu genau wiedergegeben sind. Vor allem ist auch hervorzuheben, dass der sogenannte Fehrenbruch nordwestlich Fehren (siehe KOCH) zwar, wie KOCH dies geltend macht, alte Anlage zu besitzen scheint, aber doch eine starke Neubelebung während der Faltung erfahren hat (siehe KOCH 1923, Profile 16–20). Die Malmnase nordwestlich Fehren ist offensichtlich eine westliche Zweigfront der Homburgkette, an welcher auch noch die Juranagelfluh beträchtlich verbogen und versetzt worden ist. Die Verbiegungen im Südosten des Fehrenbruches sind vielleicht etwas intensiver zu zeichnen als dies KOCH auf den Profilen 16–20 getan hat.

Wie schon in einigen der bisher besprochenen Fälle ist also auch hier augenscheinlich, dass das Abtauchen der Blauenkette und das Auftauchen von Wisig- und Homburg-Kette quantitativ komplementäre Vorgänge sind, ohne dass sich einzelne diskordante Bewegungsfronten, längs welcher die Bewegungsgrösse vom Blauen nach S zurückspringen würde, mit Sicherheit identifizieren liessen. Offenbar arten hier die Bewegungsfronten wiederum in ein diffuses Netz aus. Es wird eine wichtige, aber sehr schwierige Aufgabe der Feldgeologie sein, diesen diffusen Bewegungssystemen nachzuspüren. Die Aufgabe wird um so schwieriger sein, wie sich der Schreibende bei einigen Versuchen selbst überzeugen konnte, weil zwar überall Klüftung und Rutschharnische sichtbar, aber nicht quantitativ auswertbar sind (vgl. S. 249).

Übrigens gibt es ausgezeichnete Luftphotographien aus Wüstengebieten, wo sich die eleganten Kurven ausprägen, welche die Schichten beschreiben, die sich zuerst um eine abtauchende Antiklinalnase legen, sodann eine Synklinalschüssel umfassen und sich schliesslich einer komplementär auftauchenden Antiklinale anschmiegen. Auf solchen Photographien lassen sich oft keine merklichen Störungen feststellen, und doch müssen Ausgleichsbewegungen zwischen den beiden komplementären Antiklinalen stattgefunden haben.

III. Ein modifiziertes Modell für den zentralen Hochjura und seine Erweiterung für den ganzen Jura. (vgl. Fig. 1 und Fig. 35, 36, 40).

1. Problemstellung

Die Profile durch den zentralen Hochjura, welche Albert HEIM in der «Geologie der Schweiz» veröffentlicht hat, zeigen recht einfache, sehr weit geschwungene Falten. Ihre kurvimetrische Ausmessung ergibt nur geringe Beträge, die einfach in kein Bild des Juras passen wollen. Ausserdem ist die Diskrepanz zwischen Kurvimetrie und Volumetrie extrem. So findet man im Profil durch den Mont Tendre und den Risoux (Fig. 32) eine kurvimetrische Gesamtverkürzung von knapp über 3 km, während die volumetrische Bestimmung gute 20 km liefert.

Dass unter diesen Umständen Forscher wie AUBERT, die sich speziell mit dem fraglichen Gebiet befasst haben, der im östlichen Jura konzipierten Fernschub-

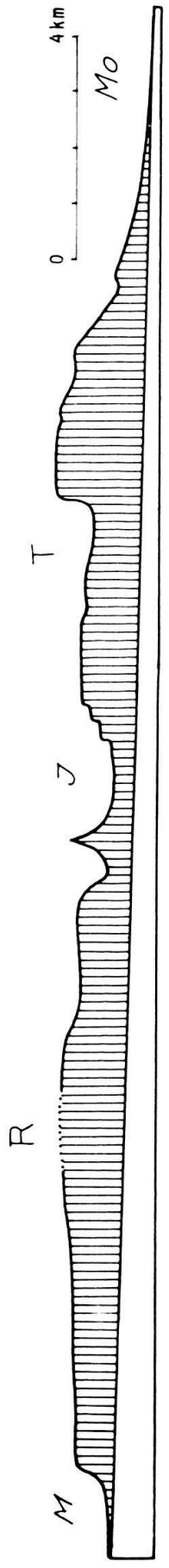


Fig. 32. *Verkürzungen in der Risoux-* (R) *und der Mont Tendre-Antiklinale* (T) (nach HEIM 1919, Tafel XIV, Profil 12).
Auspressungen unter der Basis des Séquanien. Synklinalen: M = Mouthe, J = Vallé de Joux, Mo = Molassebecken.
Δsv (km) für z = 1,2 : 9 (R), 8 (T)
Δsv (km) für z = 1,0 : 11 (R), 10 (T)
Δsk : 1,7 (R), 1,5 (T)
Sind Auspressbasis und z auch nur einigermassen korrekt, so müssen für konkordantes Δs die Antiklinalen zweistöckig sein.

hypothese skeptisch gegenüberstanden und andere, ihrem Arbeitsgebiet scheinbar besser entsprechende Hypothesen versuchten, ist verständlich. AUBERT (1959) weist den Risoux und seine Fortsetzung östlich des Querbruchs Vallorbe-Pontarlier, das Plateau de Jougne, einem «Faisceau Oligocène» zu, er charakterisiert diese Strukturen als «une énorme masse inerte» (S. 106), eine nur schwach gewellte Tafel, wie sie eben z.B. auf Fig. 32 erscheint; ein Sockelhoch, das scheinbar nichts mit den jungtertiären Tangentialbewegungen zu tun hat...

Zu ganz anderen Ansichten gelangt man auf Grund des Rotationsmodelles. Für den Gesamtquerschnitt des Juras im Gebiet der Fig. 31 ist bei einer Rotation von 7° eine Verkürzung von 26 km zu fordern (LAUBSCHER 1961, Fig. 14), bei einer Rotation von 8°, wie sie nach der neuen Analyse des Rheintalischen Juras wahrscheinlicher ist (S. 267) sogar eine Verkürzung von 29 km. Die Verkürzungen im N des Risoux sind einigermassen abschätzbar, seit die grosse Randüberschiebung über die Bresse erbohrt wurde. Von dieser abgesehen, liegen hier vor allem die grossen ungefalteten Plateaux der Franche Comté, umsäumt von nur mässigen Stauchzonen. Für eine detailliertere Diskussion dieses Querschnittes vgl. die Erläuterungen zu Fig. 33; hier sei nur festgestellt, dass die dem Mont Tendre und dem Risoux vorgelagerten Ketten zusammen eine Verkürzung von rund 10 km erreichen. Risoux und Mont Tendre selbst hätten also insgesamt noch 20 km zu leisten. Das entspricht aber gerade der groben volumetrischen Messung auf Fig. 32!

Wenn also unter den beiden Antiklinalen des Hochjuras statt Sockelerhebungen nach unserem Interpolationsprinzip II – das sich ja mit grossem Erfolg im östlichen Jura anwenden lässt – eine Stopfung der Antiklinalkerne durch Sedimentmassen angenommen wird, so entsteht eine geradezu bestürzende Übereinstimmung dieses ganzen zentralen Profils mit den Forderungen des Rotationsmodelles I. Nun ist die heutige Distanz zwischen dem Nordfuss des Risoux und dem Südfuss des

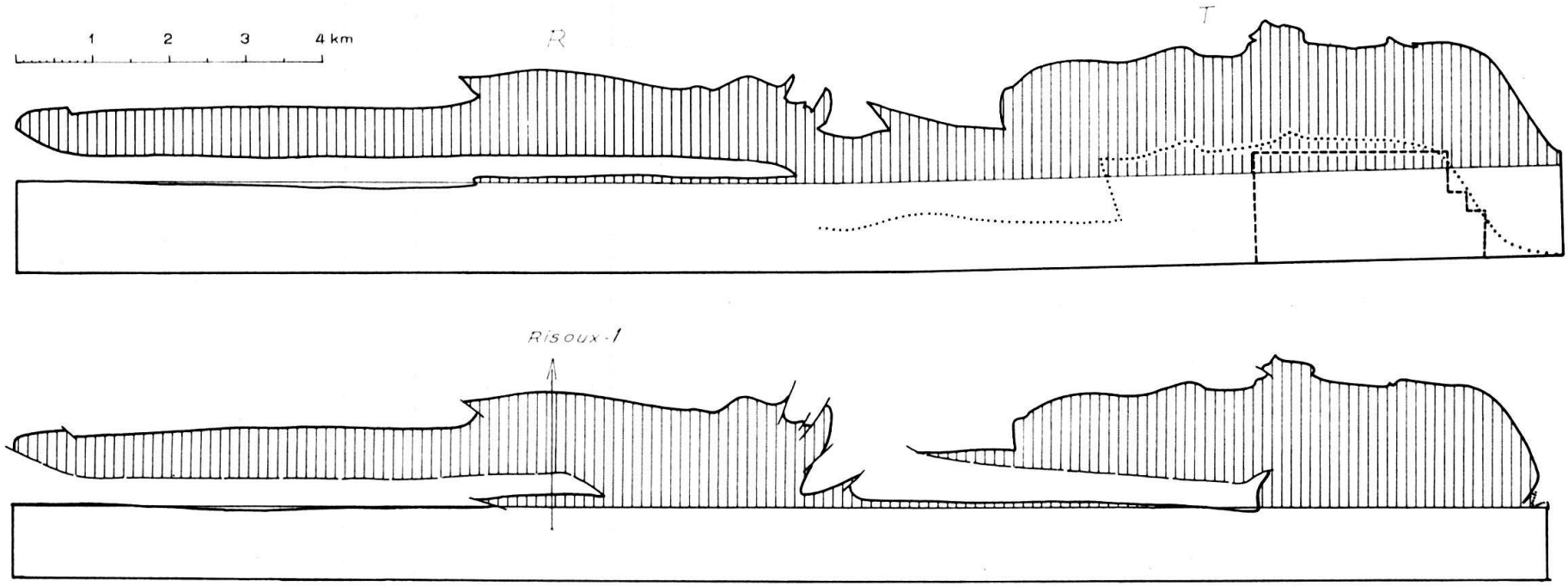


Fig. 33. *Verkürzungen in der Risoux-* (R) *und der Mont Tendre-Antiklinale* (T) (nach WINNOCK 1961 und AUBERT 1943).
Auspressungen unter der Basis des Séquanien.

a) Risoux-Überschiebung bis in den Südschenkel verlängert, keine Überschiebung im Mont Tendre. Eine disharmonische Anhäufung der im Risoux nicht überschobenen Trias könnte erst im Mont Tendre stattfinden und müsste dessen Kern stopfen. Punktiert: ungefähre Grösse des im Mont Tendre zu stopfenden Kerns. Gestrichelt: für die Stopfung verfügbares Volumen bei einer Triasmächtigkeit von 400 m.

b) Einfachere und plausiblere Lösung: Die Risoux-Überschiebung sticht gleich südlich der Bohrung Risoux-I in die Tiefe: eine bescheidene Triasmächtigkeit kann im Südteil des Risoux selbst disharmonisch angehäuft werden; der Mont Tendre wird durch eine eigene grosse Überschiebung gestopft.

$$\Delta sk \text{ (km)} = 9{,}5 \text{ (R)}, \ 7{,}3 \text{ (T)}$$

Soll die Verkürzung für jede Antiklinale gesondert konkordant sein, so ergibt sich die Abschertiefe zu z = 1 km (R); 1,3 km (T). Dies entspricht einer nicht unplausiblen Zunahme der Mächtigkeiten gegen Süden. Allerdings bleibt bei diesen Zahlen für die Trias im Risoux nur die bescheidene Dicke von schätzungsweise 150 m übrig. Bemerkenswert ist die gute Übereinstimmung dieser verfeinerten Messergebnisse mit der sehr groben Abschtäzung von Δsv in Fig. 32.

