

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 58 (1965)
Heft: 1

Artikel: Ein kinematisches Modell der Jurafaltung
Autor: Laubscher, Hans P.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-163266>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 23.01.2026

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

Ein kinematisches Modell der Jurafaltung

von Hans P. Laubscher (Basel)

Mit 40 Textfiguren

INHALTSVERZEICHNIS

| | |
|---|-----|
| Abstract | 232 |
| Zusammenfassung | 234 |
| Einleitung | 236 |
| A. <i>Allgemeines zur Kinematik geologischer Systeme und die Abgrenzung der speziellen Kinematik der Jurafaltung</i> | 240 |
| I. Vorbemerkungen | 240 |
| II. Quellen und Senken | 240 |
| III. Die Stellung der Jurafaltung in einem System der kinematischen Möglichkeiten und die Eigenschaften eines Modells erster Näherung | 244 |
| 1. Das System ist geschlossen | 244 |
| 2. Quellen- und Senkenbereich sind getrennt | 246 |
| 3. Das Bewegungsfeld ist zweidimensional | 246 |
| 4. Das Bewegungsfeld ist ein Mosaik starrer Schollen | 247 |
| 5. Quellen- und Senkenbereich werden durch eine einzige ungeteilte Scholle (Quellenscholle) getrennt | 251 |
| 6. Die Quellenscholle führt nur Rotationen um ein einziges Zentrum aus | 252 |
| B. <i>Die Ausführung des Modells für spezielle Abschnitte des Faltenjuras</i> | 255 |
| I. Analytische Technik | 255 |
| 1. Bei der Profilkonstruktion verwendete Interpolationsmethoden | 255 |
| 2. Durchschnittliche Verkürzungen | 259 |
| 3. Probleme der Profilrichtung | 260 |
| 4. Darstellung von Transportbeträgen im Rotationsmodell | 261 |
| 5. Unterscheidung von Phasen | 262 |
| II. Der Rheintalische Jura | 263 |
| 1. Die südlichen Ketten | 266 |
| 2. Das zentrale Faltenbündel | 273 |
| 3. Das Faltenbündel nördlich des Delsberger Beckens | 282 |
| III. Ein modifiziertes Modell für den zentralen Hochjura und seine Erweiterung für den ganzen Jura | 294 |
| 1. Problemstellung | 294 |
| 2. Erläuterungen zu Fig. 35: Die Kinematik des Gebietes von St. Cergue-Val-lorbe-Pontarlier nach dem Rotationsmodell I | 299 |

| | |
|--|-----|
| 3. Erläuterungen zu Fig. 36: Die Kinematik des Querbruchsystems von La Sarraz-Vallorbe-Pontarlier nach dem modifizierten Modell II | 304 |
| 4. Erläuterungen zu Fig. 40: Versuchsweise Entwicklung eines stark vereinfachten Faltenjuras nach dem Modell II | 308 |
| Schlussbemerkungen | 314 |
| Literaturverzeichnis | 316 |

ABSTRACT

Structural relations between different parts of the Jura mountains are clarified by constructing a quantitative kinematic model. At first this will have a tentative form incorporating only the most salient features of its counterpart in nature; later on, it will have to be adapted to newer and more detailed data as they become available. Its properties must be defined precisely in order to ensure unique consequences from given premises.

A first tentative model is proposed with the following properties:

1. It is a kinematically closed system (no material transport across the defined boundaries).
2. Movements follow discrete surfaces («plastic» or diffuse deformation negligible in a first approximation).
3. Tectonic denudation (source area) and tectonic accumulation (sink area; belts of compression: anticlines, overthrusts) occur in separate areas.
4. Movements are essentially two-dimensional (as a consequence of the nearly plane surface of decollement).

Such a model is a mosaic of two-dimensional blocks, i.e. planimetric figures. If one of these is moved by plane rotation or translation or a combination of both the different parts of its boundary (which is always closed!) assume different roles:

- a) The frontal part is pushed over the «foreland», the width of marginal overlap equalling the amount of transport and quantitatively representing the compression as measured in the anticlines.
- b) The lateral segments behave as wrench faults with a strikeslip movement equal to the width of frontal overlap (for translations; for rotations, this holds true only on a given circle around the center of rotation). If the direction of these segments does not coincide with the direction of movement, the wrench faults are accompanied by marginal overlaps or gaps, as the case may be.
- c) The rearward segments move away from the surrounding blocks, leaving a gap (tectonic denudation) whose area equals that of the frontal overlap. The total area of all overlaps equals the total area of all gaps.

It follows that wrench faults invariably are integral parts of the closed boundary of moving blocks which implies that they are the continuation of compressional features, such as anticlines, their strike-slip equalling the amount of compression in the anticlines. Conversely, all anticlines continue into wrench faults.

These conditions considerably restrict the freedom of movements. Further restrictions may be postulated as very approximately valid in subdomains of the Jura:

- I. For the area northeast of lake Neuchâtel ('eastern Jura') the only movements are clockwise rotations around the eastern tip of the Jura mountains (for a total of approximately 8°). Block boundaries changed as the structures developed, particularly in the Jura mountains proper, whereas the Molasse basin to the south seems to have been more or less common to all rotating blocks.
- II. To the west of this subdomain, divergent northwesterly translations, or counterclockwise rotations, are superposed on the clockwise rotation. In this subdomain, too, block boundaries changed as the mountains developed, but while the clockwise rotations seem to have affected the Molasse basin more or less as a rigid entity, the divergent translations appear to dissect it.

The measurements required for quantitative transfer of structural elements into the model may be made on maps and cross-sections; however, most cross-sections require modifications on the basis of new principles of interpolation between observed data. These principles are:

1. Amounts of compression do not vary at random along a given anticline (principle of lateral projection); and particularly:
2. In a fold with negligible plastic deformation, the volume squeezed out below a given stratigraphic horizon of reference (measured as an area on cross-sections), divided by the normal stratigraphic interval between this horizon and the surface of decollement, must be equal to the amount of compression determined curvimetricaly for the same horizon: principle of concordance between volumetry and curvimetry.

Observance of these principles permits the development of a fairly detailed model of that complex part of the eastern Jura situated to the south of the Rheintalgraben ('Rheintalischer Jura'). This reveals that Jura structures generally are much more complex than commonly represented. In particular, synclines as shown on published profiles usually are much too shallow (Franches Montagnes) and major anticlines in most cases contain large hidden overthrusts (e.g. Chasseral, Plateau de Bourrignon).

Subdivision of structural development into a sequence of phases may be attempted where younger block boundaries have acted as wrench faults displacing inactivated older ones. A first model proposing such a sequence is constructed for that part of the central Jura which surrounds the famous La Sarraz-Vallorbe-Pontarlier-zone of cross-faults. Here, at least seven consecutively active boundaries may be recognized which, as cross-faults, disrupt older structures and are, in turn, dissected by younger ones. Most of the younger boundaries combine southwest of the Vallorbe-Pontarlier-zone to build up the major Mont Tendre anticline.

Seismic exploration and deep drilling on the peculiar Risoux anticline northwest of Mont Tendre have brought to light a hitherto unknown large overthrust, which for this anticline proves a concordant (volumetrically as well as curvimetricaly determined) compression on the order of 10 kilometers. Total shortening of the sedimentary cover for this section of the Jura amounts to 25–30 km, in excellent agreement with the predictions of the rotational model (29 km for 8°). However, strict application of this model leads to difficulties: consecutive rotation of the different blocks in this area produces large artificial overlaps along the cross-faults as these are far from parallel to the direction of rotation, whereas corresponding anticlines or overthrusts are not observed in nature. Consequently, the model is to be modified to eliminate these undesirable overlaps. The most plausible way to achieve this is to introduce complementary northwest translations of blocks bounded in the east by left-lateral wrench-faults of the Pontarlier type and by right-lateral wrench-faults of the La Sarraz type, these latter ones branching off the ends of the left-lateral faults. While the left-lateral faults participate in the clockwise rotation, the resulting overlap is simultaneously eliminated by translation along the right-lateral faults. This modified model permits construction of a picture which is amazingly close to nature, particularly if allowance is made for a certain amount of diffuse movement.

With this model as a basis, a first rough picture of the kinematic development of the entire Jura mountains system may be sketched. Most of the rotational blocks of the eastern Jura are bounded in the southwest by the Vuache zone of left-lateral wrench faults. Simultaneously with this rotation, the divergent translations, predominantly to the northwest, along such right-lateral faults as those of Vraconne, La Sarraz, St. Cergue and La Faucille built up the chains of the Faisceau Lédonien and associated structures of the western and southwestern Jura.

The main zone of divergent movements, which is characterized by the well-known system of wrench-faults in the central and western Jura, reflects the change of strike in the Alpine central massifs. The associated wrench faults evidently are a dynamic consequence of this divergence. On the other hand, there is an equally important if less obvious system of wrench-faults which is controlled by the influence of older structural elements which acted as rigid frames or rails for the movements. Dynamically, this second type of wrench faults is due to local boundary conditions.

Among the first active block boundaries or fronts were those of the Risoux and Haut Joux structures. Later on, several fronts combined to build up the Mont Tendre southeast of the Risoux. At the northeastern end of the Mont Tendre, however, most of these fronts cross the older-Risoux and Haut Joux structures in the Vallorbe-Pontarlier-zone of wrench faults, and from there on eastward pass *northwest* of or between them. Simultaneous divergent northwesterly translations added the Ledonian chains to the northwest of Risoux-Haut Joux. Although this picture is composed of no more than some of the most salient features of the Jura system and needs much

further elaboration, it illustrates with sufficient clarity the fact that folding has progressed neither systematically from north to south nor from south to north – an old polemical question – but has expanded in a very complex way.

ZUSAMMENFASSUNG

Um die tektonischen Zusammenhänge zwischen den verschiedenen Punkten des Jura gebirges abzuklären, ist man gezwungen, ein quantitatives kinematisches Modell zu konstruieren. Dieses muss versuchsweise den wichtigsten messbaren Daten angepasst und später immer wieder modifiziert werden, um immer neueren und feineren Messungen gerecht zu werden. Seine Eigenschaften sind genau zu definieren, damit aus den Prämissen zwingende Folgerungen abgeleitet werden können. Für einen ersten Versuch wird folgendes Modell vorgeschlagen:

1. Es ist kinematisch geschlossen (kein Materialtransport über seine Grenzen hinaus).
2. Die Bewegungen sind an eine beschränkte Anzahl diskreter Flächen gebunden («plastische» Deformation kann i. a. vernachlässigt werden).
3. Tektonische Denudation (die Quellen der Bewegung) und tektonische Ablagerung (die Senken der Bewegung: Auspressungszonen, Antiklinalen) finden in getrennten Bezirken statt (Alpen bzw. Jura, durch Molassebecken getrennt).
4. Die Bewegungen sind im wesentlichen zweidimensional, durch die angenähert ebene Abscherfläche bestimmt: Auspressungen in den Antiklinalen werden quantitativ als flache Überschiebungen wiedergegeben.

Damit wird das Modell zu einem Mosaik zweidimensionaler Schollen, d.h. planimetrischer Figuren. Wird eine solche Figur gegenüber ihrer Umgebung verrückt, durch Translation oder ebene Rotation oder eine Kombination der beiden, so übernehmen die verschiedenen Sektoren ihrer (stets geschlossenen!) Umgrenzung verschiedene tektonische Rollen:

- a) Die frontalen Teile («Bewegungsfronten») werden über die Umgebung hinausgeschoben. Die Breite des Überlappungsstreifens entspricht der Grösse der Schollenbewegung und stellt quantitativ die in den Antiklinalen gemessene Verkürzung dar.
- b) Die lateralen Sektoren (ebenfalls zur Bewegungsfront gezählt) verhalten sich wie Transversalverschiebungen, und zwar um so reiner, je besser ihr Streichen mit der Bewegungsrichtung übereinstimmt. Wenn die beiden Richtungen nicht zusammenfallen, treten zusätzlich Überlappungen oder Lücken auf. Die Grösse der Transversalverschiebung ist bei Translationen gleich jener der frontalen Überlappung; bei Rotationen sind diese Grössen nur auf demselben Kreisbogen um das Rotationszentrum gleich. Darum sind Transversalverschiebungen erstens immer Bestandteile einer Bewegungsfront, sie treten immer zusammen mit dem Ende von Antiklinalen, nie isoliert auf, und zweitens ist ihre Grösse gleich jener der Zusammenstauchung der Antiklinalen, die sie begrenzen. Umgekehrt enden alle Antiklinalen an Transversalverschiebungen.
- c) Die rückwärtigen Sektoren entfernen sich von ihrer Umgebung, so dass eine Lücke entsteht (tektonische Denudation). Die Gesamtfläche aller Lücken ist gleich der Gesamtfläche aller Überlappungen.

Das derart eingeschränkte Feld der kinematischen Möglichkeiten lässt sich für Unterbereiche des Juras noch weiter einengen:

- I. Für den Jura östlich des Neuenburgersees (= «östlicher Jura»), führen die Schollen nur Rotationen im Uhrzeigersinn um das Jura-Ostende aus, insgesamt um ca. 8°. Die Schollengrenzen ändern im Verlauf der tektonischen Entwicklung ihre Form, alte werden stillgelegt, neue reissen auf, doch hauptsächlich im Jura selbst, während das Molassebecken allen sukzessiven Rotationsschollen mehr oder weniger gemeinsam ist.
- II. Im westlich davon gelegenen Teil des Juras (= «westlicher Jura») treten zusätzlich divergente Bewegungen auf, nämlich im wesentlichen NW-gerichtete Translationen oder dem Uhrzeigersinn entgegengesetzte Rotationen. Auch hier ändern sich die Schollengrenzen in den verschiedenen Bewegungsphasen, doch nun nicht nur im Jura, sondern auch im Molassebecken.

Die für die quantitative Ausgestaltung des Modelles nötigen Messdaten sind Karten und Profile zu entnehmen, doch erweist sich eine Neukonstruktion der meisten Profile nach neuen Interpolationsprinzipien als unumgänglich. Diese Prinzipien sind:

1. Verkürzungsbeträge in einer und derselben Falte variieren nicht willkürlich von Profil zu Profil (Prinzip der seitlichen Projektion) und besonders:

2. das in einer Falte ausgepresste Volumen (auf den Profilen als Fläche unter einem Bezugshorizont gemessen), dividiert durch die stratigraphische Höhe des Bezugshorizontes über der Abscherfläche, muss gleich der kurvimetrisch bestimmten Verkürzung des Bezugshorizontes sein: Prinzip der kurvimetrisch-volumetrischen Konkordanz.

Befolgung dieser Prinzipien und Einbau der Messdaten ins Modell führen zum Resultat, dass viele Jurafalten wesentlich komplizierter gebaut sein müssen, als gemeinhin angenommen wird. Im besonderen ergibt sich für den Rheintalischen Jura und seine Umgebung u.a., dass die Synklinalen der Freiberge viel tiefer reichen müssen, als dies die veröffentlichten Profile darstellen, und dass sie oft beidseitig von Überschiebungen zugedeckt sein dürften (tektonische Hochfläche, morphologisch wirksam); ähnliche grosse Überschiebungen werden auch für den Chasseral, das Plateau von Bourignon und viele andere Strukturen gefordert.

Eine Aufteilung des Bewegungsablaufs in eine Folge von Phasen muss ausgehen von Gebieten, wo sich Bewegungsfronten kreuzen. Ein erster Versuch einer solchen Aufteilung wird für den Waadtländer Hochjura vorgeschlagen mit seinen mannigfachen Querbrüchen, besonders im Abschnitt Vallorbe–Pontarlier. Hier lässt sich eine Folge von mindestens 7 Bewegungsfronten herauslesen, wobei die jeweils jüngeren die älteren zerreißen. Die meisten der jüngeren Fronten bauen zusammen den Mont Tendre auf. Dieser findet sein Ende an der Querstörungszone von Vallorbe–Pontarlier und splittert in eine Reihe von Transversalverschiebungen auf, welche die älteren Fronten des Risoux, des Haut Joux und des Laveron verstellen.

Neue Daten der Erdölexploration haben bewiesen, dass auch der Risoux, entgegen weit verbreiteten früheren Annahmen, ein Produkt des jungtertiären horizontalen Zusammenschubes der Sedimentdecke ist. Auch er gehorcht dem Prinzip der volumetrisch-kurvimetrischen Konkordanz. Nach diesem Prinzip beträgt der Zusammenschub von Risoux–Mont Tendre annähernd 20 km; der Gesamtzusammenschub des Juras auf der Höhe von Nyon wird damit 25–30 km, was ausgezeichnet zu den Voraussagen des Rotationsmodelles (29 km für 8°) stimmen würde. Aber die Durchführung dieses Modells ergibt Auspressungen längs der Querbrüche, die nicht vorhanden sind. Die plausibelste Modifikation des Modells, welche diese unerwünschten Auspressungen verschwinden lässt, besteht in der Einführung komplementärer divergenter NW-Translationen: während die linksverschiebenden Querbrüche (Tl) vom Typ Pontarlier dem Rotationsmodell zugeordnet sind, so wird parallel zu den rechts verschiebenden (Tr) vom Typ La Sarraz eine NW-Translation eines westlich an Tl angrenzenden Blockes zugefügt.