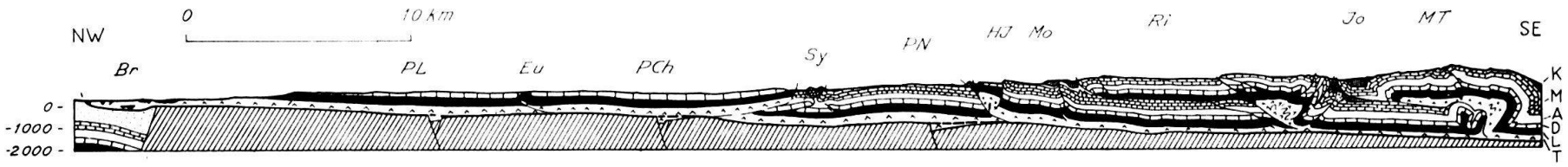


Fig. 34. *Ein Gesamtprofil durch den zentralen Jura.*

Zusammengestellt nach den Daten von AUBERT (1943), WINNOCK (1961), GUILLAUME (1961) und RICOUR (1956).

Br = Bressegraben, überschoben durch Faisceau Lédonien, PL = Plateau von Lons-le-Saunier, Eu = Euthe, PCh = Plateau von Champagnole, Sy = Faisceau de Syam, PN = Plateau de Nozeroy, HJ = Haut Joux, Mo = Synklinale von Mouthe, Ri = Risoux, Jo = Synklinale des Joux-Tals, MT = Mont Tendre. K = Kreide, M = Malm, A = Argovien, D = oberer Dogger, L = Lias und unterer Dogger, T = Trias.

Aus der Euthe sind dem Schreibenden neuere Daten nicht bekannt, doch ist ihre Auspressung jedenfalls gering. Die Tiefenstruktur unter dem Faisceau de Syam soll einen Versuch skizzieren, die Verkürzung konkordant zu machen: Die Aufbiegung des Plateaus von Champagnole stellt eine grössere Auspressung dar ohne kurvimetrische Verkürzung. Die komplex gestörte Ostflanke deutet an, dass die entsprechende Verkürzung disharmonisch vorhanden ist. Es ergibt sich eine komplizierte Unterschiebung nach Westen, wie solche im südlichen Jura häufig anzutreffen sind – vgl. das berühmte Profil von Les Neyrolles bei Nantua! Die Verkürzungen sind in runden Ziffern ungefähr: 6 km (Faisceau Lédonien), 2 km (Euthe und Faisceau de Syam), 2 km (Haut Joux), 10 km (Risoux), 7 km (Mont Tendre), zusammen 27 km.

Nach dem Rotationsmodell (8° um Lägern-Ostende) wären 29 km zu fordern. Aus der Erkenntnis dass der Hochjura zweistöckig ist, ergeben sich wichtige Folgen für den Verlauf der Sockeloberfläche und für die Morphologie:

1. Der Sockel fällt recht eintönig nach Süden ein. Das Sockelhoch unter dem Faisceau Helvétique, das noch in der «Fernschubhypothese», Fig. 1, erscheint, fällt weitgehend dahin,
2. Die Oberfläche steigt von Norden gegen Süden recht gleichmässig mit zumeist greisenhafter Morphologie an – im Gegensatz zur Sockeloberfläche! Dieser Anstieg ist durch zwei Faktoren bedingt: a) zunehmende Dicke der Sedimentserie gegen Süden, b) zunehmende tektonische Verdickung gegen Süden: Zweistöckigkeit im Hochjura.

Die einzige Erklärungsmöglichkeit für diese Morphologie scheint:

1. Vor der Jurafaltung Degradation der Kippscholle von Lons-le-Saunier (vgl. «Zweiphasenhypothese»).
2. Jurafaltung, wobei der nach Süden sich verdickende Sedimentkeil hangauf gestossen wurde (allgemeine Hebung der Oberfläche). Doppelung der Sedimentserie im Faisceau Helvétique.
3. Vergreisung des Reliefs.
4. Zerschneidung des vergreisten Reliefs durch eine juvenile Morphologie. Für eine Mehrphasigkeit der Jurafaltung mit Peneplainisierung zwischen den Phasen bleibt auch hier kein Raum.

Mont Tendre etwas über 20 km. Eine Verkürzung von 20 km in diesem Gebiet würde also einfach bedeuten, dass hier die Sedimentdecke ungefähr gedoppelt ist.

Und genau das ist der Befund der 1961 abgeteuften Bohrung Risoux 1! Schon die Seismik ergab unter dem Risoux ein tiefer gelegenes zweites Reflexionsband, ein deutliches Indiz für tektonische Doppelung des Sedimentmantels, und die Bohrung durchfuhr denn auch eine grosse Überschiebung, deren Liegendes dem tieferen Reflexionsband entspricht (WINNOCK 1961, siehe Fig. 33, 34). Dies ist ein überwältigender und, nach der Entdeckung der Überschiebungen von Lons le Saunier, wohl endgültig überzeugender Erfolg der Fernschubtheorie. Auch wenn genauere Daten eine Modifikation des Profils Fig. 33, 34 verlangen sollten, ja sogar, wenn man eine grössere Umgestaltung vornehmen müsste, bei der die Unterschiebung von Süden auf Kosten der Überschiebung nach Norden vergrössert würde, wie dies von RIGASSI (1962) gewünscht wird, so wird dadurch das wesentliche Resultat nicht beeinträchtigt.

Aber nicht nur die Fernschubtheorie, auch das Rotationsmodell I hat – so möchte man, wie schon gesagt, meinen – eine in diesem Mass nie erträumte Bestätigung gefunden. Man wird allerdings gut daran tun, nicht allzu rasch in seinen Folgerungen zu sein und vorerst das Rotationsmodell nur probeweise bis ins

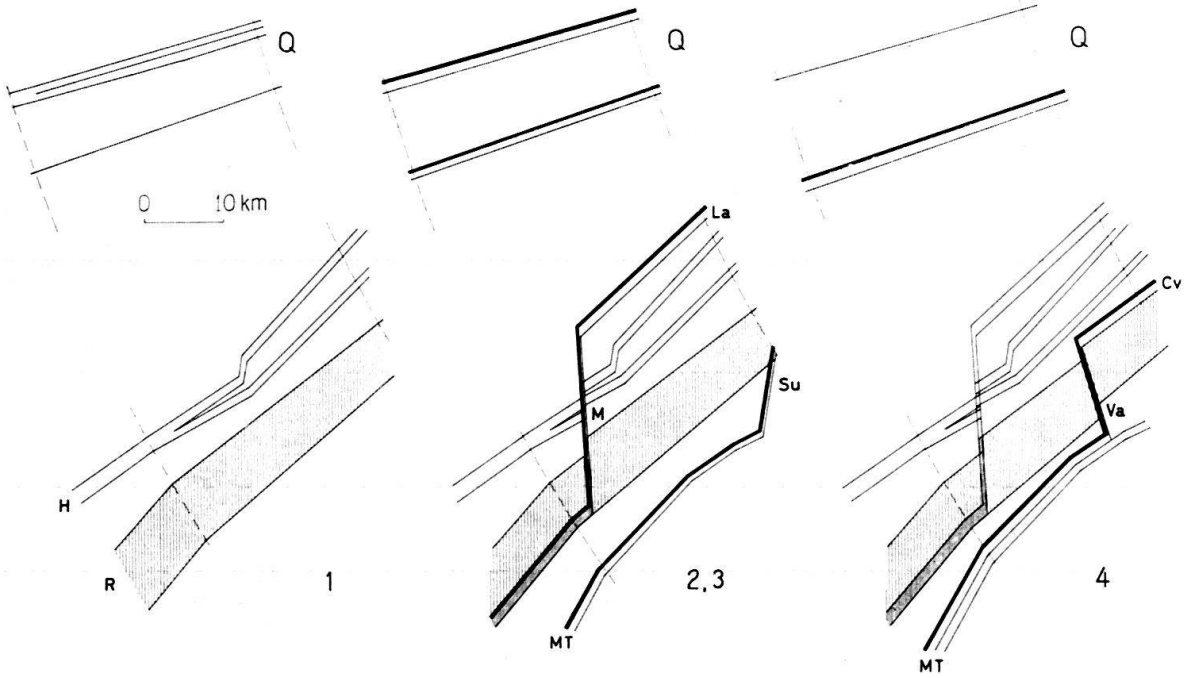


Fig. 35. *Die Kinematik des Gebietes von Vallorbe–St. Cergue–Pontarlier nach dem Rotationsmodell I.* Q = Quellenbereich (oben). H = Haut Joux, R = Risoux, M = Querbruch von Mouthe, La = Laveron, MT = Mont Tendre, Su = Querbruch des Suchet, Va = Querbruch von Vallorbe, CV = Crêt du Vourbey, Vr = Querbruch der Vraconne, DV = Dent de Vaulion, Po = Querbruch von Pontarlier, St. C = Querbruch von St. Cergue, ChD = Chalet Devant, LS = Querbruch von La Sarraz. Die in der jeweiligen Phase aktive Bewegungsfront ist durch einen fetten Strich gekennzeichnet. Schraffur und Punktierung sollen der leichteren Korrelierbarbeit von zerhackten Bewegungsfronten dienen. Weitere Erläuterungen s. Text.

fragliche Gebiet hinein ausdehnen. Denn das Rotationsmodell I basierte einerseits auf der linearen Zunahme der Verkürzung vom Jura-E-Ende gegen W, anderseits aber auch auf der Feststellung, dass das Molassebecken nicht in feststellbarer Weise segmentiert sei. Nun aber lösen sich im Gebiet der Querstörungszone von Vallorbe-Pontarlier besonders auffällige Bruchzonen vom Jurasüdrand und streichen ins Molassebecken hinein. Hier muss jedenfalls die Annahme, dass das Molassebecken unsegmentiert sei, fallengelassen werden, und es fragt sich nur noch, ob dieser Segmentierung grössere kinematische Bedeutung zukomme, welche eine wesentliche Modifikation des Rotationsmodells verlangen würde.

Um dies zu entscheiden, braucht man nur z.B. die Querbruchzone von Vallorbe-Pontarlier nach den Spielregeln des Rotationsmodells I aufzubauen und das Resultat mit den tatsächlichen Beobachtungen zu vergleichen, vgl. Fig. 35. Weil die Transportrichtung die Transversalverschiebungen unter grösseren Winkeln schneiden würde, so müssten sich grössere randliche Überlappungen ergeben, welche als grosse quergestellte Antiklinalen, nach dem Beispiel der Caquerelle-Antiklinale, in Erscheinung treten müssten. Dies ist nicht der Fall. Zwar gibt es Ansätze zu quergestellten Auspressungen, die noch genau gemessen werden müssen, aber sie genügen nicht einmal grössenordnungsmässig den Ansprüchen des Modells; vgl. die nun folgenden Erläuterungen.

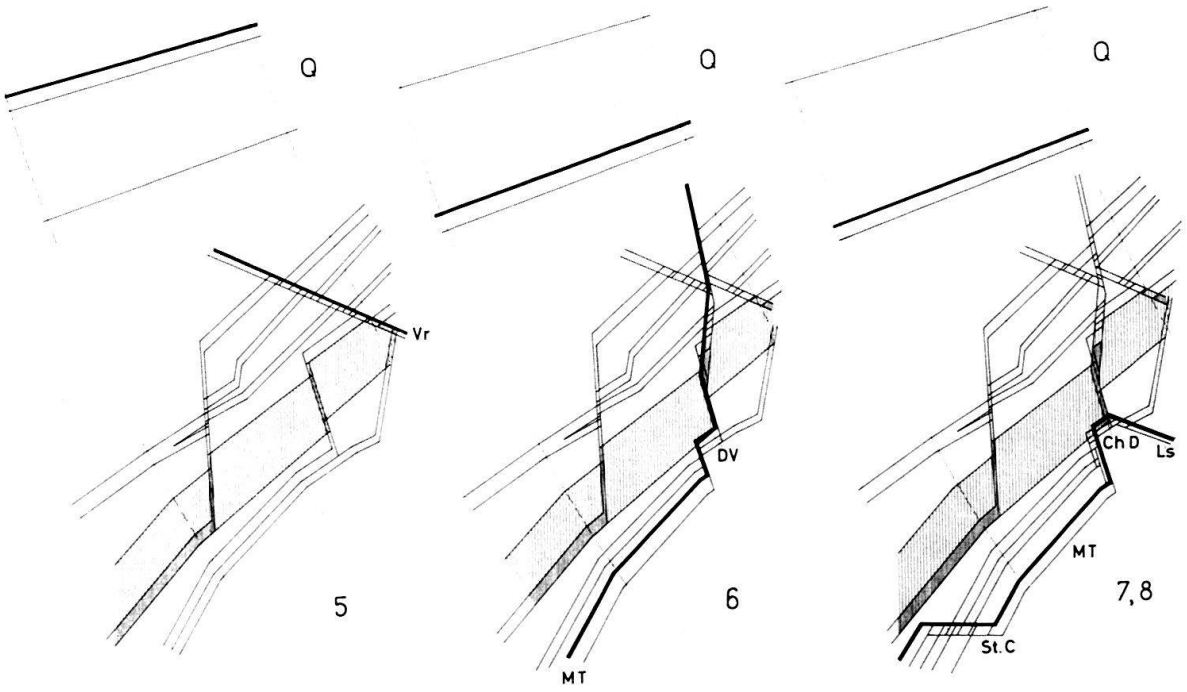


Fig. 35.

2. Erläuterungen zu Fig. 35. Die Kinematik des Gebietes von St. Cergue–Vallorbe–Pontarlier nach dem Rotationsmodell I

Für den Westteil sind die Verkürzungen dem Profil Fig. 33, 34 entnommen, für den Ostteil ergeben sie sich daraus durch Projektion nach dem Rotationsmodell I, wobei die Verteilung auf die einzelnen Bewegungsfronten abgeschätzt ist nach der Isohypsenkarte von AUBERT (1959),

die sowohl einen Eindruck der relativen Auspressung wie auch der Transversalverschiebungsbeträge gestattet. Die zeitliche Sequenz lässt sich an den Schnittstellen diskordanter Fronten ablesen. Es wurden offenbar der Reihe nach folgende Fronten betätigt (die Zahlen entsprechen der Numerierung auf Fig. 35):

1. *Risoux* (*R*)–*Plateau de Jougne und Haut Joux* (H)
   Die Bewegung am Risoux nimmt gegen NE ab, komplementär dazu nimmt die am Haut Joux zu. Dieser spaltet sich zudem gegen NE in 2 Antiklinalen. Die Risoux-Front ändert bei der Vraconne, am E-Rand des hier dargestellten Gebietes, ihren Charakter. Diese beiden ältesten Fronten werden durch die folgenden ganz oder teilweise geschnitten.

2. *Mouthe* (M)–*Laveron* (La)
   Der Querbruch von Mouthe entwickelt sich nach WINNOCK (1961, Fig. 1) aus dem südlichen Aufbau des Risoux. Er versetzt die Zweigfronten des Haut Joux um einen guten Kilometer und lagert ihnen im Norden die Front des Laveron vor. Diese wird zerschnitten durch die Fronten von Vraconne–Pontarlier. (Der südwestliche Ast dieser Front stellt eine dreifache Belegung, d.h. eine Verdreifachung der Sedimenthülle dar).

3. *Mont Tendre* (*MT*)–*Dent de Vaulion–Sur Grati–Querbruch des Suchet* (*Su*)
   Diese Front schneidet den zum südlichen Aufbau der Risouxfront gezählten Suchet, sie wird geschnitten durch das Querbruchsystem von La Sarraz, welches nach dem Modell II der Fig. 36 als Komplement dem Querbruchsystem von Vallorbe–Pontarlier zuzurechnen ist. Die Fronten 2 und 3 werden aus Gründen der Raumersparnis in einer Figur vereinigt.

4. *Mont Tendre–Dent de Vaulion–Querbruch von Vallorbe* (Va)–*Crêt du Vourbey* (CV)
   Schneidet den Risoux, wird geschnitten durch die Querbrüche der Vraconne und von Pontarlier. Das Querbruchsystem von Vallorbe–Pontarlier scheint aus einer Vielzahl, zum minde-

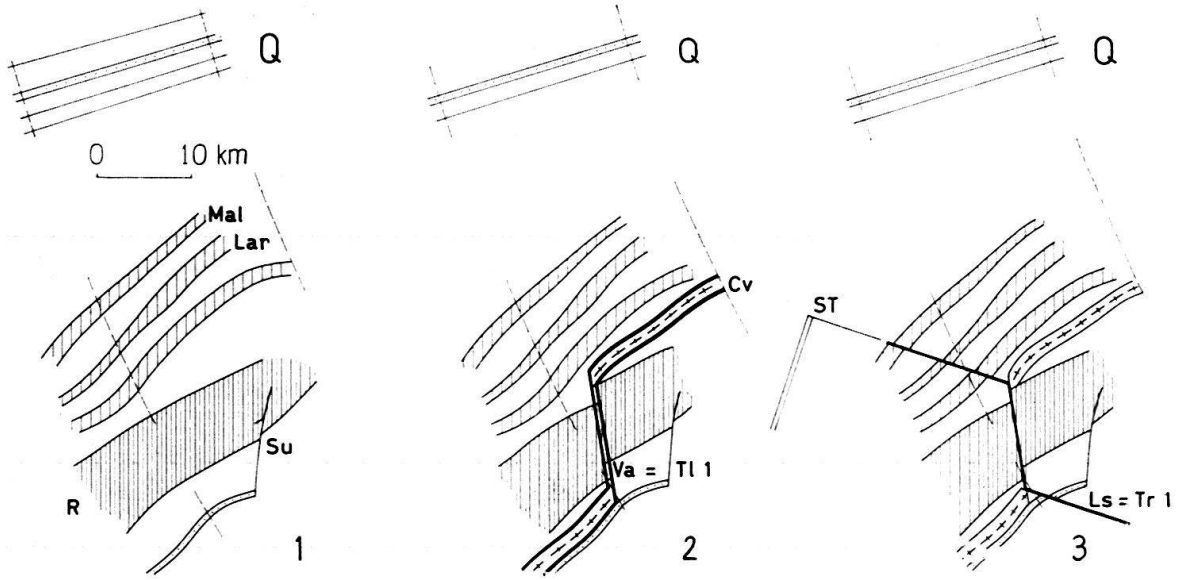


Fig. 36. *Die Kinematik des Querbruchsystems von La Sarraz–Vallorbe–Pontarlier nach dem modifizierten Modell II*

Q = Quellenbereich für die Rotation, ST = schematischer Senkenbereich für die Translation. Signaturen dienen der leichteren Korrelierbarkeit von zerhackten Bewegungsfronten. In den jeweiligen Phasen aktive Bewegungsfronten (Begrenzung der liegenden und der hangenden Scholle) durch dicken Strich hervorgehoben. Lav = Laveron, Lar = Larmont, Mal = Malmaison, Va = Querbruch von Vallorbe, Tl = linksverschiebender (sinistraler) Transversalbruch, Tr = rechtsverschiebender (dextraler) Transversalbruch, CV = Crêt du Vourbey, LS = Querbruchsystem von La Sarraz (zerfällt in 2 Hauptbrüche: Tr 1 und Tr 3). DV = Dent de Vaulion, Po = Querbruch von Pontarlier. Weitere Erläuterungen im Text.

sten aus zwei grossen, etwas verschiedene Fugen benützenden Bewegungsfronten zu bestehen, wodurch die das Kartenbild charakterisierende Absplitterung kurzer, kaum korrelierbarer Antiklinalsegmente zustandekommt. Die nördlich des Crêt du Vourbey gelegenen Antiklinalen sind um 2 km verschoben (Querbruch von Pontarlier), der Risoux südlich davon um 3–4 km, die Differenz muss als Front des Crêt du Vourbey von der Querbruchzone abzweigen.

5. *Querbruch der Vraconne* (Vr)

Schneidet Crêt du Vourbey und Montagne des Verrières, vermutlich auch Malmaison und Laveron – siehe unten. Wird geschnitten durch Pontarlier-Bruch.

6. *Mont Tendre–Dent de Vaulion* (DV)–*Vallorbe–Pontarlier*

Lagert sich offenbar zunächst im Süden an die Mont Tendre-Fronten 3 und 4 an, schneidet sie dann aber diskordant im Gebiet der Dent de Vaulion (Querbruchsystem von Montricher–Le Pont). Trennt bei Les Hôpitaux vermutlich einen kleinen Zipfel von Risoux und Crêt du Vourbey los und verlässt als Querbruch von Pontarlier das hier dargestellte Gebiet.

7. *Mont Tendre–Chalet Devant* (ChD)–*La Sarraz* (LS)

Diese Front ist in den Modellen nicht berücksichtigt. Eine kurze Diskussion folgt auf S. 307.

8. *Der Querbruch von St. Cergue*

Er durchsetzt alle Mont Tendre-Teilfronten, ist also die jüngste Front des dargestellten Gebietes. Da das Rotationsmodell I eine Segmentierung des Molassebeckens nicht zulässt, muss die St. Cergue-Front gegen NE zu den Mont Tendre-Fronten im Süden angelagert werden. Diese unbefriedigende Lösung sei hier nicht weiter diskutiert, da sie für das Modell II von selbst wegfällt.

Auf Fig. 35 sind die sukzessiven Stadien in geometrisch-schematischer Weise dargestellt. Die jeweiligen Quellen sind nördlich der Senken eingezeichnet. Kreisbögen um das Rotationszentrum sind gestrichelt skizziert. Aus Gründen der Raumersparnis und der Anordnung wur-

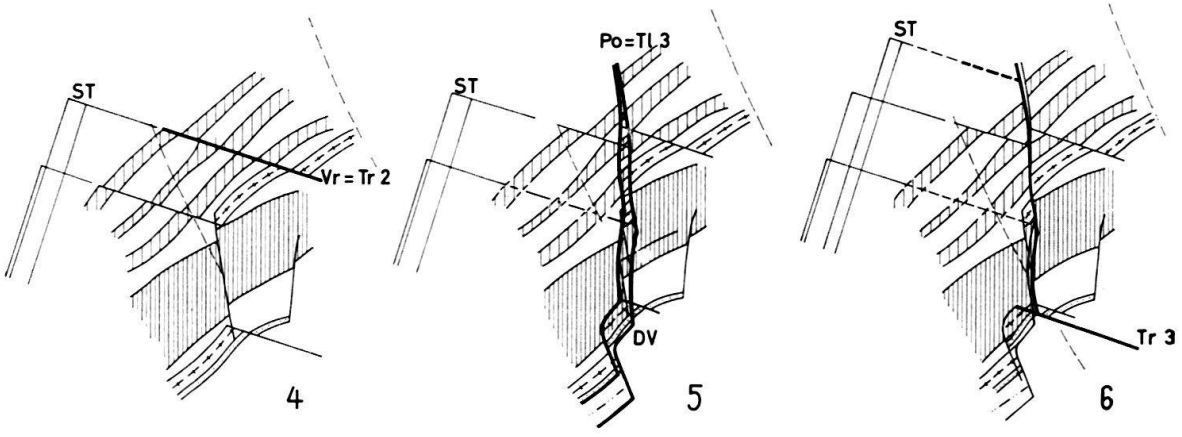


Fig. 36.

den Stadien 2 und 3 in einem Bild vereinigt. Die jeweils aktiven Fronten sind durch fette Linien besonders hervorgehoben.