Es gelingt so eine recht naturgetreue modellmässige Wiedergabe des genannten Gebietes, allerdings nicht ohne eine gewisse Mithilfe diffuser Bewegungen.

Damit lässt sich auch ein erstes, grobes Bild von der kinematischen Entwicklung des ganzen Juras entwerfen: Die Uhrzeigerrotation des östlichen Juras wird abgebaut vor allem am Transversalverschiebungs-System des Vuache. Der westliche Jura wird gleichzeitig aufgebaut durch NW- bis W-Translationen (oder Rotationen entgegengesetzt dem Uhrzeiger), die sich etwa vom Neuenburgersee an dem östlichen System überlagern und sich hauptsächlich dokumentieren in den Tr der Vraconne, von La Sarraz, St. Cergue, der Faucille. Diese divergenten Bewegungen bauen offenbar gleichzeitig das ledonische Faltenbündel und den südwestlichen Jura auf. Die Zone der hauptsächlichlichen Divergenz, welche charakterisiert ist durch die grossen Transversalverschiebungen des zentralen und westlichen Juras, spiegelt die Änderung im Streichen der alpinen Zentralmassive wider. Die genannten Transversalverschiebungen sind offenbar eine dynamische Folge dieser Divergenz. Demgegenüber steht ein ebenso wichtiges, aber nicht so leicht erkennbares System von Transversalverschiebungen, welches durch Rahmen- oder Schienenwirkung präexistenter Elemente, also durch lokale Randbedingungen oder Zwangskräfte erzeugt wurden.

Mit zu den ältesten Fronten scheinen Risoux und Haut Joux zu gehören. Im Süden daran angelagert folgen die jüngeren Fronten des Mont Tendre, welche im Gebiet von Vallorbe–Pontarlier grossenteils die älteren Fronten diskordant als Querstörungen durchbrechen und sich von hier an gegen Osten *nördlich* an sie anfügen (oder zwischen sie einnisten). Simultan mit dem Mont Tendre-Fronten wird durch die komplementären, divergenten NW-Translationen nordwestlich an Risoux–Haut Joux das ledonische Bündel angelagert. Die Faltung ist also weder systematisch von S nach N fortgeschritten, noch von N nach S rückgeschritten, sie hat sich vielmehr in einer sehr komplexen Weise ausgebreitet, wie sie nur durch sorgfältige Analyse aller Querbrüche im Detail abzuklären ist.

EINLEITUNG

Die vorliegende Arbeit ist zu einem guten Teil motiviert durch den Wunsch, die Implikationen eines schwierigen feldgeologischen Problems möglichst klar und scharf herauszuarbeiten, des Problems der Tektonik der Freiberge, mit deren Neukartierung der Schreiber seit einigen Jahren beschäftigt ist. Diese Implikationen sind weit verzweigt, sie durchflechten die lokale Tektonik wie die des gesamten Juras und darüber hinaus die prinzipiellen Aspekte der geometrischen und kinematischen Tektonik. Die Arbeit ist im Verlauf der Untersuchungen derart weit über das lokale Problem hinausgewachsen, dass die Motivierung kaum mehr erkennbar ist. Sie hat aber, fast nebenbei, ihren ursprünglichen Zweck erfüllt und bei den jüngsten Kartierungen des Schreibenden eine durchaus praktische, nützliche Rolle gespielt.

Selbstverständlich stützen sich diese Untersuchungen immer wieder auf die bisherigen Arbeiten des Autors über die Juratektonik (LAUBSCHER 1961, 1962; in der Folge als «Fernschubhypothese» und «Zweiphasenhypothese» zitiert); sie bieten Gelegenheit zu ihrer Erweiterung und Vertiefung, aber auch zu mannigfachen Korrekturen.

Der Titel enthält drei Begriffe, zwei allgemeine – kinematisch und Modell – und einen speziellen – Jurafaltung. Entsprechend setzt sich auch die Arbeit selbst zusammen aus allgemeinen Überlegungen, die für irgendwelche tektonische Vorgänge gelten, und ihre spezielle Anwendung und Durchführung für das Problem der Jurafaltung. Dieses letztere, konkrete Problem möge zu einer ersten Erläuterung unseres Anliegens dienen.

Der Jura ist wohl das am besten erforschte und erforschbare Faltengebirge. Er ist einfach gebaut und leicht zugänglich. Seine Erforschung ist schon seit über hundert Jahren im Gang. Schon frühzeitig haben Eisenbahntunnel Einblick gewährt in das Innere seiner Falten. Der Jura wird daher oft als niedliches Modell eines Faltengebirges angesehen. Juraprofile, wie etwa jene durch die Klusen von Moutier oder durch den Grenchenberg, oder tektonische Kartenskizzen wie die von Albert HEIM zur Erläuterung der Rolle der Querbrüche, finden sich in vielen namhaften Lehrbüchern.

Was aber verlangt man eigentlich von einem Modell? Doch dass seine Eigenschaften von Grund auf verstanden sind, dass sie in ihrem kausalen, rationalen Zusammenhang durchschaut sind. Ist man beim Jura so weit?

Als vor fünfzig Jahren der Grenchenbergtunnel gebaut wurde, da zeigten sich Komplikationen einer Art, an die man vorher nicht gedacht hatte, und die auch heute noch schlecht verstanden sind. Und als im vergangenen Jahrzehnt die Ölbohrungen von Lons-le-Saunier, in Savoyen und im zentralen Hochjura abgeteuft wurden, folgte eine Überraschung der andern. Ganz offensichtlich haben noch so minutiöse Feldaufnahmen an sich nicht genügt, um die Tektonik des Faltenjuras durchschaubar zu machen. Es bedarf zusätzlicher, systematisierender, ordnender, theoretischer Erwägungen, um die Komplikationen des Juras verstehen und die Verhältnisse im Innern der Ketten auch nur einigermaßen voraussagen zu können. Es bedarf einer Vorstellung, eines Modelles der Entstehungsweise der Jurafalten. Dieses zu schaffen ist Aufgabe der Kinematik.

Statt den Jura als einfaches Modell eines Faltengebirges darzustellen, muss man also zuerst versuchen, umgekehrt ein Modell für den Jura aufzubauen: also ein simples Schema zu entwerfen, das rational durchschaubar und manipulierbar ist, das die wesentlichsten Züge des Juragebirges enthält ohne die verwirrenden Komplikationen im Detail, das überdies je nach dem Stand des Wissens verfeinert, modifiziert, revidiert werden kann.

Allerdings ist die Konstruktion eines kinematischen Modelles nicht gefahrlos. Es ist heutzutage eine Binsenwahrheit, dass die Vorgänge in der unkontrollierten Natur von unerschöpflicher Kompliziertheit sind; dass man infolgedessen versucht ist, sie durch ein einfaches «Modell» zu ersetzen, um sie zu «verstehen»; dass man dann oft bestenfalls seine eigene Konstruktion, nicht aber die Natur versteht, besonders, wenn das Modell von seinem Vorbild allzusehr abweicht. Es ist aber eine ebensolche Binsenwahrheit, dass es kein rationales Verstehen gibt als das über ein durchschaubares, überblickbares Modell; dass die Konstruktion eines solchen Modelles ein notwendiges Wagnis ist; dass es etwas Dynamisches sein muss, an dessen Um- und Weitergestaltung man unverdrossen arbeiten soll, und zwar quantitativ durch wiederholte Angleichung des Modells an neue Messdaten.

Bevor man die Konstruktion des Modells in Angriff nehmen kann, muss man sich über das Spektrum der Möglichkeiten orientieren, die überhaupt einem kinematischen System zur Verfügung stehen. Sodann hat man zu entscheiden, welcher Spektralbereich dem Jura angemessen ist. Diese Entscheidung ist vorläufig, ein Versuch, gegründet auf die unvollständige empirische Kenntnis der Jurageologie, die der Konstrukteur mitbringt. Sie wird erleichtert durch den bekannten Trick des «Bestimmungsschlüssels», wie man ihn gewöhnlich von der Botanik her kennt, und der nichts anderes ist als eine Anleitung, wie man sich in der ungeheuren Vielfalt der natürlichen Gegebenheiten am rationellsten zurechtfindet. Zugleich erkennt man bei diesem Vorgehen, indem man ständig zwischen Alternativen abzuwägen hat, die Eigenart des gesuchten Objekts (in unserem Fall des Juras) gegenüber ändern, und zudem erwirbt man sich einen Schatz von Vorstellungen, welche die Bestimmung anderer Objekte erleichtern und die Zusammenhänge und Verzweigungen des natürlichen Systems bewusst werden lassen.

Damit ist schon allerhand darüber gesagt, was wir uns unter einem kinematischen Modell vorstellen möchten. Aber was genau verstehen wir denn unter «kinematisch»? In der Physik bedeutet Kinematik die Beschreibung der Ortskoordinaten eines bewegten Massenpunkts als Funktion der Zeit. In der Geologie ist die Lage komplizierter und etwas verworren. Dem physikalischen Begriff entsprechend sollte die kinematische Tektonik die Ortskoordinaten eines jeden Massenpunkts in einem sich verformenden Gesteinskomplex als Funktion der Zeit beschreiben. Das ist zuviel verlangt. Was in Lehrbüchern der Tektonik als Kinematik geboten wird, ist denn auch ein matter Abglanz dessen, was man in der Mechanik darunter versteht.

Eine exakte Anwendung des physikalischen Begriffes der Kinematik auf tektonische Systeme ist offensichtlich unmöglich. Und doch möchten wir diesen Begriff möglichst hochhalten: vielleicht lassen sich tektonische Prozesse wenigstens näherungsweise kinematisch bewältigen. Und damit steht man wiederum vor der Forderung nach einem vereinfachenden Modell.

Kinematische Beschreibung wird erst nützlich, wenn sie quantitativ ist, ob analytisch oder graphisch. Dazu aber bedarf man einer «Vorzeichnung», eines Bezugssystems, dessen Lage vor und nach dem Deformationsvorgang genau bekannt ist, so dass die Bewegung aus der Differenz der Lagen korrespondierender Punkte gemessen werden kann. Im Idealfall lässt sich eine solche Bewegung in unendlich viele unendlich kleine Schritte zerlegen, so dass die Deformation des Bezugssystems kontinuierlich verfolgt werden kann. Dieser Idealfall lässt sich bei Experimenten nahezu verwirklichen. In der Geologie aber liegt meist nur das Endprodukt der Deformation in Form einer tektonischen Struktur vor, sie enthält in Glücksfällen geometrische Elemente, deren Lage vor der Deformation bekannt oder rekonstruierbar ist. In einigen dieser Vorzeichnungen ist möglicherweise sogar das Produkt einer früheren Deformation erkennbar. Der Bewegungsvorgang lässt sich so bestenfalls in eine beschränkte Anzahl Phasen unterteilen. Häufig ist die praedeformative Lage geometrischer Elemente nur mit grosser Unsicherheit bekannt; dazu gehören die meisten Raumdaten in metamorphen Gesteinen.

Verwendbare Bezugssysteme gibt es viele, doch sind nicht alle gleich exakt und vertrauenswürdig. So ist z. B. die Rekonstruktion von Kontinentalverschiebungen mit Hilfe von Bezugssystemen wie Klimagürteln oder palaeomagnetischen Pollagen eine mit vielen unsicheren Hypothesen belastete Angelegenheit, während die Ausglättung eines bei der Jurafaltung deformierten, korrelierbaren stratigraphischen Horizontes wenig Problematisches an sich hat. Dass er bei der Ablagerung ungefähr flach gelegen hat, ist sicher; ob freilich die Horizontaldistanz zweier Punkte, nach der Ausglättung, der Distanz bei der Ablagerung entspricht, muss noch besonders untersucht werden. Soll dies der Fall sein, so darf die Schicht nicht in diffuser Weise, «plastisch», verformt sein. Dafür gibt es verschiedene Kriterien. Im einzelnen erteilt Auskunft über diese Möglichkeit das Verhalten der internen Strukturelemente der fraglichen Schicht, z. B. der Ooide. Wenn diese ihre ursprüngliche rein stratigraphische Form und Lage gegenüber den Schichtflächen bewahrt haben, so erhält man durch Ausglättung der deformierten Schicht auch eine Rekonstruktion der ursprünglichen Horizontaldistanzen. Das ist im Jura der Fall. Man ist in der glücklichen Lage, ein ausgezeichnetes Bezugssystem quantitativ kinematisch auswerten zu können. Demgegenüber sind reine Richtungsbestimmungen wie die von Kleinfaltenachsen oder von Klüftrosen von zweitrangiger Bedeutung, denn diese Grössen geben keine Auskunft über Bewegungsbeträge, sie können die kinematische Rekonstruktion nie gewährleisten, wiewohl sie für die Verfeinerung des anderweitig gewonnenen Bewegungsbildes willkommen sind.

Ein kinematisches Modell der Jurafaltung soll also eine quantitative Beschreibung des Weges leisten – in stark schematisierter Form –, den jeder Punkt des Juras im Verlaufe der Faltung zurückgelegt hat, und der Gesetze, durch die die Bahnkurven der einzelnen Punkte miteinander verbunden sind.

Eine erste konkrete Ausgestaltung des vorgeschlagenen Modells wurde versuchsweise für zwei wichtige Abschnitte des Faltenjuras vorgenommen (Fig. 1). In einigem Detail wurde der Rheintalische Jura ausgemessen und analysiert, d. h. der Abschnitt, der etwa vom Bielersee und der westlichen Ajoie im Westen, vom Ostrand des Laufenbeckens und dem Weissenstein im Osten begrenzt wird. Dieser Abschnitt ist dank tief eingeschnittenen Klusen und durch Eisenbahntunnel relativ

gut aufgeschlossen. Er ist dem Schreibenden am besten bekannt, und die Abklärung der Tektonik am Westrand des Delsberger Beckens und in den Freibergen ist ihm seit langem ein besonderes Anliegen. Mit viel geringerem Detail und mässigem Anspruch an quantitative Genauigkeit wurde sodann das Gebiet des zentralen Hochjuras untersucht, und zwar erstens, weil die Gegend zwischen den grossen Querstörungen von Vallorbe-Pontarlier, Morez-les Rousses und Mont Vuache verschiedene Deutungen erfahren hat, die unserem Modell zuwiderlaufen; zweitens,

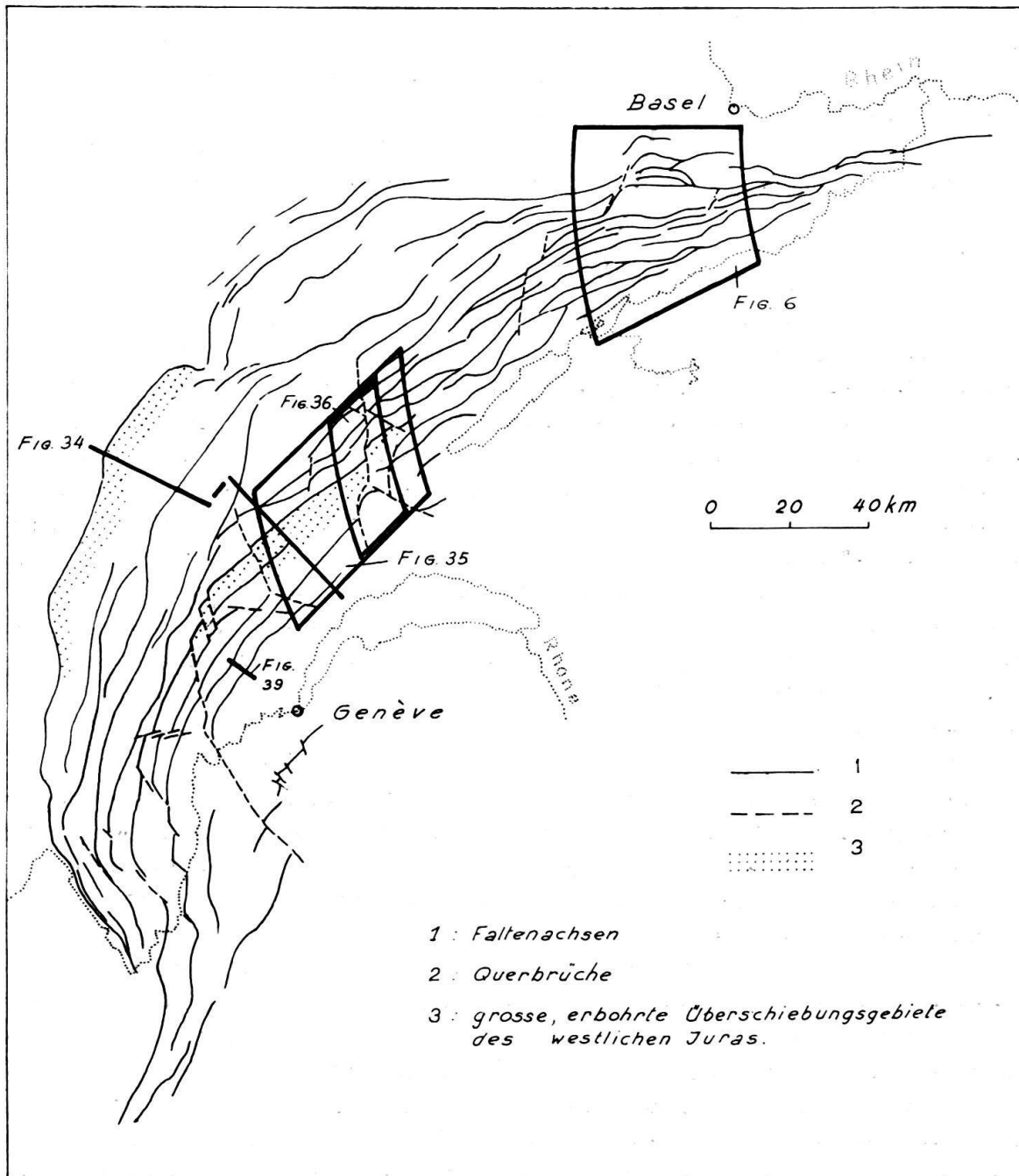


Fig. 1. Vereinfachte tektonische Skizze des Juras mit der Lage der Figuren 6, 34, 35, 36, 39, 40. Die Figur soll nur der Orientierung dienen und nicht die kinematischen Verhältnisse richtig wiedergeben.

weil die eben erst abgeteufte Bohrung Risoux I ganz neue Einblicke in den Bau jener Gegend gestattet hat, welche eine Neuinterpretierung – wie der Schreibende glaubt, im Sinne seines Modells – nahelegen; drittens, weil auf Grund dieser neuen Erkenntnisse nun versucht werden kann, ein Gesamtprofil durch den ganzen zentralen Jura mit einigem Anspruch auf Genauigkeit zu zeichnen und die dabei festgestellte Gesamtverkürzung mit den Erfordernissen des Modells zu vergleichen, und endlich viertens, weil die genannten grossen Querstörungen durch das kinematische Modell eine besondere Bedeutung für die Jurafaltung erlangen. Schliesslich muss noch vorausgeschickt werden, dass zwar ständig von *einem* Modell die Rede ist, dass aber in diesem einen Modell eine ganze Reihe von Modifikationen eingeschlossen sind, dass also eigentlich eine ganze Familie von allerdings sehr nahe verwandten Modellen gemeint ist.