Im Gegensatz zu Fig. 6 sind im hier dargestellten Gebiet Mehrfachbelegungen, d.h. mehrere übereinander gestapelte Blätter, unvermeidlich: überall wo ältere Bewegungsfronten seitlich über die Querbrüche hinauslappen; aber auch der Westteil der Front 2 (Mouthe) und das Gebiet der Dent de Vaulion sind mehrfach belegt.

Für eine eingehende Diskussion der kinematischen Probleme siehe Erläuterungen zu Fig. 36.

Die modellmässige Synthese führt also zu keinem befriedigenden Resultat. Sie vermittelt jedoch recht genaue Vorschriften dafür, wie das Modell abgewandelt werden muss, um zu annehmbaren Resultaten zu gelangen. Man muss jedenfalls die unerwünschten queren Auspressungen durch zusätzliche Manipulationen aus dem Modell entfernen.

Dafür stehen drei prinzipiell verschiedene Möglichkeiten zur Verfügung, siehe Fig. 37. Die ersten beiden lassen die modellmässige Festsetzung unangetastet, dass das Molassebecken nicht segmentiert sein solle. Man kann dann zur Entstauchung der linksverschiebenden (sinistralen) Transversalbrüche (im folgenden als Tl bezeichnet)

1. die bewegte Scholle zusätzlich nach E driften lassen (vgl. Fig. 37e), oder
2. eine im W an die Tl grenzende Vorlandscholle nach (N)W driften lassen (Fig. 37d,e).

Für beide Entstauchungsvorgänge müssen aber Segmente der Bewegungsfront, die senkrecht zur rotierenden Hauptbewegung stehen, als Transversalverschiebungs-Schienen dienen. Will man diese unschön-künstlichen und vor allem vom dynamischen Standpunkt unplausiblen Folgen vermeiden, so muss man die Festsetzung, dass das Molassebecken unsegmentiert sei, fallen lassen und gleichzeitig mit der rechts rotierenden Ostscholle eine komplementär nach links rotierende oder nach W bzw. NW driftende Westscholle mitspielen lassen, welche mit der Ostscholle das Tl-Segment gemeinsam hat und sich nach Südosten mit dem Quellengebiet verbindet (Fig. 37c), Wesentliche Bestandteile dieser komplementären westlichen Scholle sind rechtsverschiebende (dextrale) Transversalbrüche (künftig als Tr bezeichnet). Da an ihnen ebenfalls keine Auspressungen stattfinden sollen, geben sie die Richtung der komplementären Translationen an. Diese Tr müssen an den Enden der Tl-Segmente ansetzen. Natürlich lassen sich durch solche Translationen die durch Rotation bedingten Stauchungen an den Tl nicht *exakt* aufheben, der Augenschein lehrt aber auch, dass dies beim natürlichen Vorbild nie ganz der Fall ist.

Nun sind ja wirklich wenigstens gewisse Tl und Tr in auffälliger Weise kombiniert, und besonders die Tl-Zone von Vallorbe-Pontarlier und die Tr-Zone von Vallorbe-La Sarraz stehen in der geforderten geometrischen Beziehung. Sie scheinen komplementär zu sein und legen den Versuch nahe, die Entstauchung ganz allgemein nach dem Schema Fig. 37c vorzunehmen. Dieses Schema, mit gewissen Modifikationen, scheint dem Schreibenden zurzeit überhaupt die einzige annehmbare Lösung des Problems zu bieten.

Es ist also ein modifiziertes Modell II aufzubauen, für welches dieselben Grundregeln gelten wie für Modell I, aber mit folgenden Abänderungen und Zusätzen:

1. Die Quellenscholle ist segmentiert, aber nur so weit, als es zum Abbau der dem Modell I folgenden Rotationsschollen und zur Elimination der aus diesem Modell sich ergebenden, aber in der Natur nicht zu beobachtenden Stauchungen nötig ist.
2. Es sind ausser den Rotationen um das Lägernostende auch Translationen längs Tr zulässig, welche die Quellenscholle, das Molassebecken, durchschneiden.
3. Zur Elimination der Stauchungen längs der Tl, die im Gefolge der Rotation auftreten, sind Translationen von Schollen zulässig, deren Begrenzung nur im

Tl-Segment mit der Begrenzung der komplementären Rotationsscholle zusammenfällt.

Immer noch soll die Bewegung im wesentlichen diskret sein, doch zeigt sich wiederum, wie schon bei der Konstruktion von Fig. 6, dass man bei starrer Anwendung dieser Regel nicht weit kommt. Wiederum muss die – leider quantitativ nicht zu fassende – diffuse Bewegung da und dort gleichsam als Deus ex machina hilfreich einspringen. Weiterhin dürften streng genommen auch in diesem Modell keine Lücken im Jura auftreten, doch findet man bei der Durchkonstruktion z.B. des

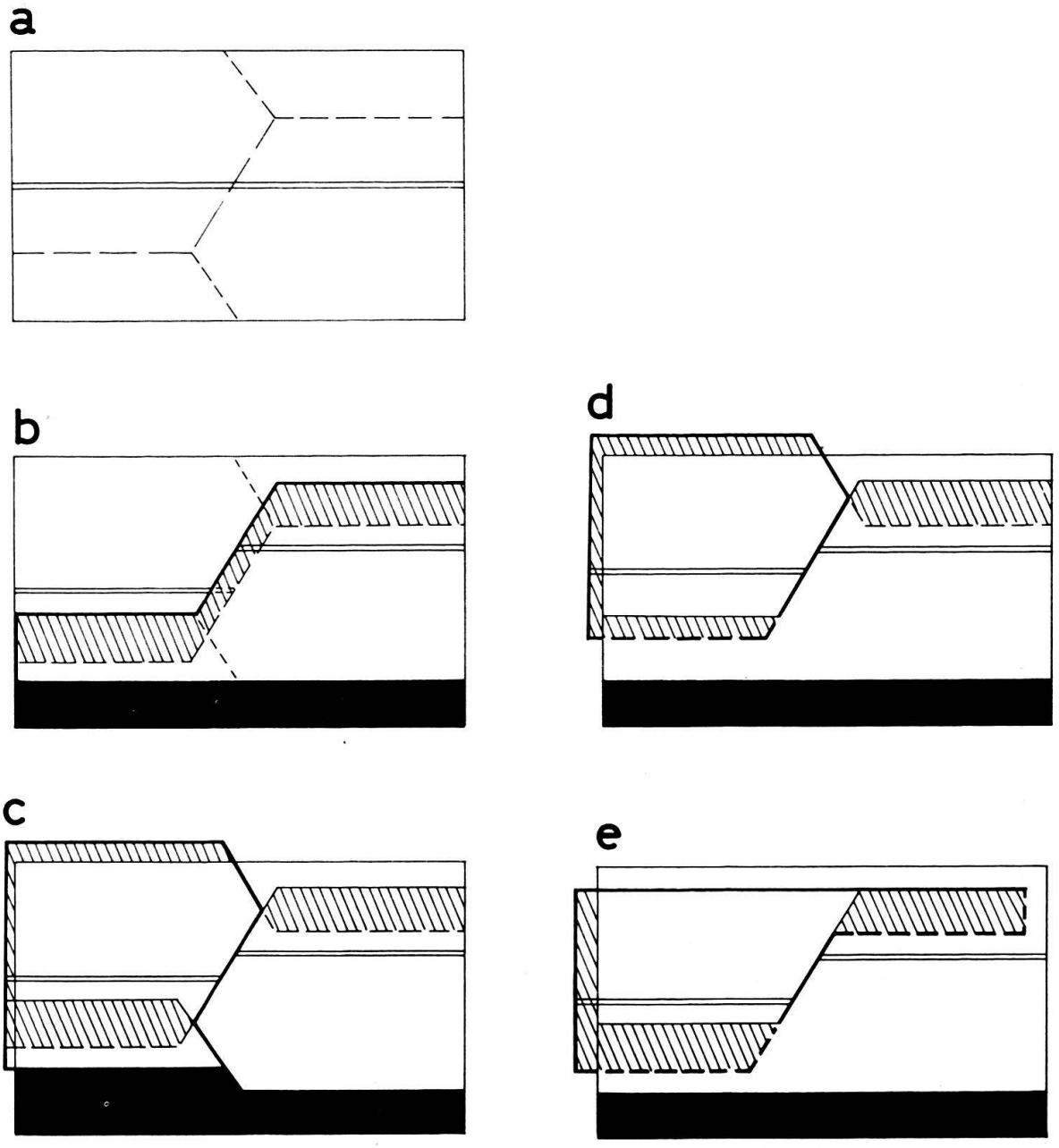


Fig. 37. Die Eliminierung von Überlappungen längs Transversalverschiebungen, die schief zur Bewegungsrichtung des Blocks streichen. Fall der einfachen Translation. Doppelstrich: Vorzeichnung; schraffiert: Senken (Überlappungen); schwarz: Quellen (Lücken); dicker Strich: jeweils aktive Scholle; gestrichelt (in Überlappungszonen): Grenze der liegenden Scholle.

Vallorbe-Pontarlierbruches, dass man sich damit die Lösung der Aufgabe offenbar verunmöglicht, zum mindesten aber in höchstem Masse erschwert. Auch hier wird man nicht Sklave der selbst gesetzten Regeln sein wollen, sondern dort, wo es die natürlichen Verhältnisse erfordern, sich mit einer kleinen Regelwidrigkeit Bewegungsfreiheit verschaffen. Wichtig ist nur, dass man das jedesmal klar feststellt, dass man weiss, was man tut und warum man es tut und was die Konsequenzen sind. Das Modell soll modifizierbar, flexibel, den natürlichen Gegebenheiten im Prinzip unbegrenzt anpassungsfähig sein.

Die Durchführung dieses Modells für eine recht schematische Darstellung des Querbruchgebietes von La Sarraz–Pontarlier ist auf Fig. 36 dargestellt.

3. Erläuterungen zu Fig. 36: Die Kinematik des Querbruchsystems von La Sarraz–Vallorbe–Pontarlier nach dem modifizierten Modell II

Fig. 36 enthält nur das wichtigste Teilgebiet von Fig. 35. Vorgegeben sind die Fronten 1, 2 und 3. Die geometrische Schematisierung ist etwas aufgelockert, die Fronten 1 und 2 schwellen an und verjüngen sich durch gegenseitigen diffusen Austausch von Bewegung. Dieser Eindruck ist der Karte entnommen und hier nicht weiter analysiert. Die wesentliche Modifikation gegenüber Fig. 35 besteht darin, dass die durch das Rotationsmodell erzeugten unerwünschten Auspressungen an den Tl durch Translationsbewegungen an komplementären Tr nach dem Schema Fig. 37c möglichst ausgemerzt werden. Diese komplementären Rotations- und Translationsbewegungen sollten eigentlich gleichzeitig stattfinden, aus konstruktiven Gründen wird aber die Translation als spätere, die Rotation korrigierende Phase dargestellt. Das Quellenfeld für die Rotation ist wiederum im Norden eingezeichnet, aber nur für die dargestellten Entwicklungsstadien. Das Quellenfeld der Translationsbewegungen ist im Nordwesten angegeben, es kann auch als schematisches Senkenfeld der Translationen aufgefasst werden.