A. Allgemeines zur Kinematik geologischer Systeme und die Abgrenzung der speziellen Kinematik der Jurafaltung

I. Vorbemerkungen

Fig. 2 erläutert, wie aus dem gesamten Bereich der kinematischen Möglichkeiten durch sukzessive Unterteilung in alternative Unterbereiche, in denen die spezielle Kinematik des Juras im wesentlichen zu finden ist oder nicht, schliesslich ein Gebiet ausserordentlich beschränkten Umfangs abgegrenzt wird. Die darin enthaltenen beschränkten kinematischen Möglichkeiten sind bei der Jurafaltung im wesentlichen verwirklicht. «Im wesentlichen» will dabei heissen, dass nach dem heutigen Wissen des Schreibenden von den andern Möglichkeiten nur in einem Umfang Gebrauch gemacht ist, der in erster Näherung quantitativ vernachlässigt werden darf.

Im folgenden seien zunächst einige allgemeine Vorstellungen aus dem Gebiet der Kinematik eingeführt und dann die auf Fig. 2 skizzierten Alternativen diskutiert.

II. Quellen und Senken

Die tektonische Kinematik befasst sich mit den geometrischen Problemen des Materialtransports, der Umlagerung der Gesteine, welche die heute beobacht- und messbaren tektonischen Gebilde erzeugt haben. Sie ist eine theoretische Wissenschaft, weil die meisten dieser Bewegungsvorgänge nie direkt beobachtet werden können und infolgedessen durch Bearbeitung von feldgeologischen Messungen (gegebenenfalls kombiniert mit solchen an orientierten Handstücken) mit Hilfe allgemeiner Überlegungen gefolgert werden müssen. Sie ist die erste Stufe, die bei der Meisterung tektonischer Probleme erklommen werden muss. Die zweite, höhere und schwerer zu bezwingende Stufe wäre die der Dynamik, also der Fragen des Energiehaushaltes und der Kräftegleichgewichte, welche bei diesen Bewegungsvorgängen im Spiele sind.

Die dynamischen Probleme sind ungleich viel schwieriger – das heisst allerdings leider nicht, dass die kinematischen besonders einfach wären. Denn bekanntlich ist die Geometrie der geologischen Körper und Teilkörper im allgemeinen äusserst kompliziert, und sie erst noch in eine zeitliche Folge von Bewegungen aufzulösen,

heisst Komplikationen noch höherer Ordnung erzeugen. Deshalb drohen auch an sich einfache geometrische Überlegungen im undurchsichtigen Chaos der Gegebenheiten zu ertrinken.

Um die Ordnung einigermaßen zu wahren und die Orientierung nicht zu verlieren, muss man versuchen, zuerst die allgemeinsten Gesetzmässigkeiten kinematischer Systeme festzunageln, die jedenfalls, unabhängig von allen Komplikationen im einzelnen, gelten müssen. Die allgemeinsten Bedingungen sind wie immer eher abstrakt.

Bei der Deformation werden Massen transportiert; das heisst, Stoff wird irgendwo weggenommen und an einem andern Orte angehäuft, wobei jeder Massenpunkt seine eigene *Bahnkurve* beschreibt. Man kann die Bezirke, wo Stoffe weggenommen werden, «wegfliessen», als «*Quellen*» bezeichnen, die, wo sie angehäuft werden, als «*Senken*», einem Usus der Potentialtheorie folgend, der der alltäglichen Anschauung eines besonderen Stofftransports – der Wasserbewegung – entnommen ist. Zugleich bahnt man mit dieser Anlehnung an die Potentialtheorie einen Weg von der Kinetik zur Dynamik: der Materialtransport geht im Mittel von Gebieten höheren gegen solche niedrigeren Potentials, wobei dieses ganz allgemeiner Art sein kann, also z. B. aus einer Überlagerung von Schwerepotential, thermodynamischem und elastischem bestehen kann. Aus diesem skalaren Potentialfeld lässt sich bekanntlich das Gradientenfeld, also ein Vektorfeld gewinnen, dessen Pfeile, negativ genommen, in Richtung der steilsten Abnahme des Potentials weisen. Mit diesem Gradientenfeld verwandt ist das kinematische Feld des Materialtransports: seine Vektoren geben Richtung und Betrag der Wanderung eines jeden Materialpunktes für kleine Zeitintervalle eines tektonischen Prozesses an. Die kinematischen Vektoren sind eine Funktion des Potentialgradienten, aber nicht ausschliesslich: sie sind ausserdem wesentlich bedingt durch die Verteilung der die Bewegung hemmenden Widerstände, also der inneren Reibungen, der Materialfestigkeiten, der äusseren Rahmen, nach dem Sprachgebrauch der Physik also der Zwangskräfte, der Randwerte.

Welcher Art sind die *Quellen* und *Senken* im kinematischen Bewegungsfeld? Je nach der Lage in der Erde können sie ganz verschiedener Natur sein, bei einem grossen orogenen Vorgang scheinen sie aber alle mitzuwirken. Um sie kennen zu lernen, dringt man am besten von der Oberfläche aus schrittweise in tiefere Regionen vor. Der auffälligste und alltäglichsste Stofftransport ist jener bei Verwitterung und Erosion. Hier wird das Gestein in kleinen Portionen von seinem angestammten Ort im Anstehenden, der Quelle, entfernt, es bleibt entweder einige Zeit am Hang als Gehängeschutt liegen – diese Senke wäre allerdings sehr vorläufig – oder es findet bald den Weg ins Meer und landet dort in einer etwas permanenteren Senke. Auch die chemische Erosion wäre so zu verstehen: Quelle ist das anstehende Gestein, aber der Transport erfolgt hier meist sogar ionenweise. Mit «Quelle» wäre also der Begriff «Erosion», mit «Senke» der Begriff «Ablagerung» assoziiert.

Von der partikelweisen Erosion und Ablagerung gelangt man unmerklich zu den erosiven Massenbewegungen, den grossen Bergrutschen und Hanggleitungen, von ihnen zu den Begriffen der «tektonischen Denudation» und «tektonischen Ablagerung», wie sie für die gravitative Tektonik grundlegend sind. Quellen wären also hier die Abrissnischen bzw. die Lücken im Gesteinsmantel, aus denen die

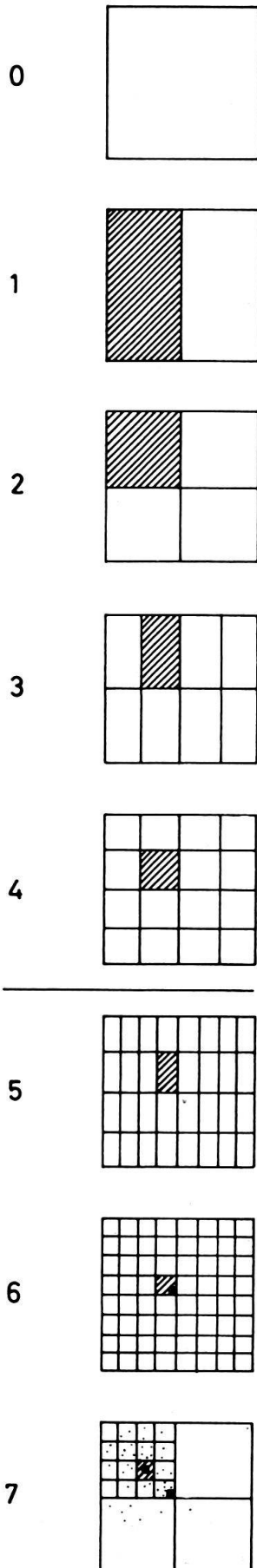
«Schwergleitdecken» hergeleitet werden müssten. Falls, wie dies etwa für die helvetischen Decken angenommen wird, nur die letzten Phasen der Mise-en-place der Schwergleitung zugeschrieben werden können, muss man einen Schritt tiefer dringen, um die Quellen zu definieren. Decken entstammen Wurzelzonen, in denen Material ausgequetscht worden ist, so dass heute nur noch eine «Narbe» bleibt: die Wurzel wäre die Quelle für die Decke. Eine solche Wurzel muss aber auch einer intensiven Einengung der tieferen, nicht nach oben ausgequetschten Gesteine entsprechen. Man sagt, diese tieferen Gesteine seien abgesaugt worden: die Wurzel wäre also Quelle nicht nur für die Deckenbewegungen nach aussen, sie wäre auch Quelle für einen Materialstrom nach innen, aber während die Senken des nach aussen gerichteten Stromes, die Decken, der Beobachtung zugänglich und weitgehend bekannt sind, so weiss kein Mensch so recht, wo der nach innen führende Strom schliesslich mündet. Und geht man noch einen Schritt tiefer, z.B. in das Lepontin der Alpen, so hat man das umgekehrte Problem: man findet eine Senke, in die Material eingeströmt ist, Aufquellungen und Pilzfalten schaffend (WENK 1955). Aber wo entspringt dieser Strom, wo ist seine Quelle? Dieses Problem stellt sich natürlich bei allen magmatischen Vorgängen, beginnend bei regionaler Metasomatose bis zur Bildung von Plutonen, Lakkolithen, Gängen, ja ganz allgemein der Förderung vulkanischer Gesteine. Aber nicht nur diese offensichtlichen Stofftransporte geben Rätsel auf. Vielleicht wichtiger noch sind die epirogenen Bewegungen, die regionalen bis kontinentweiten Hebungen und Senkungen, an denen riesige Volumina beteiligt sind. Sie bequ Coast mit Phasenänderungen an der Mohorovičić-Diskontinuität ohne grössere Stoffwanderung zu erklären, wie dies in den letzten Jahren unter dem Eindruck der Ergebnisse experimenteller Hochdruckphysik wiederholt versucht wurde, geht aus verschiedenen Gründen nicht an (vgl. z.B. BULLARD und GRIGGS, 1961).

Prinzipiell ist allerdings das Problem, ob die am Materialtransport beteiligten Stoffe zu Hochdruckphasen verdichtet werden können, ob sie unter den gegebenen Umständen kompressibel sind, von grundlegender Bedeutung. In grösseren Erdtiefen jedenfalls muss diese Kompressibilität eine hervorragende Rolle spielen. Dort kann dann die z.B. durch Erwärmung hervorgerufene Expansion zu einer weniger dichten Phase als Quelle, die Kontraktion zu einer dichteren Phase als Senke dienen.

Bei den epirogenen Bewegungen müssen im Untergrund der Hebungen *Materialsenken* (wie paradox!), im Untergrund der Senkungen *Materialquellen* angenommen werden. Wie die Ströme von Quellen zu Senken verlaufen, welcher Art sie sind, ist eines der grossen Rätsel und der wichtigsten Probleme der Geologie. Man hat auch für diese Quellen und Senken schon den Wortschatz der subaerischen Quellen und Senken verwendet und von subkrustaler Erosion und Ablagerung (GILLULY 1955) gesprochen.

Wichtig ist, dass hier – wie bei der Metasomatose im Orogen – die Mobilisierung an der Quelle und die Ablagerung in der Senke nicht als Massenstrom, sondern thermodynamisch differentiell zu wirken scheinen.

Bei einem Orogen wie den Alpen sind alle diese Quelle-Transport-Senke-Systeme beteiligt. Die kinematische Analyse eines alpinotypen Gebirges muss deshalb



von vornherein scheitern, wenn man sie nicht alle berücksichtigt und ihre jeweilige Rolle (sie verändert sich bekanntlich im Verlauf der Orogenese) abschätzt.

Wie aber steht es mit dem Jura? Die anhand des Schemas von Fig. 2 nun durchzuführende Diskussion wird zeigen, dass der ihm zugewiesene Bereich aus dem Spektrum kinematischer Möglichkeiten unerwartet eng ist. Das aber heisst, dass das Bewegungsfeld sehr straff organisiert ist, so dass schon wenige Beobachtungen weitgehende deduktive Schlüsse erlauben, dass also für den Jura der Versuch, ein kinematisches Modell aufzubauen, besonders lohnend ist.

Fig. 2. Die Lage der Juramodelle im Feld der kinematischen Möglichkeiten

Das als Quadrat dargestellte uneingeschränkte Feld der kinematischen Möglichkeiten (0) wird durch sukzessive dichotome Einschränkungen in ein immer feineres Netz von Unterbereichen zerteilt. Das jeweils vom Modell besetzte Teilfeld ist schraffiert.

Die Zahlen sind gleich denen der im Text gewählten Einteilung. 6 und 7 entsprechen den beiden Modifikationen Modell I und Modell II.

1 Geschlossene Systeme, 2 Quellen- und Senken in getrennten Bezirken, 3 Zweidimensionales System, 4 Diskrete Bewegungsflächen.

Nur für Modell I:

5 eine einzige Quellenscholle, 6 nur Rotationen. Das kleine schwarze Quadräthen bedeutet eine weitere Einschränkung des schraffierten Feldes: sogar nur Rotationen um ein einziges Zentrum.

Nur für Modell II:

7: es wird nun, im Gegensatz zu 5, die linke Hälfte von Feld 4 besetzt (mehrere Quellenschollen), und von diesem Teilfeld im Gegensatz zu 6 die obere Hälfte (auch Translationen). Das schwarze Quadräthen im schraffierten Feld will eine weitere Einschränkung andeuten: im wesentlichen werden nur Translationen nach NW vorgenommen. Das andere schwarze Quadräthen zeigt nochmals die Lage von Modell I. Die zerstreuten Punkte sollen schematisch darauf hinweisen, dass im wirklichen Jura auch alle andern Felder besetzt sind, aber nicht intensiv. Die Intensität der Besetzung konzentriert sich um die für das Modell gewählten Punkte.

III. Die Stellung der Jurafaltung in einem System der kinematischen Möglichkeiten und die Eigenschaften eines Modells erster Näherung (vgl. Fig. 2)

1. Das System ist geschlossen

Wenn ein Teilvolumen des Erdkörpers derart von einer geschlossenen Fläche umgrenzt werden kann, dass kein Stofftransport durch sie hindurch stattfindet, so sind alle Quellen und Senken für die Deformation dieses Volumens in seinem Innern und es liegt ein *geschlossenes kinematisches System* vor. Streng genommen gibt es natürlich solche geschlossene Systeme nicht. Eine gewisse Diffusion findet durch jede Fläche hindurch statt, ein gewisses, unter Umständen sehr langsames Fließen von Porenflüssigkeit ist charakteristisch für sozusagen alle Gesteine. Die Porenflüssigkeit enthält gelöste Teile des Festgerüsts, auch dieses wird also bis zu einem gewissen Grade transportiert. Und doch gibt es viele Fälle, wo diese Art des Materialtransportes nur einen winzigen Bruchteil von grossen tektonischen Massentransporten darstellt und deshalb mit gutem Gewissen vernachlässigt werden kann. Diese Vernachlässigung sei im folgenden für den Jura ausdrücklich vorausgesetzt. Man ist dazu berechtigt, weil die bisherigen Ausmessungen von Jurafalten ergeben haben, dass im wesentlichen das ursprüngliche stratigraphische Gesteinsvolumen gesamthaft ausgepresst worden ist; es lassen sich keine Volumendefizite nachweisen, die auf einen nennenswerten Lösungstransport schliessen liessen. Dies wird sich auch bei der Analyse des rheintalischen Juras immer wieder zeigen (s. S. 266 ff.).