Die Vorgänge in der dargestellten Zone sind sehr komplex, die veröffentlichten Daten erlauben keine sichere Analyse; das hier gegebene Bild ist nur als orientierender Versuch zu werten. Das Augenmerk wurde in erster Linie auf eine quantitativ möglichst korrekte Wiedergabe der verschiedenen Transversalverschiebungsbeträge gerichtet. Die Summe aller dieser Tl-Verschiebungen muss gerade so gross sein wie die Gesamtverkürzung des Mont Tendre, da dieser NE der Zone von La Sarraz vollständig verschwunden ist.

Schwierigkeiten treten auf bei Stadium 3 (Translation längs Tr-1, von der nur der südöstliche Ast bekannt ist, der nordwestliche musste als noch unerkanntes, diffuses System angenommen werden) und im Gebiet der Dent de Vaulion, wo die Übereinanderstapelung der verschiedenen Bewegungsfronten des Mont Tendre und die Einpressung in den Risoux (Mont d'Or) eine Ausquetschung fordert, die weit über die in der Literatur angegebene hinausgeht. Hier stellt sich ausserdem das Problem der Antiklinale von Chalet Devant, welche an der Tr-Zone von La Sarraz zu enden scheint, statt, wie die übrigen Teilfronten des Mont Tendre, an einer Tl (siehe unten). Im übrigen aber ist die quantitative Aufsplitterung des Mont Tendre am Querbruchsystem von Vallorbe–Pontarlier überaus befriedigend darzustellen: unmittelbar westlich der Querbrüche beträgt die Verkürzung gute 6 km, sie verteilt sich an den Querbrüchen auf die Tl von Vourbey und Pontarlier (4,3 km) und die Antiklinalen von Sur Grati und Chalet Devant (zusammen ca. 2 km).

Anstatt die verschiedenen Stadien in der angegebenen Reihenfolge zu betrachten, d.h. die heutige Geometrie durch sukzessive Bewegungen aufzubauen, kann man die Fig. 36 auch umgekehrt lesen, d. h. die heutige Geometrie schrittweise ausglätten. Diesen letzteren Weg hat eigentlich der Schreibende beim Entwurf der Tafel zuerst beschritten. Er vermittelt in viel stärkerem Masse das Gefühl des Notwendigen, d.h. dass sich die angegebene kinematische Entwicklung im ganzen genommen eigentlich zwangsläufig ergibt. Die Erläuterung der einzelnen Stadien ist deshalb im folgenden in dieser rückglättenden, «palinspastischen» Betrachtungsweise vorgenommen. Es gilt also, korrelierbare, durch Querbrüche versetzte Strukturen unter möglichster Befolgung der Spielregeln wieder in ihren ursprünglichen Zusammenhang überzuführen.

Allgemein zu beachten sind folgende quantitative Aspekte dieses Modells:

1. Verminderung der auf Profilen gemessenen Auspressungen:
   a) wenn T durch das Messprofil in einer Synklinale geschnitten wird, so fehlt bei der Gesamtverkürzung die T entsprechende Bewegungsgrösse.
   b) wenn T in einer Antiklinale geschnitten wird, so fehlt viel mehr, nämlich zusätzlich zu der T entsprechenden Bewegungsgrösse noch jener Betrag der zur Antiklinale gehörigen Bewegungsgrösse, der durch ihre seitliche Streckung wegfällt.
2. Die den Tl entsprechenden, im Modell vorzunehmenden Rotationen sind grösser als die Beträge, die man für die Tl auf der Karte misst, weil der Einfluss der komplementären Tr eingerechnet werden muss, siehe Fig. 38.

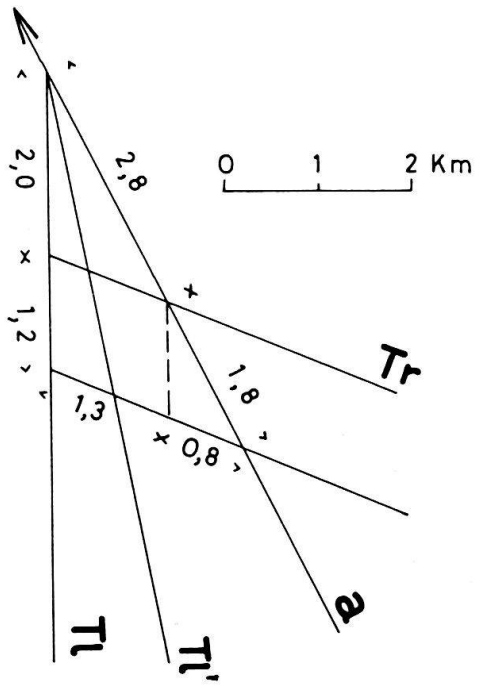


Fig. 38. Einfluss der rechtsverschiebenden Querbrüche (Tr) auf die scheinbaren Verschiebungsbeträge der links verschiebenden (Tl). Ungefähre quantitative Beziehungen im Vallorbe–Pontarlier-System:

a = Bewegungsrichtung der Rotationsscholle (begrenzt durch Tl). Tl – Tl′ sind die ungefähren Grenzen der Richtungsschwankungen. Die Zahlen längs Tl sind die messbaren Verschiebungen; die entsprechende Stärke der Bewegungsfront erkennt man durch Projektion längs Tr auf a.

Besprechung der einzelnen Stadien:

6-5: Rückschiebung längs Tr-3 um 1,3 km (abgekürzt R-Tr-3). An der Antiklinale von Sur Grati–Dent de Vaulion wird etwa dieser Betrag von Tr-3 gemessen, aber die folgende Rückverschiebung längs Tl-3 setzt eine kleine Lücke längs des anscheinend NNW streichenden Segments von Tl-3 bei Pontarlier voraus. Lücken sollen aber laut Festsetzung im Modell keine auftreten, weil im Jura wenigstens keine auffälligen sichtbar sind. Gerade bei Pontarlier würden aber die geologische Darstellung auf der Generalkarte 1:200000 sowie die Darstellung bei AUBERT und die topographischen Verhältnisse laut Landeskarte eine kleinere, lokale Lücke zulassen. Die hier gewählte Konstruktion weicht also um ein geringes vom Modell ab und dies mit voller Absicht: denn dieses Beispiel soll zugleich zeigen, wie Modifikationen am Modell vorgenommen werden können, wo die lokalen Verhältnisse sie nahelegen.

5-4: Rückrotation längs Tl-3 um 2,7 km (R-Tl-3).

Nun fügen sich die vorgezeichneten Antiklinalen von Malmaison (Mal) und Larmont (Lar) (Ostteil) schön zusammen. Der kleine Antiklinalkopf von Le Miroir westlich Les Hôpitaux wird zur Fortsetzung der Antiklinale von Crêt du Vourbey.

4-3: R-Tr-2 um 2 km

Die Verschiebung der Antiklinale von Crêt du Vourbey beträgt in der Vraconne nach AUBERT 1959, Tafeln I und II, rund 2 km. Das entspricht nach Fig. 38 in unserem Modell einer Nordrotation von mindestens 5,8 km und einer Tl von mindestens 4,5 km, derart mächtige Bewegungsfronten sind im Bereich des auf Fig. 35 dargestellten Gebietes nirgends anzutreffen. Die Bewegungsfront Sur Grati–Querbruch des Suchet, die wenigstens gegen eine gewisse Nachbarschaft der Vraconne hinzieht, dürfte grössenordnungsmässig 1 km nicht überschreiten. Die Grösse von Tr-2 wird ein schwieriges Problem sein bei einer künftigen kinematischen Analyse des Knotens von Ste. Croix, auch wenn sich herausstellen sollte, dass der Verschiebungsbetrag in Wirklichkeit etwas geringer ist. Da in diesem Gebiet zugleich eine Zusammenfassung und Neuverteilung von Bewegungsfronten stattfindet, ist es überaus schwierig, befriedigende Korrelationen zwischen diskordanten Fronten aufzustellen. So ist das Verschwinden des Plateau de Jougne (Risoux) und das Auftauchen des ganz anders gebauten Chasseron im Detail noch quantitativ zu analysieren. Ohne diffuse Übergänge wird kaum auszukommen sein! Tr, welche in dieser Gegend die Randketten gegen das Mittelland zu erfassen und vielleicht mit Tr-2 in Beziehung zu bringen sind, kennt man vor allem vom Chamblon bei Yverdon und vom Mont Aubert bei Corcelles.

Durch R-Tl-3 wurde aber Tr-2 mit einer NW-streichenden Störungszone verbunden, welche die Antiklinale von Grangettes (N Lac de St. Point) und den Laveron schneidet. Obwohl sie auf den Karten nicht als Tr-*Bruch*zone erscheint, werden an ihr die genannten Antiklinalen im Sinne einer Tr um 2 km verstellt, wie man der Generalkarte 1:200000 wie auch der topographischen Landeskarte 1:100000 entnehmen kann. Offenbar ist dies die Fortsetzung von Tr-2 westlich des Pontarlierbruches, auch wenn kein scharfgeschnittener Querbruch, sondern eher eine diffuse, aber doch begrenzte Bewegungszone ausgebildet ist. Auf der Tafel ist der Einfachheit halber ein scharfer Bruch eingezeichnet. Auch eine Fortsetzung dieser Zone gegen Nordwesten durch das Plateau von Nozeroy zeichnet sich ab längs der Linie Chaffois–Chapelle d'Huin.

3-2: R-Tr-1 um 600 m

Die bisherigen Manipulationen haben die drei nördlichen Antiklinalen ausgerichtet, sie lassen aber die Antiklinale des Crêt du Vourbey noch überzählig zwischen Plateau de Jougne und Montagne des Verrières, und ausserdem ist das Plateau de Jougne noch immer längs Tl-1 um knappe 2 km verschoben. Rückverschiebung der Bewegungsfront Vourbey-Tl-1 sollte hier ausglätten. Aber zuerst muss nach unsern Festsetzungen die assoziierte Front der Tr-1 zurückgeschoben werden. Als südöstlicher Ast von Tr-1 kann der nördliche der Querbrüche von Vallorbe–La Sarraz angesehen werden, der nordwestliche Ast jedoch bereitet Schwierigkeiten. Er müsste, beginnend beim Hügel von Le Miroir, bei Les Hôpitaux die nördlichen Ketten gegen Nordwesten durchsetzen. Hier findet man aber weder einen Querbruch von der geforderten Grösse (ca. 600 m, siehe Fig. 37), noch eine deutliche, wenn auch diffuse Querflexur wie bei Tr-2. Es lässt sich höchstens sagen, dass eine Reihe von Querdepressionen – tektonischen wie topographischen – vorhanden sind, und dass diese vielleicht einer besonderen Überprüfung im Feld würdig wären. Allerdings macht sich der Schreibende hier keine Illusionen: diffuse Zonen sind auch bei guten Aufschlussverhältnissen quantitativ kaum zu fassen. Unseren Spielregeln gemäss wurde aber auf Fig. 36 R-Tr-1 durchgeführt, die dabei im Nordwesten entstehende unschöne Zerreissung der drei nördlichen Antiklinalen aber in Stadien 5 und 6 durch diffuse Ausglättung (gestrichelt) wieder künstlich eliminiert. Das Problem bleibt natürlich bestehen.

Die Antiklinale von Sur Grati–Dent de Vaulion ist nun ausgerichtet.

2-1: R-Tl-1 um 1,6 km

Dieser Spielzug eliminiert die Antiklinale des Crêt du Vourbey und bringt die Vorzeichnung Risoux-Plateau de Jougne und das südlich angelagerte Antiklinorium des Suchet wieder

zusammen. Der Mont Tendre ist nun von etwas über 6 km im mittleren Abschnitt des dargestellten Gebietes um 4,3 km auf etwas über 1,7 km, d.h. rund 2 km abgebaut. Von diesen 2 km müssen noch die Antiklinalen des Chalet Devant und von Sur Grati genährt werden. Das reicht kaum aus, die beiden Antiklinalen dürften zusammen vielleicht etwa 2,5 km erreichen. Wenn man aber bedenkt, dass bei der Festsetzung des Zusammenschubes im westlichen Mont Tendre, besonders bei der Aufteilung der Beträge zwischen Risoux und Mont Tendre, Unsicherheiten um mehrere km auftraten, so stört diese Unstimmigkeit nicht, man wird vielmehr erfreut feststellen, dass die grobe Rechnung ungefähr aufgeht. Wer grössere Genauigkeit verlangt, der muss zuerst eine viel genauere Bestimmung der Bewegungsverteilung auf die einzelnen Fronten östlich und westlich der Bruchzone von Vallorbe–Pontarlier vornehmen, und zwar womöglich über die ganze Breite des Juras hin, und ihre Entwicklung, die Verknotungen und Neuverteilungen, eventuell diffuser Art, sorgfältigst verfolgen – eine Arbeit von Jahren!

Weiter wurde die kinematische Analyse des dargestellten Gebietes nicht getrieben, doch kann sie und ihre Problematik wenigstens noch skizzenhaft vervollständigt werden:

1. Die Bewegungsfront von Sur Grati-Querbruch des Suchet macht Schwierigkeiten wegen der vorläufig unbekannten assoziierten Tr. Tektonische Querstrukturen im Plateau de Jougne, von AUBERT angedeutet, verdienen in diesem Zusammenhang vielleicht besondere Aufmerksamkeit. Die weitere Schwierigkeit besteht vor allem darin, dass im Knoten von Ste. Croix alle Ketten umgebaut werden, wie schon oben erwähnt.
2. Die Front von Chalet Devant verschwindet am Tr-System von Vallorbe–La Sarraz, sie sollte also längs dieses Systems gegen SE zurückspringen. Das lässt sich nur durch eine SE-Translation durchführen, in Richtung der Tr; denn die Auspressungen längs dieser Tr sind recht gering. Dann aber verläuft der Schub schief zum Mont Tendre. Wenn also die Front von Chalet Devant gegen W dem Mont Tendre angebaut wird, wie man meinen möchte, so müsste längs des Mont Tendre eine regelwidrige Tr-Komponente auftreten. Vielleicht hilft aus diesem Dilemma die detailliertere kinematische Abklärung der Querbruchzonen von La Sarraz und Montricher.
3. Die drei nördlichen Antiklinalen werden im Gebiet von Tl-3/Tr-2 umgebaut. Der Laveron scheint gegen E etwas kleiner zu werden, während der Larmont östlich Tl-3 bedeutend an Grösse gewinnt. Man möchte also meinen, dass schon vor dem Stadium 1 Querstrukturen in dieser Gegend entwickelt wurden, dass vielleicht sogar ein gewisser präexistenter Rahmen bestanden hat. Man hat auch das Gefühl, der Larmont könnte von Süden durch eine diskordante Bewegungsfront gespiesen worden sein. In post-Risoux-Zeiten ist dafür kein grosser Spielraum vorhanden, weil die messbaren Tl von 4,3 km zum grösseren Teil (2,7 km) den Faisceau Helvétique verlassen, während die restlichen 1,6 km von der Vourbey-Front aufgezehrt werden. Weitere Abklärungen sind auch hier detaillierteren Messungen vorbehalten.

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass der Abbau der Mont-Tendre-Antiklinale durch das Tl-System von Vallorbe-Pontarlier nach Modell II in grossen Zügen und sogar in einigen Details erklärbar ist, dass aber dabei vor allem die Tr noch mancherlei Probleme aufwerfen, die ohne neue Felduntersuchungen unlösbar scheinen. Es sei hier auf das unsymmetrische Verhalten der von GLAUSER (1959) im Gebiet der Lägern vermessenen Tl und Tr-Klüfte hingewiesen. Man möchte darin ein Indiz erblicken für ein minimes Auseinanderdriften längs der Tr. Auch im Gebiet der Fig. 36 wird man auf solche Phänomene sorgfältigst achten müssen, um womöglich wenigstens qualitative Anhaltspunkte für das Vorhandensein diffuser Divergenzzonen zu gewinnen. Im grossen ganzen ist das Ergebnis recht naturnah, jedenfalls ermutigend.

Was aber bedeutet dieses modifizierte Modell II für die Kinematik des Gesamtjuras?

Die Rotation um das Jura-E-Ende bleibt etwa bis zur Mitte des Neuenburgersees mit guter Näherung bestehen. Hier treten ja im südlichen Faltenstrang noch

ausgeprägte Querantiklinalen auf: vgl. besonders die Umrandung des Val de Ruz. Weiter im W erscheinen aber zusätzliche W-Komponenten, die sich gegen SW summieren und bewirken, dass im südwestlichen Jura eine gegenüber dem Rotationsmodell stark nach W abweichende Bewegungsrichtung herrscht. Zur Fixierung dieser Gedankengänge, und um eine Ausgangsbasis für eine künftige noch bessere Ausgestaltung des kinematischen Modells zu schaffen, wurde Fig. 40 entworfen.

4. Erläuterungen zu Fig. 40: Versuchsweise Entwicklung eines stark vereinfachten Faltenjuras nach dem Modell II

Die hier dargestellte Folge von Entwicklungsstadien des Modells enthält die nach der Auffassung des Autors wesentlichen Elemente, wie sie auf Fig. 36 herausgearbeitet wurden, sie ist aber weder vollständig noch überall sehr naturgetreu. Sie soll nur dazu dienen, die Konsequenzen des Modells II für die Jurafaltung zu illustrieren. Zu beachten ist noch, dass natürlich jede Schollengrenze geschlossen sein muss: die Schliessung im SW ist zwar nicht eingezeichnet, sie kann aber ohne weiteres gedacht werden.

Wie auf Fig. 36 werden die in Wirklichkeit gleichzeitigen Bewegungen der zu den komplementären Tl und Tr gehörenden Bewegungsfronten aus konstruktiven Gründen nacheinander durchgeführt. Wie für Fig. 36 sei die Besprechung zuerst im Sinne einer sukzessiven Ausglättung des heutigen tektonischen Bildes vorgenommen:

9. Endstadium des Versuchsmodells. Es sind nur berücksichtigt idealisierte quantitative Darstellungen des ledonischen und des helvetischen Faltenbündels. Östlich des Vallorbe–Pontarlier-Bruches sind sehr summarisch vier Fronten eingezeichnet; für eine der Wirklichkeit nähere Darstellung vgl. Fig. 6!

   Die jüngsten Fronten sind jene, die auch noch den Mont Tendre - vgl. Fig. 36 – durchsetzen, also die *Tr von St. Cergue* (St. C) und der Faucille. Davon ist nur die von St. Cergue in die Konstruktion einbezogen. Ihr NW-Ast ist vom Nordende des Morez-Bruchsystems (Mo) zum ledonischen Bündel (L) eingezeichnet. Ein solcher scharf definierter Bruch existiert in Wirklichkeit nicht, die (notwendige!) nordwestliche Fortsetzung der Front von St. Cergue scheint sich zu verästeln. Anzeichen für kleinere Tr gibt es im fraglichen Gebiet viele, aber die Analyse wird erschwert durch die komplexe Verknotung verschiedener Fronten im Gebiet von Syam (Sy). Das hier nicht berücksichtigte System der Faucille zielt in ziemlich diffuser Weise gegen den komplizierten Knoten von St. Claude (Cl). Obwohl quantitativ von Bedeutung und bei einer künftigen Analyse nicht zu vernachlässigen, bringt es für die hier darzustellenden Gedankengänge keine wesentlich neuen Momente.

8. Die Tr von St. Cergue ist geographisch und wohl auch kinematisch mit der *Tl von Morez* (Mo) verknüpft. Hier stellt sich eine grössere Schwierigkeit für das Modell ein. Die Tl von Morez liegt fast in der Richtung der Rotation, durch diese wird nur eine sehr geringe Überlappung erzeugt, welche durch die grosse Tr von St. Cergue bei weitem überkompensiert wird. Es müsste also längs der Tl von Morez eine grössere Lücke entstehen. Zu ihrer Verminderung gibt es z. B. die Möglichkeit, dass die Tr von St. Cergue nur zu einem kleineren Teil kinematisch komplementär zur Tl von Morez ist; der Rest müsste sich dann mit andern Bewegungsfronten verbinden. Zu entscheiden, was wirklich passiert ist, ist eine Herausforderung an die Feldgeologie. Das Modell kann nur ein sonst nicht erkennbares Problem aufzeigen.

7. Zur Mont Tendre-Front gehörend und also älter ist die Tl von Pontarlier und die komplementäre *Tr von La Sarraz*, vgl. Fig. 36. Um eine Zeichnung zu sparen, und weil die hier auftretenden Probleme detaillierter auf Fig. 36 dargestellt sind, ist die zu Stadium 4 komplementäre Tr schon hier eingezeichnet. Der Aufbau des Ledonischen Bündels mit seiner Verkürzung von mindestens 6 km scheint sich durch Tr-Translationen grossenteils Hand in Hand mit dem durch Tl-Rotation gekennzeichneten Aufbau des östlichen Juras zu vollziehen.

6. Die komplementäre *Pontarlier–Mont Tendre-Front* setzt sich gegen SW in die Ketten des Reculet–Crêt de Chalam fort, welche ungefähr die richtige Auspressung haben (vgl. Fig. 39). Diese Antiklinalen haben bei Bellegarde keine Fortsetzung, sie werden an der Tl des Vuache

(V) in die Alpen zurückverlegt. Der Vuache liegt ungefähr in Richtung der Rotation und braucht nach dem kinematischen Modell keine komplementäre Tr.

5. *Tr der Vraconne* – vgl. Fig. 36. Die südöstliche Fortsetzung ist recht gewaltsam geradlinig ins Quellengebiet durchgezogen; vgl. auch S. 306.

4. *Tl Vourbey–Mont Tendre.* Die komplementäre Tr ist schon für Stadium 7 eingezeichnet, vgl. Fig. 36.

3. bis 1. *Abbau des Risoux (R)*

   1. Im Gebiet von St. Claude (Cl) wird die Risouxfront durch eine Reihe von grossen, leider erst schlecht untersuchten Tl um wohl mindestens 6–7 km zurückgenommen. Diese Tl lassen sich gegen S nur mangelhaft verfolgen (vgl. z. B. *Vincienne*, 1951). Sie scheinen durch die jüngeren Fronten von Morez und Mont Tendre verwischt zu sein – was ja nicht schwer gefallen sein dürfte, wenn an ihnen keine grösseren Auspressungen stattgefunden haben. Allerdings passiert im Knotengebiet von St. Claude–Les Crozets auch sonst noch allerhand, das hier nicht berücksichtigt ist.