Schneidet die Umgrenzungsfläche die Erdoberfläche, so wirkt immer auch die Erosion als weiterer Materialtransport, der sich dem tektonischen überlagert und dessen Quellen, vor allem aber Senken, meist nicht genau und sicher nicht im vollen Umfang zu ermitteln sind. Die den Überschiebungsbewegungen vorausgehende wie auch die synkinematische erosive Zerfressung einer Landschaft mag für die Kinetik, für das tektonische Verständnis von grundlegender Wichtigkeit sein. Man denkt dabei zuerst an das Phänomen der Reliefüberschiebungen, die bekanntlich bei den Hypothesen für die *Mise-en-place* vieler alpiner Decken eine grosse Rolle spielen (z. B. die *Préalpes* nach LUGEON und GAGNEBIN 1941). Die heutigen Senken, die heutigen Ablagerungsräume für die entsprechenden Erosionsprodukte sind nur zu einem kleinen Teil bekannt, etwa in den Gesteinen der Molasse. Auch wenn man die Quellen für die Decken sicher kennt und Diffusion und Wanderung von Porenflüssigkeit vernachlässigte, so könnte man also trotzdem ein solches System nicht als streng abgeschlossen ansehen.

Auch für viele Überschiebungen des Juras hat man vorhergehende intensive Erosion verantwortlich gemacht. So sollen die Überschiebungen der *Dt. de Vaulion* nach AUBERT (1945) durch gravitatives Hinausgleiten in ein Erosionsloch entstanden sein. GLANGEAUD und DREYFUSS (z. B. 1951, 1949) messen dieser «*Morphotectonique*» für den *Faisceau Bisontin* grosse Bedeutung zu.

Es lässt sich aber nachweisen, dass diese «*Morphotectonique*» nur eine nebensächliche Rolle spielen kann, und zwar wiederum, indem man die Falten einfach ausmisst. Lokale Schweregleitung müsste eine lokale Lücke, eine Quelle hinterlassen, deren Stärke gerade der «*morphotektonischen*» Ablagerung zu entsprechen hätte. Solche Quellen wären im Jura leicht zu finden, sie existieren aber nicht, je-

denfalls nicht für ganze Falten, sondern nur für grössere Rutschpakete an Antiklinalflanken oder Überschiebungsfronten. Gewiss hat Erosion auch im Faltenjura stattgefunden, vor und während der tektonischen Bewegungen. Sie hat sicher auch eine gewisse kinematische Rolle gespielt, bestimmt eine grössere als der Massentransport des Porenwassers. Es ist vorauszusehen, dass Erosionseffekte zur Erklärung bestimmter Besonderheiten im Jura einmal in ein sehr verfeinertes kinematisches Modell eingebaut werden müssen. Bis heute ist aber weder die Geländeaufnahme noch die Analyse ihrer Resultate so weit gediehen, dass man der Erosion eine bestimmte grössere Rolle zuweisen könnte, geschweige denn müsste. Für die ersten Stufen eines kinematischen Modells wird man besser auf solche Effekte verzichten und versuchen, wie weit man ohne sie gelangt im Verständnis der Juratektonik. Auch die Erosion sei also im folgenden vernachlässigt.

Von einem empirisch belegten, geschlossenen System müssten Quellen und Senken bekannt sein. Vom Jura aber kennt man nur die Senken, nur sie sind quantitativ messbar. Die zugehörigen Quellen muss man durch sorgfältige Analyse und Integration aller Indizien ergänzen. Das kann nicht ohne Hypothese geschehen, deren Berechtigung erst der Erfolg beweist. Der Schreibende hat einen Versuch in dieser Richtung in der «Fernschubhypothese» unternommen und dabei dargelegt, dass diese Hypothese zurzeit die einzige den Tatsachen gerecht werdende Lösung des Quellenproblems bietet. Nach ihr liegen die Quellen im Süden des Molassebeckens; nach der speziellen Ausgestaltung der Hypothese in der genannten Arbeit lässt sich vermuten, dass sie sich im Westen im Bereich der alpinen Zentralmasse befinden, während sich ihre Zone weiter östlich davon ablöst und unter dem helvetischen Deckenstapel durch das Molassebecken schliesslich das Ostende der Läger erreicht. Lücken im Sedimentmantel und Zerrbrüche, die als Quellen in Frage kommen, sind aus diesen Gebieten bekannt, doch ist eine genaue quantitative Zuordnung und geographische Fixierung der dem Jura entsprechenden Quellen wie gesagt nicht möglich.

Seit Erscheinen der zitierten Arbeit sind übrigens weitere Hypothesen für die Jurafaltung aufgestellt worden, welche andere als die von der Fernschubhypothese vorgeschlagenen Quellen ausfindig machen wollen. So möchte BELOUSSOV (1961) die Quellen in einer plastischen Streckung der Schichten im Bereich des Juras selbst erkennen, eine Ansicht, die sich kaum verfechten lässt, wenn man den Jura einmal mit eigenen Augen gesehen hat. Im übrigen ist auch sie durch Ausmessung der Falten leicht zu widerlegen.

Eine weitere Hypothese ist die von PAVONI (1962), die anhand eines Modells aus Sperrholz (= Sockel), «Mehlpäppchen» (= Schmierschicht) und Seidenpapier (= Sedimenthaut) demonstriert wird. Das Sperrholzbrett wird in Kreisscheiben geschnitten und nach Norden unter dem Seidenpapier wegrotiert. Dieses wird randlich zurückgehalten und legt sich in Falten, die entsprechenden Quellen liegen z. T. nördlich der Falten im Vorland, wo man durch Seidenpapier nicht bedecktes Mehlpäppchen gewahren kann, z. T. im gefalteten Bereich, wo nämlich das Seidenpapier gestreckt ist. Dieses Modell, so anschaulich es ist, hat leider mit dem Jura nicht viel zu tun; von allem anderen abgesehen, findet man an der äusseren Berandung des Juras nicht eine grosse Lücke von vielen Kilometern, sondern eine Überschiebung; nicht eine Quelle, sondern eine Senke.

Die einzig akzeptablen Quellen bleiben im Süden, wo sie die Fernschubhypothese verlangt. Die Fernschubhypothese ist, soweit der Schreibende ermessen kann, noch immer die einzige rationale und objektive Grundlage für eine Diskussion der Juratektonik. Übrigens ergibt sich in dieser Arbeit noch mancherlei Gelegenheit, weitere kritische Evidenz dafür aufzudecken, auch wenn sie das kaum mehr nötig hat. Sie wird deshalb in das kinematische Modell eingebaut; für eine detailliertere Rechtfertigung vgl. LAUBSCHER 1961.

Auf Grund der Fernschubhypothese darf der Jura jedenfalls als geschlossenes System behandelt werden. Denn lässt man die umgrenzende Fläche mit der Basis des Abscherhorizontes zusammenfallen und vor den nördlichen Grenzen des Faltenjuras und hinter den Lücken im autochthonen Sedimentmantel an die Oberfläche ausbeissen, so sind Quellen und Senken der Massenbewegung von der Fläche umschlossen. Im Südwesten allerdings geht der Jura bekanntlich ohne scharfe Grenzen in die subalpinen Ketten Savoyens über. Wenn man ihn trotzdem von diesen gesondert als eigenes System behandelt – und dies ist fürs erste aus rein methodischen Gründen zu empfehlen –, so muss man hier eine künstliche Grenze ziehen. Soll der Jura dabei ein geschlossenes System bleiben, so dürfen über diese Grenzen keine grösseren Materialströme fliessen. Dieser Forderung ist dann Genüge getan, wenn die künstliche Grenze parallel zur Bewegungsrichtung verläuft, also etwa NW–SE, und die Senke mit der hypothetischen Lücke im Hinterland verbindet.

Die Gestalt (im Gegensatz zur Grösse!) dieser Lücke ist übrigens irrelevant für die Kinematik des Senkenfeldes, also des Faltenjuras selbst. Man darf über sie beim Bau des Modells mit grosser Freiheit verfügen. Die nötigen Beschränkungen ergeben sich im Verlauf der Konstruktionen ohne weiteres.

2. Quellen- und Senkenbereich sind getrennt

Wenn in einem geschlossenen System Quellen und Senken willkürlich verteilt sind, so lassen sich keine allgemeinen kinematischen Gesetzmässigkeiten angeben. Für den Jura aber wurde eben geltend gemacht, dass sich im Senkenbereich keine namhaften Quellen in der Form von Abrisslücken, Lösungslücken oder plastischer Streckung erkennen lassen. Auch normale Zerrbrüche, die während der Jurafaltung entstanden sind, spielen sicher keine auffällige Rolle. Im Jura sind also Quellen- und Senkenbereich im wesentlichen getrennt, für das Modell setzen wir eine vollkommene Trennung voraus.

3. Das Bewegungsfeld ist zweidimensional

Nach der Fernschubhypothese, die laut unserer Festsetzung dem Modell zugrunde liegen soll, ist die Jurakinematik auf die Sedimenthaut beschränkt. Sie ist an eine starre, nur wenig verbogene untere Grenzfläche gebunden. Im Vergleich zu deren Ausdehnung ist die darüber bewegte Sedimenthaut dünn. Die Bahnkurven der einzelnen Massenpunkte liegen zum überwiegenden Teil in annähernd ein und derselben Ebene. Nur in dem sehr beschränkten Unterbereich, der durch die Antiklinalschenkel eingenommen wird, treten dazu senkrechte Komponenten auf. Das Bewegungsfeld ist also weitgehend zweidimensional, und es erscheint verlockend, es zuhanden des Modells ganz auf zwei Dimensionen zu beschränken, weil dadurch

die zeichnerische Darstellung und die quantitative Bewältigung ausserordentlich vereinfacht werden. Einen Ansatz zu dieser Beschränkung hat der Schreibende in seiner «Fernschubhypothese» gemacht, wo er «profilmässige» und «flächenmässige» Kinematik unterschied.

Wenn man nun konsequent die durch profilmässige kinematische Analyse der einzelnen Antiklinalen ermittelten Zusammenschübe quantitativ als flache Überschiebungen umzeichnet, so erhält man ein rein zweidimensionales Bewegungsfeld. Die Bahnkurven für den überwiegenden Teil der an der Jurafaltung beteiligten Massen werden dadurch nur unwesentlich verändert. Die spezielle Form der Massenausquetschung in den Antiklinalen wird zwar ignoriert, ihre Quantität wird jedoch voll beibehalten, und diese ist offensichtlich für die Beurteilung des Juras als kinematisches Gesamtsystem ausschlaggebend. Natürlich verdient die von Ort zu Ort wechselnde Gestalt eines Faltenprofils auch unser Interesse. Ihre Untersuchung soll aber einer besonderen Arbeit vorbehalten sein. Der Schreibende ist überzeugt, dass eine Trennung der Kinematik in einen profilmässigen und einen flächenmässigen Anteil methodisch vorteilhaft ist.

In unserem Modell soll also die Kinematik zweidimensional, flächenmässig behandelt werden. Die Entwicklung einer solchen Kinematik ist übrigens nicht nur für den Jura von Interesse. Die Schichtung der Erde legt die Vermutung nahe, dass im wesentlichen flächenmässige Bewegungssysteme innerhalb der einzelnen Schichten eine grosse Rolle spielen dürften – über grössere Distanzen hin allerdings nicht auf Ebenen, sondern auf Kugelflächen. Das Puzzlespiel der Rekonstruktion von Gondwana nach der Kontinentalverschiebungslehre gehört in die Kategorie, überhaupt alle geotektonischen Theorien und Spekulationen, bei denen nicht vertikale, sondern tangential Bewegungen die Hauptrolle spielen.

Die zweidimensionale Behandlung der Jurafaltung setzt noch voraus, dass nur eine einzige, basale Abscherfläche betätigt wurde, dass die Sedimenthaut als ganzes bewegt wurde und nicht durch weitere als Gleithorizonte dienende inkompetente Lagen in einen Stapel individuell beweglicher Blätter aufgeteilt war. Sonst müsste man für jedes einzelne Blatt seine besondere Kinematik entwerfen und die Gesamtbewegung durch Superposition der für die einzelnen Blätter geltenden Bewegungen darstellen. Wiederum kann nur die Ausmessung der Antiklinalen Klärung bringen, ob diese einfache Annahme wirklich zulässig sei. Der Vergleich von kurvimetrischer Verkürzung und Volumauspressung in den einzelnen Antiklinalen (vgl. S. 258) beweist, dass immer die ganze Sedimenthaut in gleichem Masse zusammengestaucht worden ist, wenigstens im wesentlichen. Lokal beschränkte Ausnahmen scheint es zu geben, besonders bei benachbarten Falten, unter denen dann und wann ein disharmonischer Materialtransport in Erscheinung treten kann. Doch ist offenbar die disharmonische Abscherung bestimmter Schichtglieder im allgemeinen auf einzelne Falten beschränkt und beeinflusst nur deren spezielle Gestalt, nicht aber die Quantität der in ihnen ausgeführten Zusammenstauchung.

4. Das Bewegungsfeld ist ein Mosaik starrer Schollen (vgl. Fig. 3)

Die Verteilung der Bewegung in einem sich deformierenden Körper liegt zwischen zwei Extremen. Das eine besteht in der Betätigung weniger Diskontinuitätsflächen, die den Körper in starre, im Innern undeformierte Schollen zerlegen,

die sich gegeneinander verschieben, sich übereinanderstapeln, voneinander wegtreiben, ähnlich den Treibeisschollen auf einem Fluss. Das andere Extrem entspricht der Ausbildung eines diffusen Bewegungsnetzes über den ganzen Körper hin, mit infinitesimaler Maschenweite und nur infinitesimalen Bewegungen längs einer einzelnen Fläche. Dieses zweite Extrem ist verwirklicht in der Deformation von Flüssigkeiten und von plastischen Festkörpern – hier allerdings nur in gewissen Teilbereichen, in den plastischen Zonen, in denen die Plastizitätsschwelle überschritten ist. In lockeren Aggregaten, in Sanden z.B., die zwar von vornherein ein diffuses Netzwerk von Diskontinuitätsflächen aufweisen, wird dagegen im allgemeinen nur eine begrenzte Anzahl recht scharf definierter Bewegungszonen betätigt; erst wenn der Porendruck einen gewissen Betrag überschreitet, wird die Verteilung der Bewegung diffus (vgl. LAUBSCHER 1961, p. 317).

Der Geologe kennt diese beiden Extrema, er unterscheidet zwischen kompetenten Gesteinen, deren Deformationsmodus unter den vorherrschenden Bedingungen mehr der diskreten Schollendeformation entspricht, und inkompetenten Gesteinen, bei denen ein mehr oder weniger diffuses Bewegungsnetz ausgebildet ist.

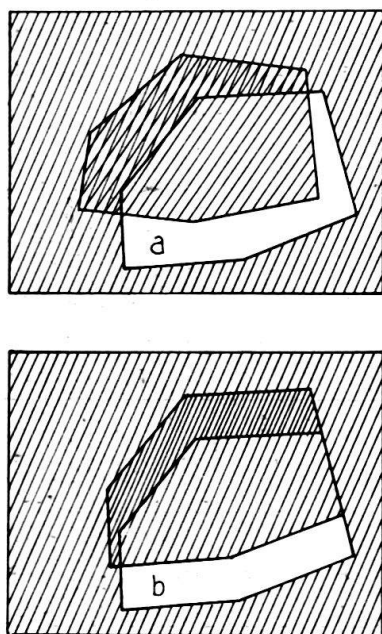


Fig. 3. Die kinematischen Elemente einer zweidimensionalen Scholle.

Es sind Rotationen und Translationen in der Zeichenebene möglich (a). Bei der Verrückung der Scholle aus ihrer ursprünglichen Lage entstehen Lücken und Überlappungen von identischer Grösse. Die verschiedenen Segmente der stets geschlossenen Schollengrenze übernehmen verschiedene kinematische Rollen, die besonders bei einfachen Bewegungen, z.B. Translationen (b) recht scharf definiert sein können: Transversalverschiebungen längs der seitlichen Segmente (links mit Überlappungskomponente), im wesentlichen Überschiebungen der frontalen Segmente. Der nicht an die Quellen grenzende Teil der Umrandung = Bewegungsfront. Die Stärke der Front wird gemessen am Translationsbetrag, also an der reinen Überschiebung oder der reinen Transversalverschiebung, die gleich gross sein müssen, oder an der Kombination der beiden Komponenten, wo die kinematische Rolle gemischt ist.

Leider ist diese Unterscheidung nicht immer so einfach und zwar aus zwei verschiedenen Gründen: einmal weil das rheologische Verhalten irgendwo zwischen diesen beiden Extremen liegt und bei ein und demselben geologischen Körper von Ort zu Ort schwanken kann; zweitens aber auch, weil in der Literatur oft künstlich Verwirrung gestiftet wird, indem je nach Bedarf und ohne Evidenz ein und demselben geologischen Komplex extrem verschiedene Verhaltensweisen zugeschrieben werden. Für den Jura sind die divergentesten Ansichten verkündet worden. So wird manchmal dem Sockel Plastizität bei der Faltung zugesprochen (GLANGEAUD, 1947), eine Annahme, gegen die alle indirekte Evidenz im Jura selbst sowie direkte Evidenz im unmittelbaren Vorland spricht (vgl. LIENHARDT 1962, S. 265). Gerade die gegenteilige Meinung vertritt BELOUSSOV (1961), nach dem sich das

Grundgebirge wie ein Mosaik starrer Blöcke verhält, die sich differenziell auf und ab bewegen. PAVONI (1962) endlich nimmt für seinen Sockel beide Potenzen zugleich in Anspruch, einmal ist er in diskrete Kreisscheiben zerschnitten, die sich rundum bewegen, ein andermal wird er plastisch in der Weise zusammengestaucht – es müsste sich um einen Betrag von Zehnern von Kilometern handeln – dass eine regionale Hebung entsteht, ohne dass die Oberfläche durch irgendeine merkbare Störung zerrissen würde! Ähnliche Verwirrung herrscht auch bei der Beurteilung des Sedimentmantels. Immer wieder gibt es namhafte Geologen, die aus irgendwelchen Gründen unter dem Eindruck stehen, die Sedimente hätten sich bei der Jurafaltung plastisch deformiert (vgl. S. 238)¹⁾.

Welcher Art ist die tatsächliche Evidenz für den Jura? Von einer eigentlich plastischen Deformation kann jedenfalls nicht die Rede sein. Die sedimentären Strukturen sind unverzerrt erhalten, sogar im Bereich intensiver lokaler Verfaltung (vgl. NABHOLZ 1956). Aber hat vielleicht eine Deformation nach so eng gescharten Scherflächen stattgefunden, dass sie zwar nicht im Zentimeterbereich, wohl aber im Hektometer- oder Kilometerbereich als «plastisch» anzusprechen wäre? Darüber kann wiederum nur die Ausmessung der Antiklinalen entscheiden. Es ergibt sich, dass tatsächlich im Innern der Falten solche diffuse Deformation in lokal begrenzten Bezirken stattgefunden hat, besonders in inkompetenten Lagen (Oxfordien!), dass aber die quantitative Auswirkung dieses Deformationstyps für die Gestalt einer einzelnen Antiklinale und somit erst recht für die Kinematik des ganzen Jurasystems unmerklich ist. Dafür spricht in erster Linie die Tatsache, dass in gut aufgeschlossenen Profilen kurvimetrisch und volumetrisch bestimmte Verkürzungen übereinstimmen (vgl. S. 266). Man darf sich also vom Eindruck leiten lassen, den sowohl die direkte Feldbeobachtung wie die Betrachtung von Karten und sorgfältig gezeichneten Profilen vermittelt: überall findet man starre Schollen, die von relativ engen Bewegungssäumen umfasst sind, vorab die Plateaux der Franche Comte und die Tertiärbecken und steifen Synklinaltafeln des östlichen Juras, aber auch die Deckel von Kofferfalten, z.B. des Clos du Doubs, sowie die brettartigen Flanken, etwa des Weissensteins gegen das Dünnerntal zu. Der Deformationsmodus der Jurafaltung, im ganzen gesehen, nähert sich deutlich dem Extrem diskreter Schollenbewegung. Für das Modell sei die Verwirklichung dieses Extrems angenommen. Dadurch wird seine Darstellung und quantitative Durchführung nochmals drastisch erleichtert.

Freilich ist mit dieser Festsetzung erst eine Vorentscheidung getroffen. Nimmt man die tatsächliche Ausgestaltung des Modells für einen konkreten Teil des Juras an die Hand (vgl. S. 294), so sieht man sich fallweise vor die Entscheidung gestellt, wie die starren Schollen zu begrenzen seien. Denn obwohl sich die diffuse Bewegung gewöhnlich in vergleichsweise engen Zonen konzentriert, so fasern diese doch stel-

¹⁾ Ausser den hier erwähnten sind noch zwei jüngst erschienene Arbeiten von CAIRE (1963) und WEGMANN (1964) anzuführen. Es ist hier nicht der Ort, detaillierte Kritik zu üben, aber man stellt allgemein mit Verwunderung fest, dass in allen diesen Arbeiten das Offensichtliche, Nächstliegende, Erkenn- und Messbare zugunsten des Verborgenen und Unkontrollierbaren übergangen wird. Sollte man nicht den Deus ex Machina erst ins Spiel eingreifen lassen, wenn kein anderer Ausweg mehr bleibt?

lenweise aus und verlieren ihre Individualität, oder sie verzweigen sich zu einem Netz von geringer Maschenweite, das wohl in grossem Maßstab noch darstellbar ist, in einem kinematischen Modell erster Näherung jedoch, wie es hier konstruiert werden soll, nur durch komplizierende Nebensächlichkeiten stört.

Im übrigen ist schon auf S. 246 festgesetzt worden, dass die Jurakinematik für das Modell auf zwei Dimensionen reduziert werden soll, und dass zu diesem Zweck die im Bereich je einer Antiklinale messbare Verkürzung zu einer flachen Überschiebung umgezeichnet werden soll. Damit ist zugleich gesagt, dass alle innerhalb einer Antiklinale ausgebildeten Zonen diffuser Deformation zu einer einzigen diskreten Bewegungsfläche zusammengefasst werden sollen.

Wenn also einerseits eine erste Orientierung zeigt, dass der Jura näherungsweise als Feld diskreter starrer Schollen dargestellt werden kann, so ergibt doch andererseits die konkrete Ausgestaltung des Modells, dass wichtige Phänomene vorhanden sind, denen auf diese Weise nicht beizukommen ist. Das bedeutendste davon ist der Faltenaustausch, das axiale Abtauchen und Verschwinden einer Falte und das dazu komplementäre Auftauchen einer andern. Aber glücklicherweise wird durch dieses Phänomen die Brauchbarkeit des Modelles nicht in Frage gestellt, und in einzelnen – genau zu definierenden – Fällen lässt sich die Regel, dass nur diskrete Bewegungsflächen auftreten, unbeschadet durchbrechen. Die Besprechung der Problemfälle wird am besten anhand der jeweiligen konkreten Beispiele durchgeführt (vgl. S. 280).

Halten wir also fest: In erster Näherung ist der Jura ein zweidimensionales Feld diskreter, starrer Schollen, die voneinander durch Bewegungssäume getrennt sind. Für die ersten Stufen eines kinematischen Modells wird man ihn am besten als solches, stark schematisiertes, Schollenfeld auffassen. Man wird die Bewegungssäume als Grenzkurven darstellen, obwohl sie in Wirklichkeit dreidimensionale Räume einnehmen. Man wird die einzelnen Schollen als vollkommen starre, zweidimensionale Körper, als planimetrische Figuren gegeneinander bewegen, obwohl sie ein gewisses Mass interner Deformation aufweisen. Man wird sogar fürs erste, um mit den prinzipiellen Problemen der Schollenkinematik vertraut zu werden, gewisse Schollen, die gegeneinander nur wenig verschoben erscheinen, zu einer einzigen Scholle des Modells zusammenzufassen; man wird also das Netz der Bewegungsflächen vereinfachen, diese zusammenlegen zu einem ausserordentlich reduzierten System erster Ordnung, das dann bei späterer Verfeinerung je nach Notwendigkeit unterteilt werden kann.

Für die Kinematik eines zweidimensionalen Schollenfeldes gelten folgende einfache Regeln:

Die einzelnen Schollen sind Flächenstücke, die sie umgebenden diskreten Bewegungsflächen werden zu den *stets geschlossenen Grenzkurven* dieser Flächenstücke. Verzweigungen der Grenzkurven können nie blind enden, da sie neue Schollen abtrennen, die von einer geschlossenen Kurve umgeben sind. Quellen treten als Lücken zwischen den Flächenstücken, Senken als Überlappungen in Erscheinung, und zwar ist der Flächeninhalt von Lücken und Überlappungen das quantitative Mass der Stärke von Quellen und Senken: man nehme ein Flächenstück und verrücke es etwas; es entstehen an seinem Rande Lücken und Überlappungen, deren Flächen-

inhalte exakt gleich gross sind, wie dies bei einem geschlossenen System sein muss (Fig. 3).

Für die im Senkenfeld gelegenen Teile der Grenzkurve einer bewegten Scholle wird im folgenden oft der Ausdruck «Bewegungsfront» verwendet, entsprechend dem Sprachgebrauch der Meteorologie, wo bewegte Luftmassen ebenfalls von «Fronten» begrenzt sind. Unter der «Stärke» einer Front sei dann der Betrag der Schollenbewegung an dieser Front verstanden.

Jede Scholle kann nur Translationen und Rotationen in einer einzigen Ebene ausführen. Die Bahnkurven sind im allgemeinen Fall komplizierte ebene Kurven, doch lässt sich jede Bewegungsphase für je eine Scholle durch nur eine Rotation und eine Translation darstellen. Hier erkennt man übrigens, dass die Möglichkeit, ein kinematisches System angenähert als Schollenfeld wiederzugeben, davon abhängt, ob sich grössere Bereiche von annähernd konstanter Rotation und Translation zusammenfassen lassen. Bis zu einem gewissen Grade sollte sich dies auch für viel diffusere Systeme als den Jura bewerkstelligen lassen, gleich wie sich etwa Kurven durch Treppen endlicher Stufenzahl wiedergeben lassen, wobei diese Zahl von der Fehlergrenze abhängt, die bei einer bestimmten Anwendung noch toleriert werden kann.

Beim Jura als Gesamtsystem scheinen keine allgemeinen weiteren Beschränkungen möglich zu sein; doch empfiehlt es sich, dieses Gesamtmodell aus einfacheren Untermodellen zu synthetisieren, d.h. versuchsweise Bezirke abzugrenzen, für die weitere Einschränkungen, wenigstens in erster Näherung, vorgenommen werden dürfen.

Ein solcher Unterbezirk ist z.B. der Jura östlich des Querbruchsystems von Vallorbe-Pontarlier, in der Folge als «östlicher Jura» bezeichnet. Für ihn lässt sich – versuchsweise! – ein Untermodell entwickeln (weiterhin einfach als Modell I bezeichnet), das den folgenden zusätzlichen Beschränkungen unterliegt:

5. Quellen- und Senkenbereich werden durch eine einzige ungeteilte Scholle (Quellenscholle) getrennt (Fig. 4)

Auf diese Möglichkeit hat der Schreibende in seiner «Fernschubhypothese» hingewiesen: Das Molassebecken im Süden des Faltenjuras ist bis in die Gegend südlich des Neuenburgersees hinunter nicht in feststellbarer Weise segmentiert. Allerdings ist ein gewisses Mass interner Deformation auch weiter östlich im Molassebecken sicher vorhanden, sie darf aber vorläufig, nach den bisher im Jura gemessenen quantitativen kinematischen Daten (vgl. S. 252) bei der modellmässigen Wiedergabe vernachlässigt werden.

Es sei also nur eine einzige, ungeteilte Quellenscholle vorhanden, und ihre Bahnkurve lasse sich in eine beschränkte Anzahl von Phasen unterteilen, deren jede sich in eine Translation und eine Rotation zerlegen lässt.

Während jeder Phase teilen sich sowohl Translation wie Rotation der Quellenscholle einer Senkenscholle mit (vgl. Fig. 4; werden verschiedene Senkenschollen gleichzeitig bewegt, so lassen sie sich dennoch für Konstruktionszwecke einzeln nacheinander bewegt denken, mit demselben Endergebnis, so dass immer nur eine Senkenscholle angenommen werden muss). Die Bewegungen im Senkenfeld werden

also durch das Verhalten der einen Quellenscholle diktiert. Die Senkenschollen akkommodieren sich je nach Vermögen, nach Massgabe der örtlichen Widerstände, welche die diktierte Bewegung in unterschiedlichem Masse hemmen.

Diese Widerstände könnten an sich, vom dynamischen Standpunkt aus bewirken, dass trotz dem einheitlichen Diktat der Quellenscholle interne Divergenzen im Senkenfeld erzeugt würden. Es liesse sich z. B. ein mit der Spitze gegen den Quellenbezirk gerichteter steifer Keil denken, an dem die vorgeschobenen Schollen wie am Bug eines Schiffes oder an einem Schneepflug seitwärts abgelenkt würden. Rein empirisch lässt sich aber für den Jura feststellen, dass im Innern des östlichen Juras keine auffälligen Divergenzen existieren, wiewohl sie bei fortgeschrittenen Modellen eine gewisse Rolle spielen dürften. Solche Divergenzen sollen also im Modell I nicht auftreten.

Im allgemeinen Fall werden in verschiedenen Phasen immer wieder andere Schollen bewegt. Dies trifft sicher für den Jura zu, wie sich bei der konkreten Ausgestaltung des Modells ergibt. Für jede Phase ist also immer nur eine Scholle in Bewegung zu denken, die *Phasenscholle*, die sich zusammensetzt aus der immer gleichbleibenden *Quellenscholle* (ihre rückwärtige Grenze ist hypothetisch, sie darf als Gerade genommen werden, wodurch die Form der Lücke besonders einfach wird, vgl. Fig. 4 und S. 246) und einem Vorbau von wechselnder Gestalt, der *Senkenscholle*. Wenn nun Translationsrichtung und Rotationszentrum von Phase zu Phase wechseln, wenn also die Quellenscholle eine komplizierte Bahnkurve beschreibt, so wird die Kinematik des Senkenfeldes immer noch recht unübersichtlich. Wenn dagegen die Quellenscholle in allen Phasen nur *eine* Translationsrichtung beibehält, oder nur *ein* Rotationszentrum, so ist die Kinematik ausserordentlich straff organisiert, die Beziehungen der Bewegung einzelner Punkte sind durch strenge Gesetze geregelt, so dass sich aus wenigen Beobachtungen schon weitgehende Schlüsse ziehen lassen. Und diese unerwartet straffe Organisation scheint beim östlichen Jura weitgehend verwirklicht.

6. Die Quellenscholle führt nur Rotationen um ein einziges Zentrum aus

In der «Fernschubhypothese» wurde, noch etwas zaghaft, die Vorstellung vertreten, das Jurasystem sei um das Lägernostende rotiert. Mehrere Indizien schienen darauf hinzudeuten, namentlich auch die regelmässige Zunahme des Verkürzungsbetrages von der Lägern nach Westen. Allerdings mussten dafür frühere Schätzungen des Zusammenschubes zum Teil drastisch revidiert werden. Aus der gemessenen Verkürzung im Querprofil von Grenchen wurde eine Rotation von 7 Grad gefolgert, und mit dieser Rotation lässt sich eine Verkürzung von 26 km für das Querprofil von Nyon extrapolieren. Dieser Betrag schien damals allzu kühn, es wurden auf Fig. 14 der zitierten Arbeit nur 20 km eingesetzt, was zwar weit über die aus erhältlichen Darstellungen abschätzbaren Verkürzungen hinausging, dem Schreibenden aber, der beeindruckt war von den grossen Überschiebungen, die sich vom Reculet nach St-Claude und an den Rand der Plateaux von Champagnole und Nozeroy immer wieder beobachten lassen, vertretbar erschien. In der Folge haben die Ergebnisse der Bohrung Risoux I (vgl. S. 298) die kühnsten Erwartungen übertroffen: für diesen Querschnitt darf nun eine Gesamtverkürzung zwischen 26 und 29 km als

erwiesen gelten. Darum darf die Rotationshypothese heute mit grossem Vertrauen ins Modell eingebaut werden, obwohl weiter unten gezeigt wird (S. 299), dass in diesem Gebiet auch noch Translationen und Rotationen um andere Zentren eine Rolle spielen. Zusätzliche Translationen mögen auch im östlichen Jura vorhanden sein, doch sind sie bestimmt recht klein. Sie würden sich z.B. am Ostende der Lägern dadurch zu erkennen geben, dass die Verkürzung nicht allmählich verschwindet, sondern einem endlichen Wert zustrebt, der dann abrupt auf Null fällt. Ein Blick auf die Karte von MÜHLBERG (1901) verrät aber eine allmähliche Abnahme der Verkürzung. Eine grössere Rolle dürften interne Bewegungen im Molassebecken spielen, doch müssen viel genauere Bestimmungen der Gesamtverkürzung in verschiedenen Juraabschnitten vorgenommen werden, als dies bis jetzt möglich war, um solche offenbar nebensächliche Erscheinungen quantitativ zu fassen.