   2. Die zu den Tl von St. Claude komplementäre Westdrift vollzieht sich ohne Tr. Da hier die geographische Fortsetzung der Risoux-Front ihr Streichen gegen SSW abdreht, so lässt sich das Schema der Fig. 37e anwenden. Diese Manipulation reproduziert nicht nur das Querbruchsystem von St. Claude und die Divergenz in der Bewegungsrichtung, sondern auch den augenfälligen Abbau der Verkürzung in der scheinbaren Fortsetzung der Risouxfront SW St. Claude: im Querschnitt Montanges–Charix sind bestimmt nicht über 10 km Verkürzungen vorhanden.

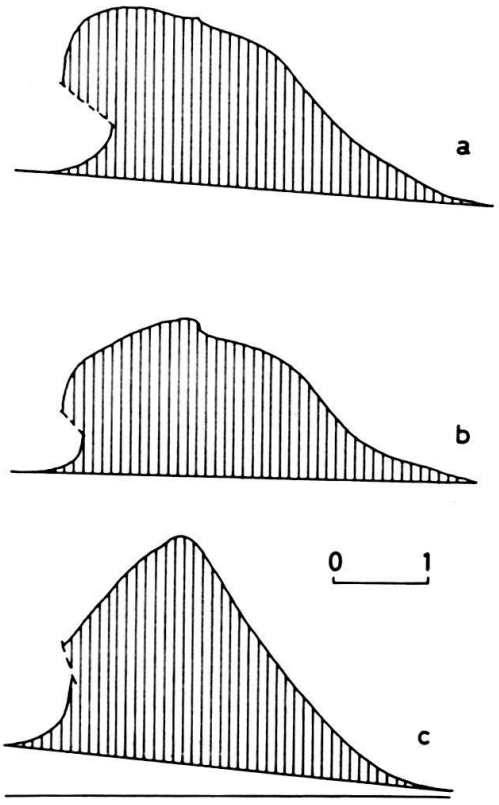


Fig. 39. *Verkürzungen in der Reculet- (a, b) und der Crêt de Chalam-Antiklinale* (c) (nach SCHARDT aus DE MARGERIE 1936, p. 1176 und 1180).
Δsv (km) = 3,6 (a); 3,5 (b); 4,0 (c)
Δsk (km) = 2 (a); 1,8 (b); 2,5 (c)
Die ausgeprägte Diskordanz lässt sich durch starke Überkippungen in den Nordschenkeln beheben.

3. Ein auffälliges Tr-System durchsetzt sodann diese komplementäre Fortsetzung der Risoux-Front im Gebiet des Lac de Silan (Si), zwischen Montanges und Les Neyrolles. Sie erhöht die Verkürzung wieder für eine kurze Strecke. Wie ihre Front geschlossen werden muss, ist eine heikle Frage. Es ist schwierig, sie als Komplement zum Risoux darzustellen. Ihre Gesamtbewegung dürfte mehrere km betragen. Leichter scheint es, sie mit dem Quellengebiet direkt zu verbinden, wie dies in Stadium 3 dargestellt ist, obwohl auch diese Darstellung nicht befriedigt.

Der südwestlichste Jura ist hier weggelassen. Er scheint ein eigentliches Mosaik sich übschneidender Bewegungsfronten zu sein und spottet einer solch primitiven Analyse. Immerhin lässt sich erkennen, dass durch die divergente Westdrift der westlichen Juraschollen eine bedeutende Stauchkomponente auf den Rahmen Ambérieu–St. Genix wirkt. Auf diese Weise ist die beobachtete starke Auspressung mit Überschiebungen (z. B. bei Vaux-en-Bougey) erklärbar. Auf Grund des Rotationsmodelles konnte man zwar eine gewisse Stauchung konstruieren, doch liess sich einsehen, dass sie quantitativ kaum genügen würde (vgl. LAUBSCHER 1961, p. 267).

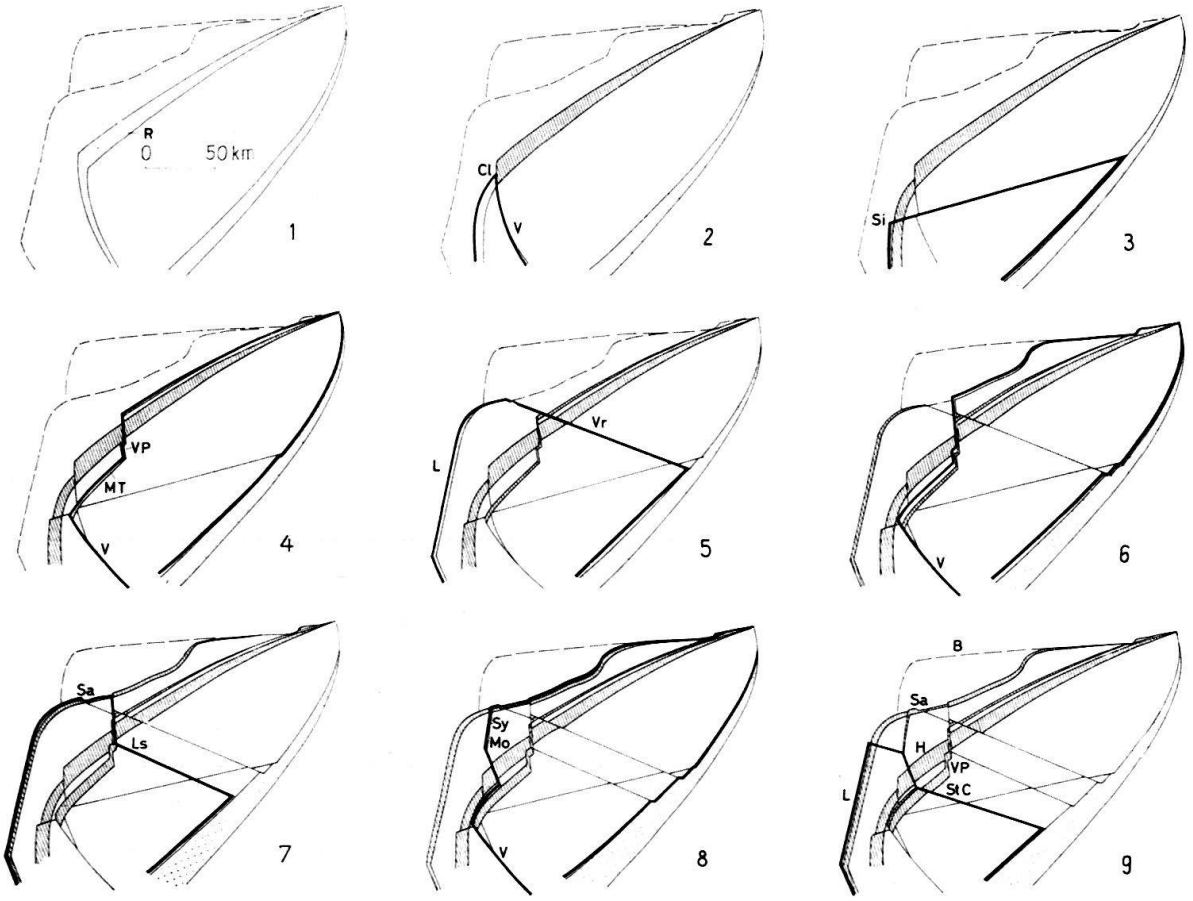


Fig. 40. *Versuchsweise Entwicklung eines stark vereinfachten Faltenjuras nach dem Modell II.*

In den jeweiligen Phasen aktive Bewegungsfronten sind durch dicken Strich gekennzeichnet, inaktivierte ältere Fronten durch Schraffur. Der Quellenbereich ist punktiert.

R = Risoux, Cl = Querbruchsystem von St. Claude, V = Vuache, Si = Querbruchsystem des Lac de Silan, MT = Mont Tendre, VP = Querbruchsystem von Vallorbe–Pontarlier, L = Faisceau Lédonien, Vr = Querbruchsystem der Vraconne, LS = Querbruchsystem von La Sarraz, Sa = Faisceau Salinois, Sy = Faisceau de Syam, Mo = Querbruchsystem von Morez–Les Rousses, StC = Querbruchsystem von St. Cergue, B = Faisceau Bisontin, H = Faisceau Helvétique. Weitere Erläuterungen im Text.

Zusammenfassend sind folgende Punkte besonders hervorzuheben:

1. Eine der ältesten Fronten im Jura muss die des zentralen und nördlichen Faisceau Helvétique gewesen sein (Risoux und Haut Joux). Die wichtigsten andern Fronten schneiden diese diskordant und lagern sich ihr sowohl extern wie intern an, und zwar nimmt dabei das Querbruchgebiet von Vallorbe–Pontarlier und seine Umgebung eine Schlüsselstellung ein. Im östlichen Jura findet eine Anlagerung im Norden mit Hilfe der Tl statt, wobei im einzelnen noch mannigfache Komplikationen auftreten, die hier nicht dargestellt sind, auf die aber z.T. bei der Besprechung der Fig. 6 hingewiesen worden ist. Im westlichen Jura findet nach dem Modell eine Anlagerung in Südosten durch die Rotationsfront des Mont Tendre statt und gleichzeitig damit eine Anlagerung im Nordwesten (Faisceau Lédonien) durch komplementäre Translation nach Nordwesten. Der Faisceau Salinois (Sa) ist nach dieser Darstellung zusammengesetzt aus Tr-Translationen im W (sie bedingen eine Tr in seinem Streichen!) und aus Tl-Rotationen im E. Allerdings ist die Lage im einzelnen, dem Kartenbild nach zu schliessen, noch wesentlich komplizierter. Ganz unberücksichtigt geblieben ist dabei der quantitativ nicht besonders wichtige Faisceau Bisontin.

   Welche Kritik man im einzelnen dieser Darstellung auch entgegenhalten mag, eines scheint sicher: die Jurafaltung ist weder systematisch von Süden nach Norden noch von Norden nach Süden fortgeschritten. Es wurden einem älteren Kern sowohl im Norden wie im Süden Ketten angelagert und zwar in einer äusserst komplexen Weise, die sich nur anhand einer Auswertung der Querbrüche bestimmen lässt. Die alte Streitfrage um einen einheitlichen Anlagerungssinn der Faltung wird gegenstandslos.

2. Die grossen, durch Tl charakterisierten Rotationsschollen des östlichen Juras scheinen gegen SW durch die Vuache-Zone s. l. begrenzt zu sein. Die Bewegung im Westen der Zone St. Claude–Vuache war eine Translation nach NW, z.T. sogar nach WSW (Lac de Silan). Vermutlich haben hier auch noch Rotationen um im Süden gelegene Zentren stattgefunden, sie müssen aber noch durch quantitative Ausmessungen der Strukturen belegt werden. Jedenfalls dürfte das Bild eines divergierenden Schollenfeldes in den Hauptzügen richtig sein: Hauptdivergenzzone ist das durch die grossen Querbrüche charakterisierte Gebiet zwischen dem Lac de Silan und La Sarraz–Pontarlier. Diese Querbrüche versetzen korrelierbare Antiklinalen und sind deshalb im Verlaufe der Faltung aufgerissen. Sie weisen zudem keine nennenswerten Auspressungen auf und stehen darum kinematisch mit der Divergenz in Beziehung. Einen Gegensatz dazu bilden die zahlreichen bedeutenden Querbrüche, die Gebiete verschiedenen Faltungscharakters trennen, die also an präexistente Rahmen gebunden sind (z.B. Ost- und Westbegrenzung des Delsberger Beckens, Bündel von Ambérieu–St. Genix). Da sie korrelierbare Strukturen nur in geringem Masse versetzen, sind sie als Transversalverschiebungen auf den ersten Blick oft kaum zu erkennen (vgl. Fig. 6). An ihnen treten grössere Auspressungen auf, welche beweisen, dass sie durch die Zwangskräfte des vorgegebenen Rahmens und nicht durch die divergente Bewegung der Schollen bedingt sind.