Die strengen Gesetze, denen unser Modell zu gehorchen hat, sowie die Freiheiten, die ihm noch bleiben, ersieht man am besten aus Fig. 4 und den beigegebenen Erläuterungen. Hier möchten wir nur noch ergänzend folgendes bemerken:

1. *Transversalverschiebungen* sind nichts anderes als Segmente von Bewegungsfronten, welche spitzwinklig zur Transportrichtung liegen. Sie können nicht isoliert werden, da ja eine Bewegungsfront nie blind endet, sie sind immer integrale Bestandteile einer geschlossenen Grenzkurve, längs der auf grosse Strecken hin Normalstauchungen, d.h. Bewegungen senkrecht zum Streichen, vorherrschen dürften. Die Transversalverschiebung ist mit den Bewegungen der restlichen Schollenränder, je nach der kinematischen Organisation des Systems, *quantitativ* verknüpft. Diese grundlegende Regel, die auch für kompliziertere Systeme gilt, wird oft nicht beachtet. So hat sie z.B. Albert HEIM bei seiner Analyse der Transversalverschiebungen im Jura nicht berücksichtigt. Oft werden den Transversalverschiebungen ganz mysteriöse Rollen zugeordnet (z.B. MOODY and HILL, 1956; PAVONI, 1962). Andererseits liegen Ansätze zur Formulierung dieser Regel z.B. bei TREVISAN, DE SITTER (1956, p. 166–167), aber auch bei zahlreichen andern Autoren, so in den früheren Arbeiten des Schreibenden. Natürlich gilt auch die umgekehrte Regel, dass keine Horizontalbewegung ohne Transversalverschiebungselemente auftritt.
2. Die zeitliche Folge der Bewegungen lässt sich überall da erkennen, wo sich Bewegungsfronten schneiden: Transversalverschiebungen, die korrelierbare Falten verstellen, oder Falten und Überschiebungen, die Querstrukturen (evtl. spitzwinklig zu ihnen verlaufende, wie im Grenchenberg, vgl. S. 266) überwältigen, sind offenbar jünger. Die Frage nach dem zeitlichen Verlauf der Jurafaltung ist bekanntlich alt und kontroversenreich. BUXTORF und HEIM vertraten entgegengesetzte Ansichten, der eine glaubte, die Faltung sei systematisch von Norden nach Süden zurückgeschritten, der andere, sie sei umgekehrt von Süden nach Norden vorgerückt. Auf Grund der eben genannten Kriterien ergibt sich aber eine ganz andere Lösung des Problems: sie ist weder systematisch von Süden nach Norden noch von Norden nach Süden fortgeschritten, vielmehr wechselt ihr Anlagerungssinn je nach Entwicklungsphase von Querschnitt zu Querschnitt, und häufig halten sich junge Bewegungsfronten nicht an die Ränder des Faltenjuras, sondern benutzen den Innenbereich (vgl. S. 300).

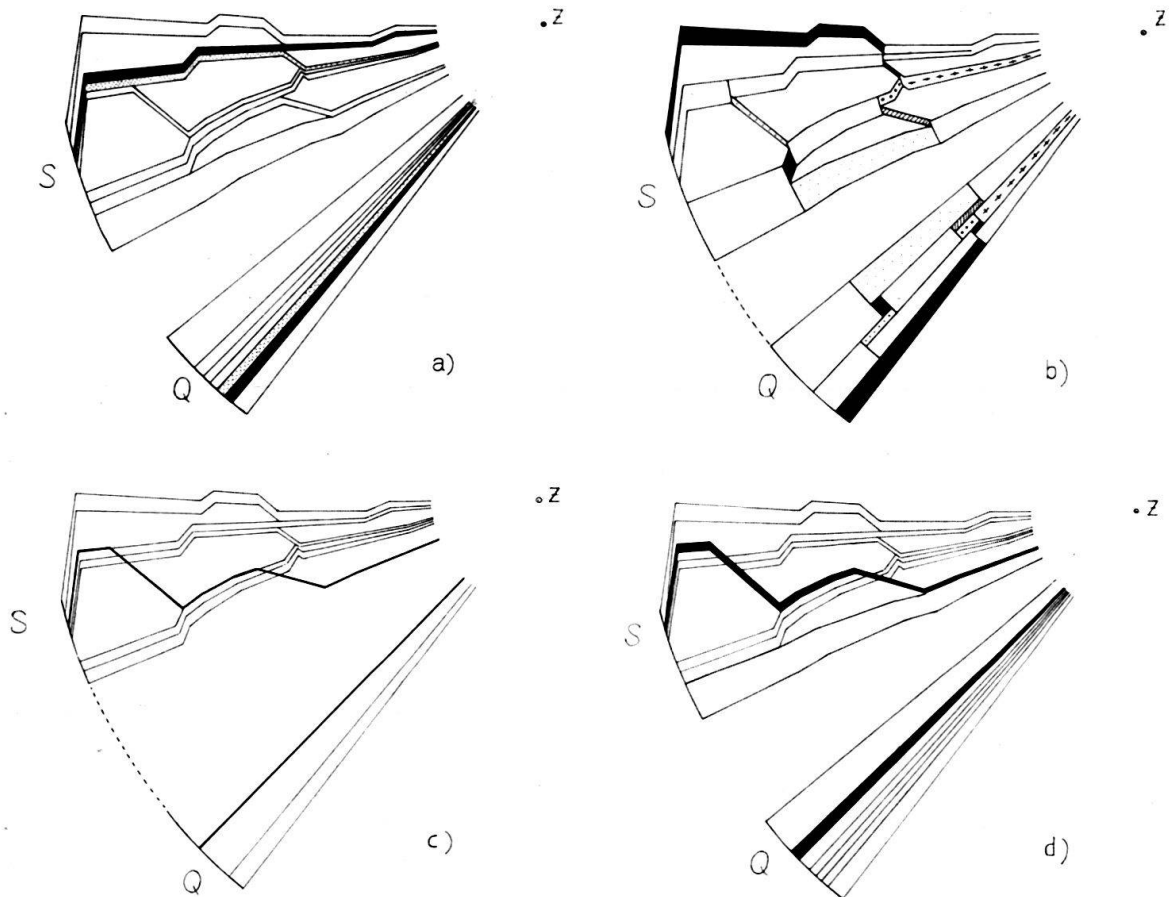


Fig. 4. Der Typus des durch Figur 2 bestimmten kinematischen Modells

a) Die polygonale Begrenzung der einzelnen Schollen ist willkürlich festgelegt. Aus Gründen der Darstellung ist das Feld nicht bis zum Rotationspunkt gezeichnet, sondern im E durch einen Kreisbogen begrenzt. Der Quellenbereich (Q) kann dann zu einem Kreisringsektor zusammengefasst werden. Die Faltung schreitet hier von N nach S fort und zwar in 7 Phasen. Bewegungsfront und Quelle der zweiten Phase z.B. sind schwarz ausgefüllt. Die zwischen Bewegungsfront und Quelle gelegene *Phasenscholle* – die zweite Phasenscholle würde also das ganze zwischen den ausgefüllten Streifen gelegene Gebiet umfassen – setzt sich zusammen aus der ausserhalb des Senkengebiets (S) gelegenen *Quellenscholle* und einem im Senkengebiet gelegenen Vorbau, der *Senkenscholle*. Die Quellenscholle bleibt bei allen Phasen gleich, während der Vorbau sich von Phase zu Phase ändert. Jede Phase entspricht einer Teilrotation, deren Betrag im Quellenbereich abzulesen ist. Bei Verzweigungen der Bewegungsfronten wird die Teilrotation der Gesamtfront unter die Zweigfronten verteilt.

b) Wenn man von einem konkreten Objekt ausgeht, wird man im allgemeinen nicht in der Lage sein, von Anfang an eine zeitliche Aufgliederung in Phasen vorzunehmen. Man kann dann die einzelnen unverzweigten Segmente von Bewegungsfronten ausmessen. Im Quellenfeld entsprechen sie untergeordneten Kreisringsektoren, die zusammen gerade lückenlos das Quellenfeld erfüllen müssen. Bei Verzweigungen werden die begrenzenden Kreisbögen der Untersektoren auf die Zweigfronten verteilt. Den Teilfronten entsprechende Quellensektoren sind durch gleiche Signaturen gekennzeichnet. Die Gesamtrotation und die Verteilung auf die einzelnen Fronten ist genau gleich wie bei (a), vgl. auch Fig. 6, wo diese Konstruktion für den konkreten Fall des Rheintalischen Juras durchgeführt ist.

c, d) Wenn eine der Bewegungsfronten, z.B. die sechste, diskordant zu älteren Bewegungsfronten verläuft (c), so werden diese längs der diskordanten Front zerrissen und um deren Bewegungsbetrag verstellt (d). Das Endresultat bei gleicher Schollenbegrenzung und gleichen Teilrotationen ist sehr ähnlich dem bei (a), doch gibt sich die diskordante Front an ihren Transversalverschiebungssegmenten sofort zu erkennen.

Eine Modifikation dieses Modells (Untermmodell 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 Jura gebirges veröffentlicht worden. Sie sind das Rohmaterial, aus welchem das Modell aufgebaut werden soll. Wie ist die Qualität dieses Rohmaterials? Kann es unesehen 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 Profilsérie 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 betrachteten 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* ($= \Delta sk$) durch direkte Abwicklung des Bezugshorizontes, oder *volumetrisch* ($= \Delta sv$) 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 ungefähre Konkordanz der Verkürzungsbeträge von grösstem Nutzen sein (2. *Prinzip: kurvimetrisch-volumetrische Konkordanz*). Dies sei wiederum illustriert anhand der Profilsérie 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 Vergleich 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 Gewichtungsfaktor 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 $\text{rad } \varphi$, $\sin \varphi$ und $\text{tg } \varphi$ 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 Senkenbereiches 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 Senkenbereiches. 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.

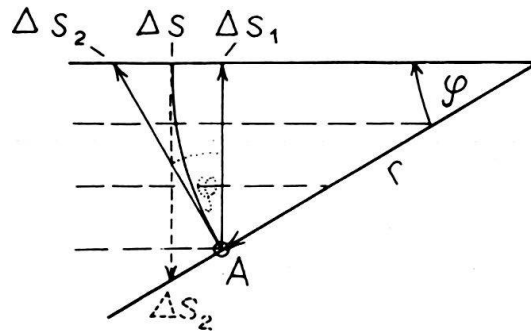


Fig. 5. Darstellung der Transportbeträge im Rotationsmodell.

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

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

$$\Delta s_1 = \text{dargestellter Transportbetrag} = r \cdot \sin \varphi$$

gestrichelt: Kurven gleichen Δs_1

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

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

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 1:200 000, 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 Courtemaury (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 Ausatz durchgeführte Analyse fördert zum Teil weitere Argumente ans Licht²⁾. 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

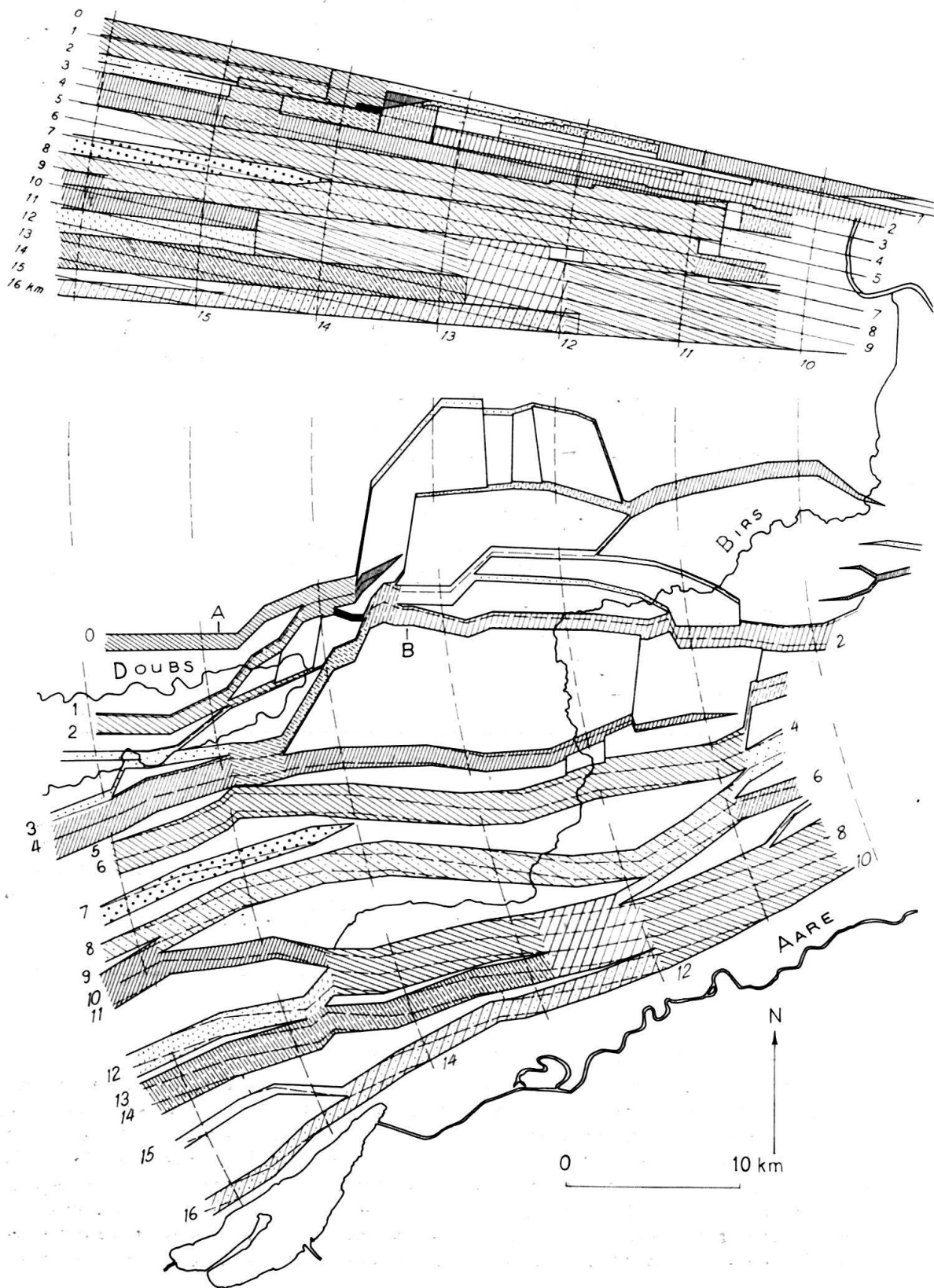
(Vgl. Fig. 1, 6, 7 und LK-Blatt 31 Biel, 1:100000, für Ortsnamen)

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.



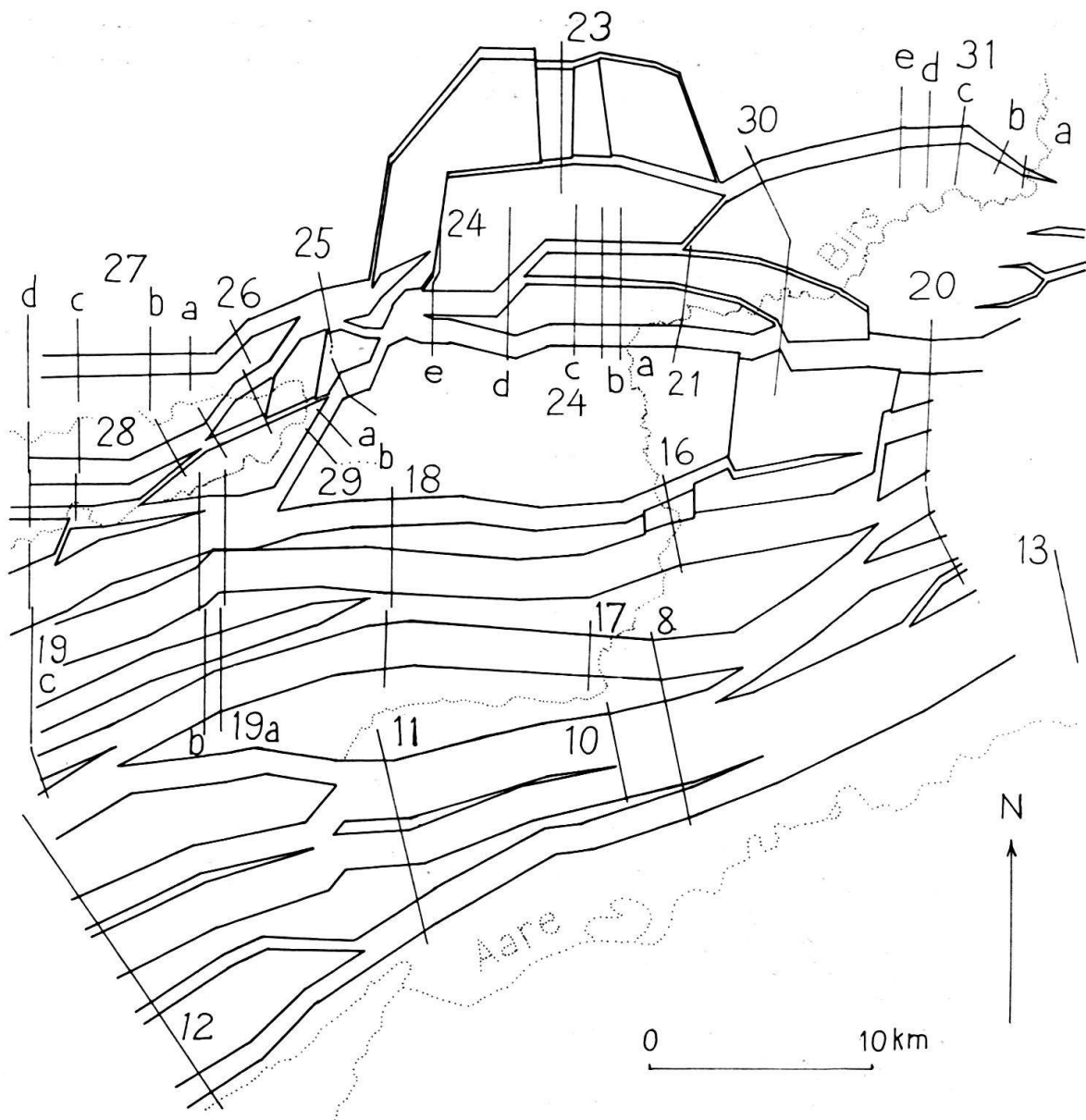


Fig. 7. Lage der für das Modell des Rheintalischen Juras (Fig. 6) verwendeten Profile Fig. 8–31. Zur geographischen Orientierung dienen die punktiert eingezeichneten Flüsse Aare, Doubs und Birs. Vgl. LK 1:100000, Blätter Basel 26 und Biel 31, sowie Fig. 1.