Dieses Bild weicht von dem in der «Fernschubhypothese» etwas ab, indem jungen, während der Faltung aufgerissenen Schollengrenzen eine grössere Rolle

zugeschrieben wird. Die neue Darstellung nähert sich wieder in einem gewissen Sinn jener Albert HEIMS, der ja die grossen Querbrüche als junge Streckungsbrüche aufgefasst wissen wollte. Im übrigen aber bleibt die Auffassung voll bestehen, dass die Querbrüche Segmente von Schollengrenzen sind (sie sind stets Bestandteile einer rings geschlossenen Bewegungsfront!) und nicht als unabhängige kinematische Einheiten betrachtet werden dürfen. Die «Streckung» ist kinematisch bedingt durch die Schollendivergenz und nicht durch eine Überspannung des Faltenbogens. Die Divergenz hat von Anfang an gewirkt, nicht erst im letzten Drittel der Faltung: für die ältesten Fronten (Risoux) äussert sie sich im Gebiet von St. Claude mit Tl-Beträgen (schätzungsweise 6–7 km) die sich mit denen der jüngeren Fronten durchaus vergleichen lassen. Die Divergenzen der älteren Fronten (vgl. auch Querbruch von Mouthe!) sind aber nicht so auffällig, weil sie keine, oder nur wenige, schon bestehende Antiklinalen diskordant durchbrechen und verstellen konnten.

Durch die Divergenz der Bewegung wird – vgl. dagegen die Darstellung in der «Fernschubhypothese» – die Tl-Komponente am Bressegrabenrand, welche nach einem reinen Rotationsmodell bedeutend sein müsste, fast eliminiert. Ebenso wird die Stauchkomponente am Bündel von Ambérieu–St. Genix erheblich verstärkt.

Die Schollenbewegung gleicht sich so dem Gradienten der Alpenabdachung an, eine Beziehung, die schon bei oberflächlicher Betrachtung kleinmaßstäblicher Karten auffällig und u.a. auch in der «Fernschubhypothese» erwähnt wurde. Da der «Jura», d.h. die voralpine Abscherdecke, sich über die subalpinen Ketten Savoyens den Alpen entlang bis Südfrankreich und weiter erstreckt (vgl. z.B. GOGUEL 1937) und die alpine Abdachung ihre Richtung mehrmals ändert, so ist zu erwarten, dass ähnliche Schollendivergenzen wie im eigentlichen Jura – oder auch Konvergenzen! – bestimmende Elemente in der Kinematik des ganzen subalpinen Bereichs sind. Mehr noch: da sich die präexistente alttertiäre Tektonik im Süden noch verstärkt, so ist damit zu rechnen, dass auch hier zweierlei Querbrüche auftreten: erstens solche, die durch Divergenzen der Bewegung, und zweitens solche, die durch vorgegebene Rahmen und Schienen bestimmt sind.

Divergierende Bewegungsfelder mit ihren Zerrbrüchen sind von einer grossen Zahl geologischer und mechanischer Beispiele bekannt. Das Profil eines Salzdoms z.B. mit seinen Scheitelbrüchen braucht nur umgedeutet und aus der Vertikalen in die Horizontale gekippt zu werden: die an den Flanken aufgebogenen, in entgegengesetztem Sinne rotierenden Sedimentdecken sind vom Salz in divergenten Richtungen geschoben worden. Das Gebiet der Scheitelbrüche würde dem Bezirk zwischen Nantua und Vallorbe entsprechen. Man vergleiche dazu die schönen Experimente von CURRIE (1956)! Schon im präkinematischen Stadium lässt sich auf Grund der elastischen Spannungsverteilung in divergenten Systemen ein Netz komplementärer, gebogener Scher- oder Bruchflächen voraussagen (vgl. HAFNER 1951, Tafel I). Dass ganz entsprechende Phänomene auch bei divergierenden Systemen in plastischen Medien auftreten, ist selbstverständlich. Rotierende plastische Scheiben lassen ihr Material längs spiraliger Fliesslinien nach aussen kriechen, und ein Block plastischen Materials, der mit

einem steifen Stöpsel gedrückt wird, lässt seine überschüssige Substanz längs ähnlich gebogener Fliesslinien divergent auf die Seite entweichen. Die geometrische Erscheinung all dieser Fliess- und Scherbruchsysteme ist ähnlich, sie beruht auf dem gemeinsamen Phänomen der von einem zentralen Gebiet aus divergierenden Bewegung (z.B. NADAI 1931, p. 250ff.). Man darf also aus dem Auftreten der Divergenzbrüche im westlichen Jura nicht etwa auf die Rheologie des Vorgangs schliessen, also z.B. geltend machen, dass hier der Fall des «rigid punch in a plastic mass» vorliege (vgl. PAVONI 1961).

Vom Standpunkt der Dynamik aus muss man bei allen diesen Vergleichen vorsichtig sein: das Jura-System ist ja streng genommen nicht 2-dimensional, die Spannungsverteilung ist im allgemeinen so, dass die grösste Hauptspannungsachse σ_1 mit der Richtung der Schollenbewegung zusammenfällt, die kleinste mit der Richtung der Schwerkraft, so dass die Hauptscherflächen senkrecht zur Bewegungsrichtung streichende Überschiebungsflächen sind: schliesslich ist der Faltenjura ja auch in erster Linie durch seine Falten und nicht durch seine Querbrüche gekennzeichnet, durch Materialauspressung nach oben, in die dritte Dimension und nicht durch seitliche Materialverdrängung.

Bei der Diskussion des Querprofils durch die Bohrung Risoux I wurde festgestellt, dass der abgeschätzte Verkürzungsbetrag in diesem Abschnitt des Juras in ungeahnter Weise die Forderungen des einfachen Rotationsmodells zu erfüllen scheint. Fig. 40 aber lehrt, dass in diesen Verkürzungen, neben den Rotationsbewegungen auch einige Kilometer komplementärer Translation stekken müssen. Nach dem der Tafel zugrundeliegenden Modell wäre also eine Gesamtverkürzung von vielleicht 35 km zu erwarten, oder – was aufs gleiche hinausläuft – die bei seiner Rotation um 8° zu erwartende Verkürzung von 29 km müsste schon im Faisceau Helvétique fast vollständig erreicht sein. Das ist nicht zu erwarten – auch wenn man bedenkt, dass unsere Kenntnis dieses Faltenbündels noch in vieler Hinsicht zu wünschen übrig lässt. Diese Tatsache wird in Zukunft eine weitere Modifikation unseres Modells erzwingen – es wird bei weitem nicht die einzige sein! Es lässt sich z.B. denken, dass der im Querschnitt des Grenchenbergs gemessene Rotationsbetrag von 8° schon lange vor dem Vuache um etwa 2° abgebaut wird. Kleinere Transversalverschiebungen verlassen ja auch weiter im NE den Jurasüdrand – es sei z.B. an den schon erwähnten Mont Chamblon bei Yverdon und den Mont Aubert verwiesen. Die Tr der Vraconne – oder ihr südliches Splitterwerk – würde sich dann vielleicht nicht einfach geradlinig mit dem Quellenbezirk verbinden, wie dies auf Fig. 40, Stadium 5, dargestellt ist, sondern ihr könnte eine Tl-Zone im Molassebecken entsprechen, an der der östliche Jura um mehrere Kilometer abgebaut würde. Die weitere Abklärung dieser Möglichkeiten ist jedoch auf die Bekanntgabe geophysikalischer Daten aus dem Molassebecken angewiesen – nebst einer selbstverständlichen sorgfältigen Analyse des südlichen Neuenburger Juras. Das Modell kann von sich aus diese Fragen nicht lösen, es erlaubt aber präzise Fragestellungen und die Herausarbeitung von Alternativen, die mit quantitativen Messungen konfrontiert werden können. Endlich ist nochmals auf die interessanten Messergebnisse GLAUSERS (1959) an den Scherklüften der Lägern hinzuweisen. Offensichtlich bedeuten sie ein kinematisch unsymmetrisches Ver-

halten der Tl- und der Tr-Klüfte auch im östlichen Jura. Welche quantitative Bedeutung dieser diffusen Bewegung zukommt, ist noch ganz und gar ungewiss, ja, der Schreibende kann sich keine Messtechnik denken, die eine solche quantitative Bestimmung erlauben würde. Vermutlich wird die Rolle der diffusen Bewegung einmal aus dem Residuum zu erkennen sein, das zurückbleibt, wenn alle quantitativ messbaren Grössen berücksichtigt sind.

SCHLUSSBEMERKUNGEN

Die Ausführung der Modelle auf Fig. 6, 35, 36 und 40 hat etwas Spielerisches an sich. Nun sind Spielereien an der Tagesordnung in tektonischen Belangen. Die meisten davon sind unverbindlich, etliche folgen nicht einmal genau festgesetzten Spielregeln, sondern variieren diese willkürlich wie bei «Alice in Wonderland». Es ist kein Bedarf vorhanden nach noch mehr dieser Art, möchte man meinen.

Es gibt aber auch Spielereien, die der Erkenntnis förderlich sind. Dafür müssen sie verbindlich, d.h. mit der Natur womöglich quantitativ konfrontierbar sein. Und darin erblicken wir den Wert unserer Bemühungen. Ausgangspunkt war ein handfestes Problem der Feldgeologie: die Struktur der Freiberge. Um dieses Problem erstens scharf zu formulieren und zweitens nach Möglichkeit zu lösen, galt es, das sonst vom Jura Gewusste zu mobilisieren und fruchtbar zu machen. Es galt, Regeln herauszuarbeiten, mit deren Hilfe Kenntnisse von andern Orten auf die Problempunkte zu projizieren waren. Selbstverständlich konnten diese Bemühungen nicht bei den Freibergen stehen bleiben, und ebenso selbstverständlich konnten sie nur ein bescheidener Anfang sein bei der Ausbeutung noch fast unbegrenzter Möglichkeiten.

Der erstrebte Nutzen ist nicht ausgeblieben. Zwar kann der Schreibende dafür mit Bestimmtheit nur im Bereich des Rheintalischen Juras und der Freiberge bürgen, wo in der Zwischenzeit durchgeführte detaillierte Feldaufnahmen Ergebnisse gezeitigt haben, die ohne die hier entwickelten Modellvorstellungen schwerlich denkbar wären. Aber auch sonst haben sich zum mindesten anregende neue Perspektiven aufgetan, und manches in des Schreibenden früheren Auffassungen vom Bau und Werden des Juras hat eine Klärung erfahren oder auch sich eine Korrektur gefallen lassen müssen.

So ergeben sich im Vergleich zu den in der «Fernschubhypothese» geäusserten Meinungen folgende Präzisierungen und Abänderungen:

1. Die Karte des Sockelreliefs wird an mehreren Stellen bedeutend vereinfacht: das Hoch unter den Freibergen verschwindet grossenteils, und auch die Erhebungen unter dem Faisceau Helvétique werden geglättet. Die in der «Zweiphasenhypothese» gebotene Argumentation für eine primäre Hochlage der freibergischen Vergreisungsfläche gegenüber den umgebenden Becken ist zu modifizieren; sie vereinfacht sich und wird noch zwingender.
2. Die Auffassung des Juras als eines Mosaiks starrer, von Stauchsäumen umfasster Schollen, deren Begrenzungen durch präexistente Strukturen vorgegeben waren und als Rahmen und Schienen für die Jurafaltung dienten, präzisiert sich:
   Der äussere Rahmen und etliche interne Elemente waren vorgegeben und bestimmten das Bild des Juras von Anbeginn. Aber im Verlaufe der Faltung