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.

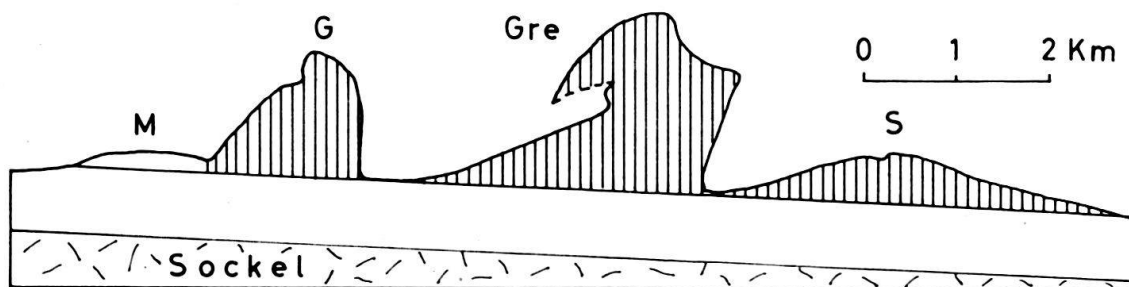


Fig. 8. Die Verkürzungen im Profil des Grenchenbergtunnels (nach A. Buxtorf 1916)

M = Ostende der Moron-Antiklinale, G = Graiterly-Antiklinale, Gre = Grenchenberg-Antiklinale, S = Ostende der Seekette. Schraffiert: unter der Obergrenze des Doggers ausgepresste Massen.

| | Δs (volum.) = Δs_v | Δs (kurv.) = Δs_k | Δs (konkord.) |
|--------------|------------------------------------|-----------------------------------|-----------------------|
| Grenchenberg | 4,1 | 3,6 | 3,9 |
| Graiterly | 1,8 | 1,8 | 1,8 |

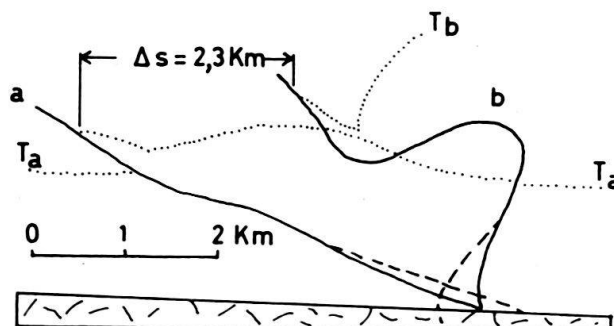


Fig. 9. Die Verfaltung der Grenchenbergüberschiebung (nach BUXTORF 1916, Tafel III)
ausgezogen: Überschiebung (a = vor, b = nach Verfaltung); punktiert: Tertiärbasis (T_a = vor, T_b = nach Verfaltung der Überschiebung); gestrichelt: modifizierter Verlauf der Überschiebung, um ihre Zusammenstauchung auf 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 Chaluët 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 Chaluët 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 Zerschierung 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 Überkippen 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.

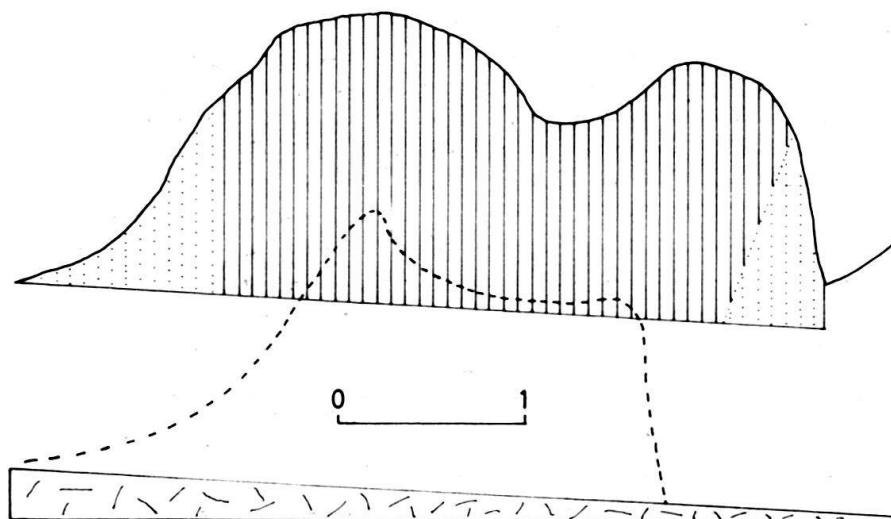


Fig. 10. Verkürzungen im Grenchenberg-Stierenberg (Montoz) (VOGEL, 1934, Profil 17)

Schraffiert und punktiert: ausgepresste Massen unter der Obergrenze des Argovien, bei einer Neigung der Abscherfläche von 3° . $\Delta sv = 4,5$ km, $\Delta sk = 1,7$ 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.

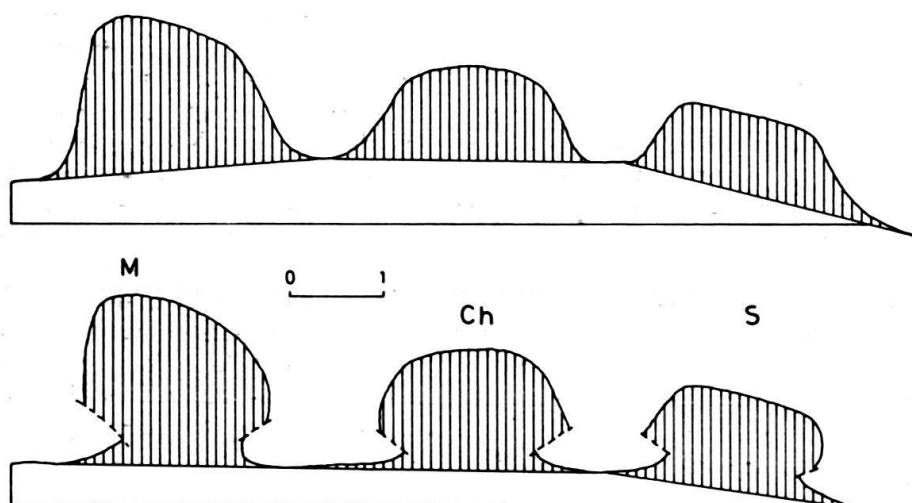


Fig. 11. Verkürzungen in der Montoz- (M), der Chasseral- (Ch) und der Seekette (S) im Gebiet der Taubenlochschlucht nach SCHÜRER 1928, Profil 3)

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 Profiltile 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 Chasseral-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.

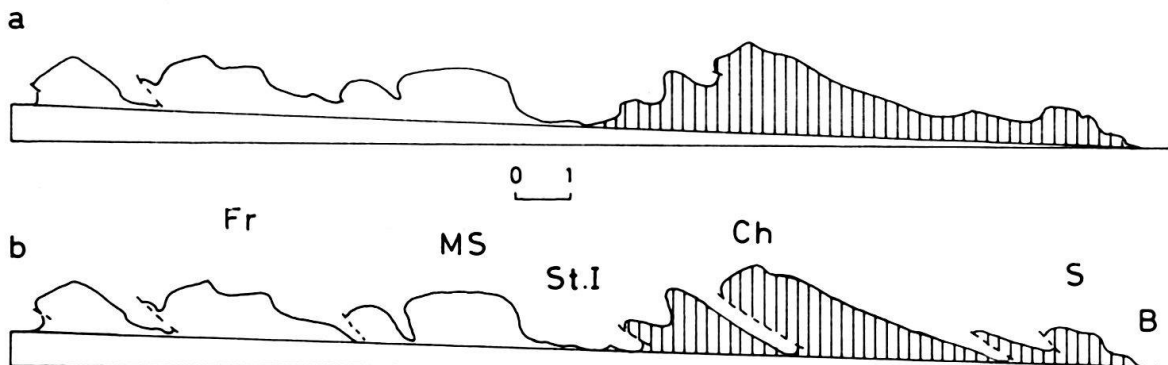


Fig. 12. Verkürzungen in der Chasseral- (Ch) und der Seekette (S) (nach SUTER 1936)

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

$$\Delta_{sv} = 6,4 \text{ km}, \quad \Delta_{sk} = 2,5 \text{ km}$$

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 einstecken 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 Chaluët, erneut eine schiefe Überschiebung abzuspalten, die sich als Brandberg südlich an die Gräterykette 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

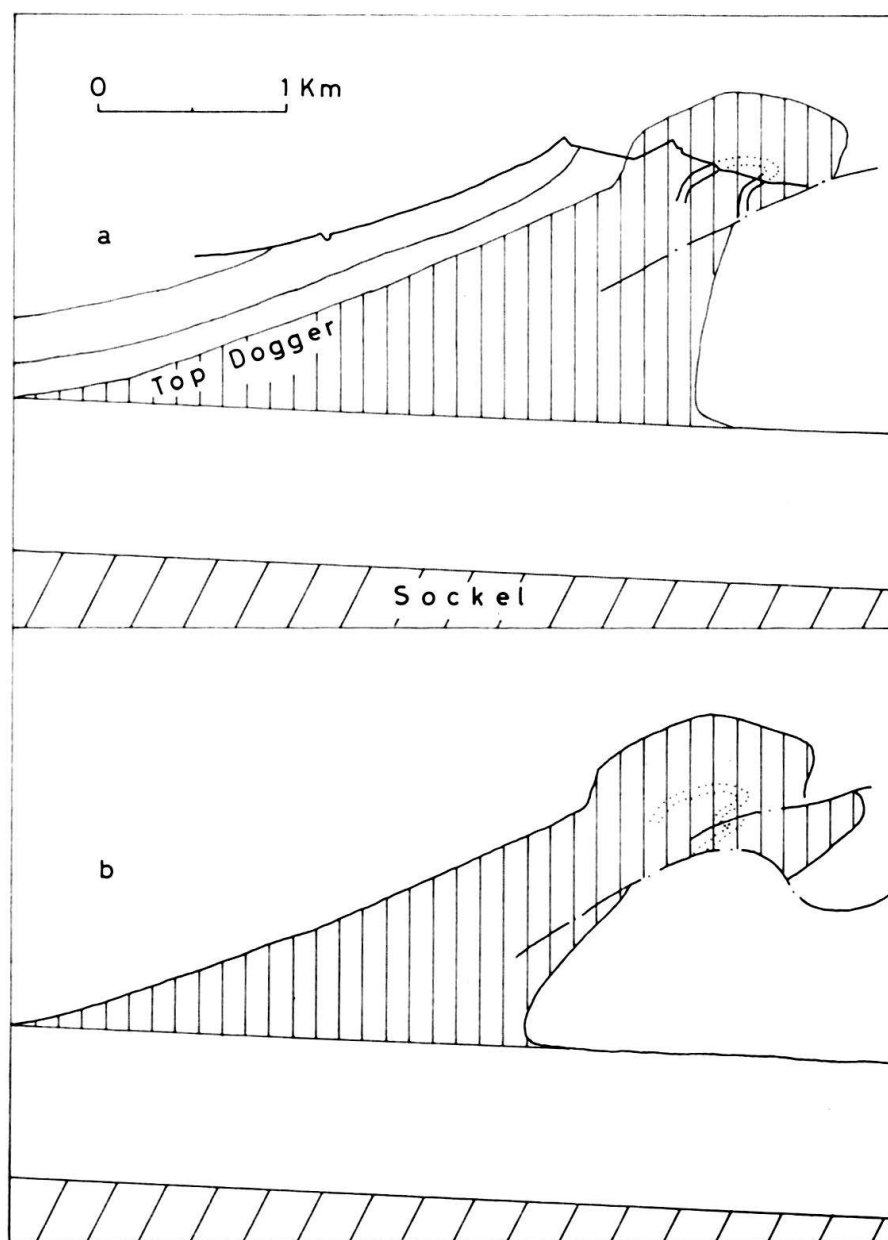


Fig. 13. Verkürzungen in der Weissensteinkette (nach WIEDENMAYER 1923, Profil 14)

Schraffiert: Auspressungen unter der Obergrenze des Doggers.

a) Versuch mit mässiger Unterschiebung von Süden:

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

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 Chaltet, 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-

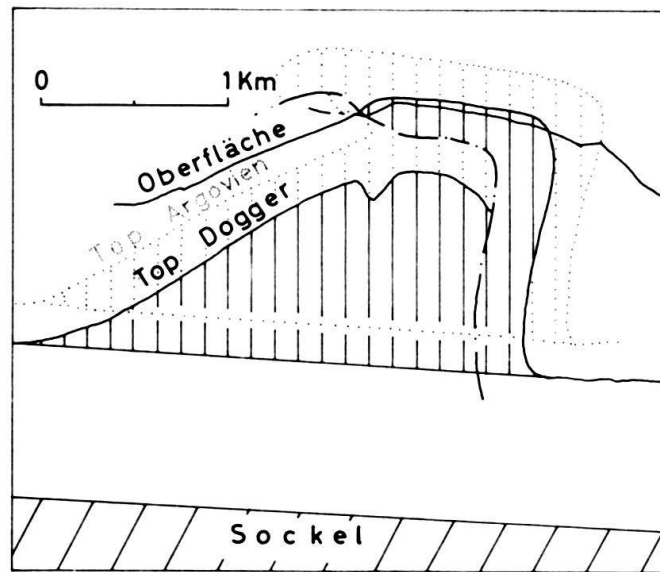


Fig. 14. Verkürzungen in der Weissensteinkette: Klus von Balsthal-Oensingen (nach WIEDENMAYER 1923, Profil 3)

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

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

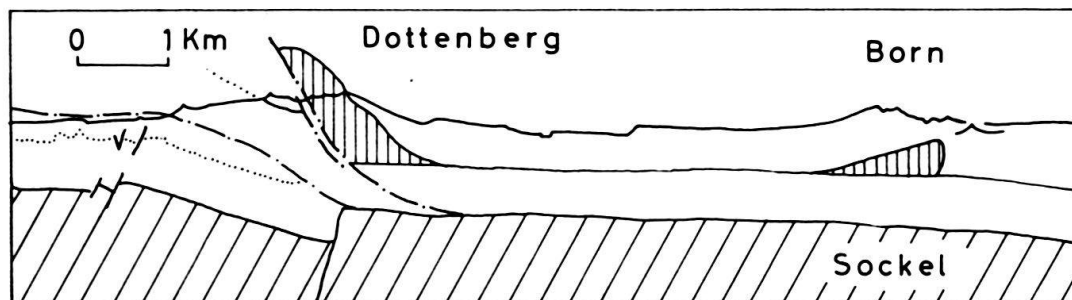


Fig. 15. Verkürzungen in der Dottenberg- und der Bornkette (nach A. BUXTORF 1916, Profil des Hauensteinbasistunnels, Tiefenstruktur des Born-Südschenkels etwas modifiziert).

Schraffiert: Auspressungen unter der Basis des Haupttrogensteins. Strichpunktirt: Überschiebungsflächen. Punktirt: Basis des Haupttrogensteins 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 Frobürg-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 jüngerer 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 Graiteries 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 Graiterie-, der Raimeux- und der Velleratkette. Die Graiteriekette 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 Graiterie 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.

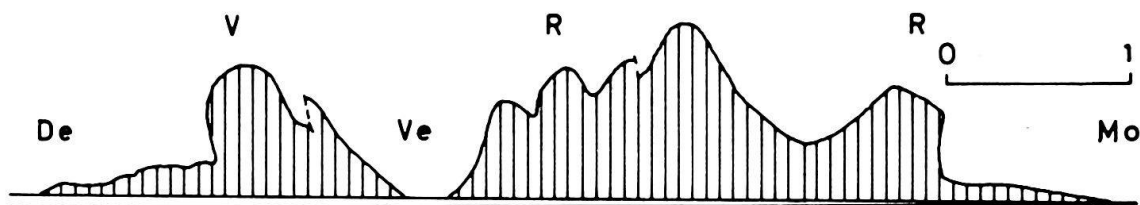


Fig. 16. Verkürzungen in der Vellerat- (V) und Raimeuxkette (R) in der Nähe der Birsklusen (nach ELBER 1920, Profil 19)

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

$$\Delta sv = 880 \text{ m (V), } 2,4 \text{ km (R)}$$

$$\Delta sk = 940 \text{ m (V), } 1,8 \text{ km (R)}$$

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 $\frac{1}{3}$ der zu erwartenden! Die geometrischen Gründe für diese Diskrepanzen sind offensichtlich.

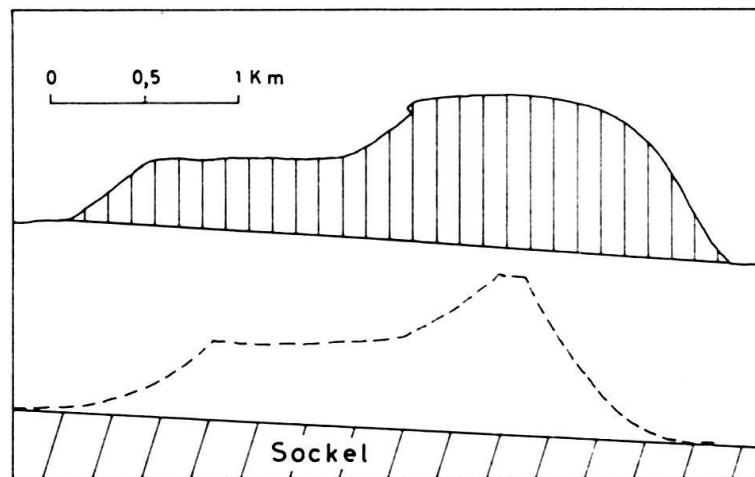
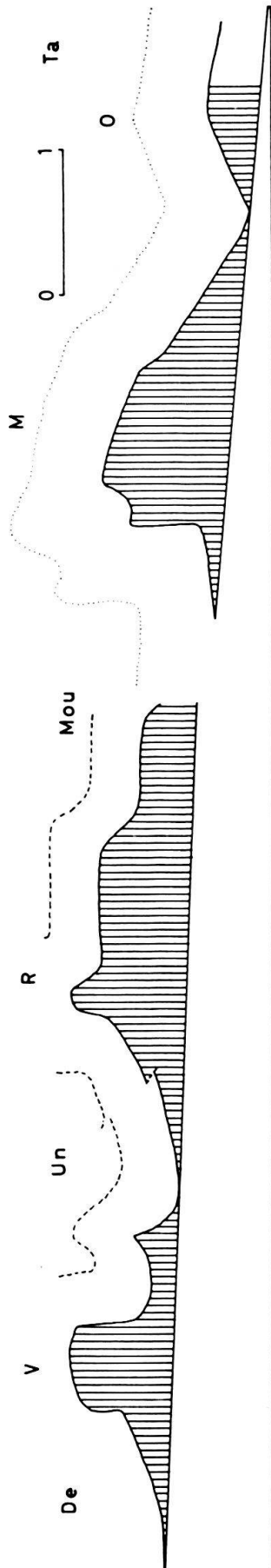


Fig. 17. Verkürzungen im Gebiet der Ablösung Graiter-Moron-Antiklinale (nach SCHLAICH 1934, Profil 15)

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 Graiter-Antiklinale liegen nun 2 niedrige, abtauchende Antiklinalnasen nebeneinander. Die Summe der beiden Auspressungen ist dieselbe wie die Auspressung der Graiter-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 die Trennungslinie 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.

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

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

(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 hineinzuzichnen 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 Pâtureskette 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 Überkipfung 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,

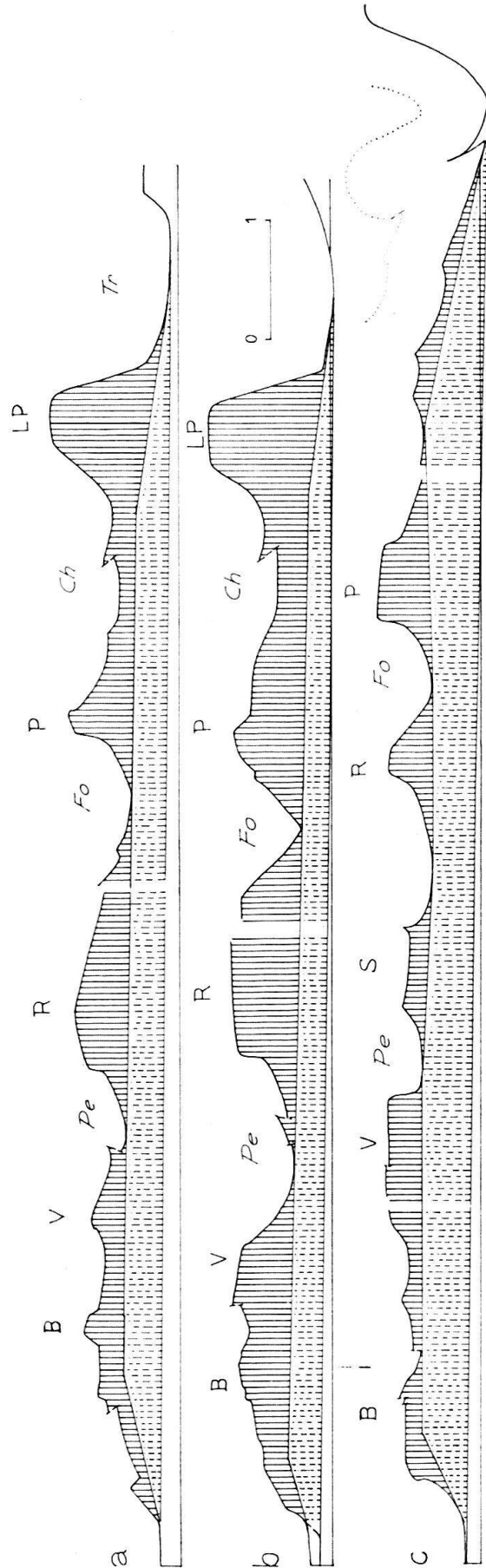


Fig. 19. Verkürzungen in den Freibergen

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 Chaluët-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 Zusammenstauungen 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 Synklinale 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.

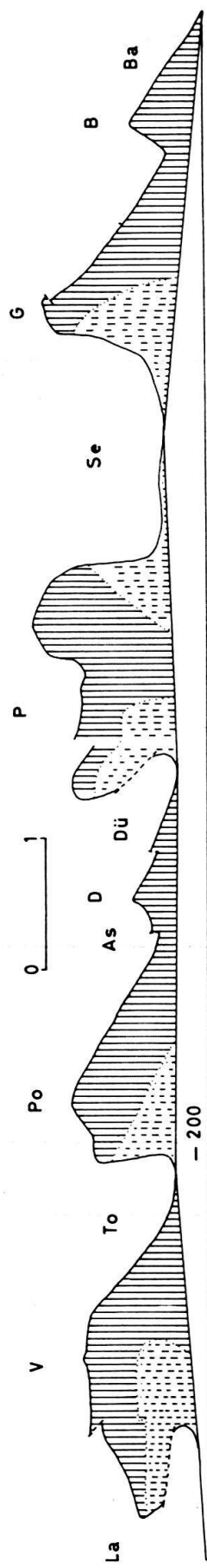


Fig. 20. Verkürzungen am Ostrand des Beckens von Delémont (nach WAIBEL 1924, Profil 17, und STAHELIN 1924, Profil 9)

Antiklinalen: V = Vorburch, Po = Portenfluh, D = Dürrenfluh, P = Passwang, G = Graiter, B = Brandberg
 Synklinalen: La = Laufen, V = Vorburch, Po = Portenfluh, 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 Bewegungstreifen dargestellt, es wurde also auch hier eine Diffusion der Bewegungsfronten angenommen.

Auf der Höhe des Durchbruchtales 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: Vorbürg 1,6 km, Trogberg-Greierli 1,4 km, Passwang 1,7 km, Graiterly-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 gespeisen: 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 Graiterly-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 splitteln 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 Chaluets 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 aufgesplittet 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.

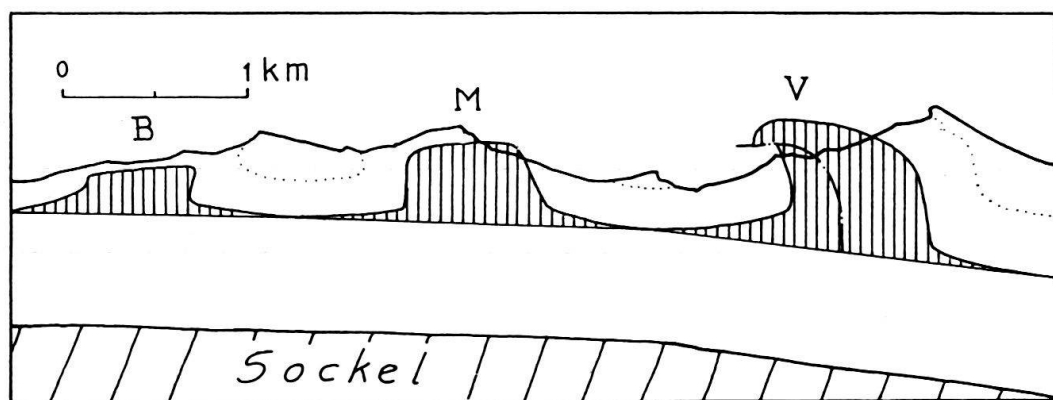


Fig. 21. Verkürzungen in der Vorbourg- (V), der Movelier- (M) und der Bueberg-Antiklinale (B) östlich Soyhières (nach KELLER 1922, Profil 4, leicht modifiziert).

Auspressungen unter der Basis des Haupttrogensteins.

$$\Delta sv = 0,93 \text{ (V)}, 0,56 \text{ (M)}, 0,27 \text{ (B)}, \text{ total } 1,76$$

$$\Delta sk = 1,1 \text{ (V)}, 0,45 \text{ (M)}, 0,26 \text{ (B)}, \text{ total } 1,81$$

(Durchschnitte mehrerer Messungen)

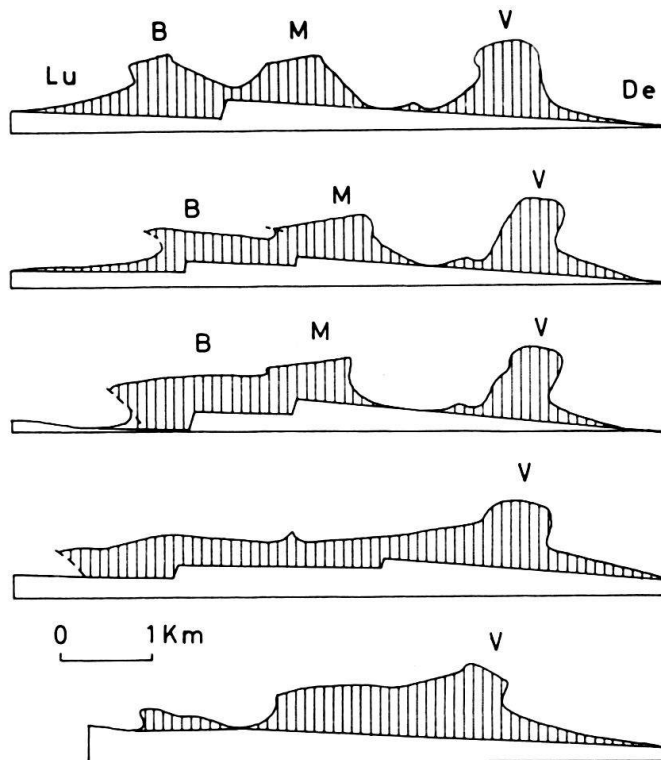


Fig. 22. Die Entwicklung von Vorbourg- (V), Movelier- (M) und Bueberg-Antiklinale (B) gegen Westen (unten) (nach LINIGER 1924, Profile 3, 7, 10-11, 12, 13)

Auspressungen unter der Basis des Haupttrogensteins. 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!

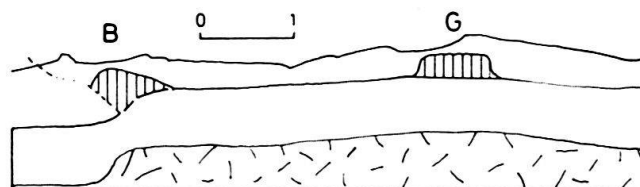


Fig. 23. Verkürzungen in der Bürgerwald- (B) und der Glaserberg-Antiklinale (G) (nach GRAHAMN 1920, durch Einfügen der Bürgerwaldüberschiebung modifiziert).

Auspressungen unter der Basis des Haupttrogensteins.

$$\Delta sv = 0,35 \text{ km (B), } 0,25 \text{ km (G)}$$

$$\Delta sk = 0,45 \text{ km (B), } 0,30 \text{ km (G)}$$

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 Synklijalplatte von Lützel, wie sie auf Profil 24a dargestellt ist, scheint nirgends aufgeschlossen zu sein, vielmehr erweist sich bei Roggenburg, dass die Synklijalplatte 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 1:200 000, 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 Synklijalplatte von Lützel wird gegen Osten zusehends abgebaut, da sich ja vom Bürkisbergplateau an zwischen die Movelier- und die Vorbourg-Kette die Synklijalplatte von Mettemberg einschiebt, die auf normaler Höhe liegt und nicht durch ein tieferes Stockwerk gepolstert sein kann. Der Südrand der Platte von Lützel scheint also nach ENE zu verlaufen, gleich wie die Malmüberschiebung 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-

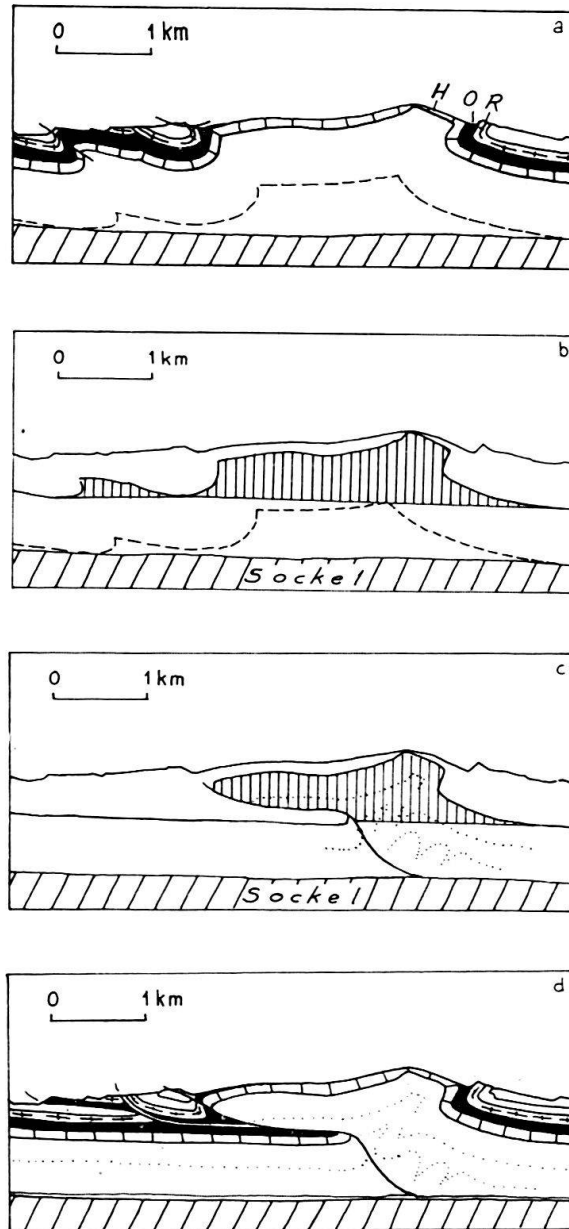


Fig. 24. Verkürzungen im Gebiet Plateau von Bourrignon – Überschiebung von Lucelle (nach LINIGER 1924, Profil 3)

H = Hauptrogenstein, O = Oxfordien und Callovien, R = Rauracien.

a, b) unmodifiziertes Profil: $\Delta s_v = 2,6$ km, $\Delta s_k = 0,95$ 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 aufsplintern. 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 Triaskern-aufbruch. Auf der Höhe von Les Malettes–Fregiécourt setzt die Aufsplitterung nach E ein:

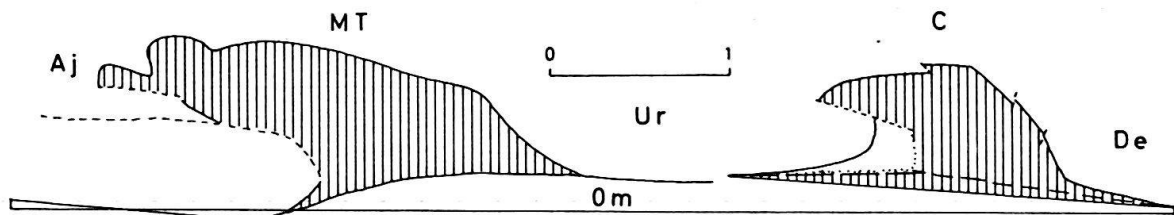


Fig. 25. Verkürzungen in der Mont Terri- (MT) und der Caquerelle-Antiklinale (C) (nach TSCHOPP 1960, Profil 16, und LAUBSCHER 1948, Profil 8).

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

Auspressungen unter der Basis des Hauptrogensteins.

$\Delta_{sv} = 1,9$ km (MT), 1,1 km (C, punktierte Modifikation)

$\Delta_{sk} = 2,1$ 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. Δ_{sv} müsste durch $\cos 40^\circ \sim 0,77$ 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 Vorbourg-Kette. 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 Vorbourg-Kette. 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 Courtemaury 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-

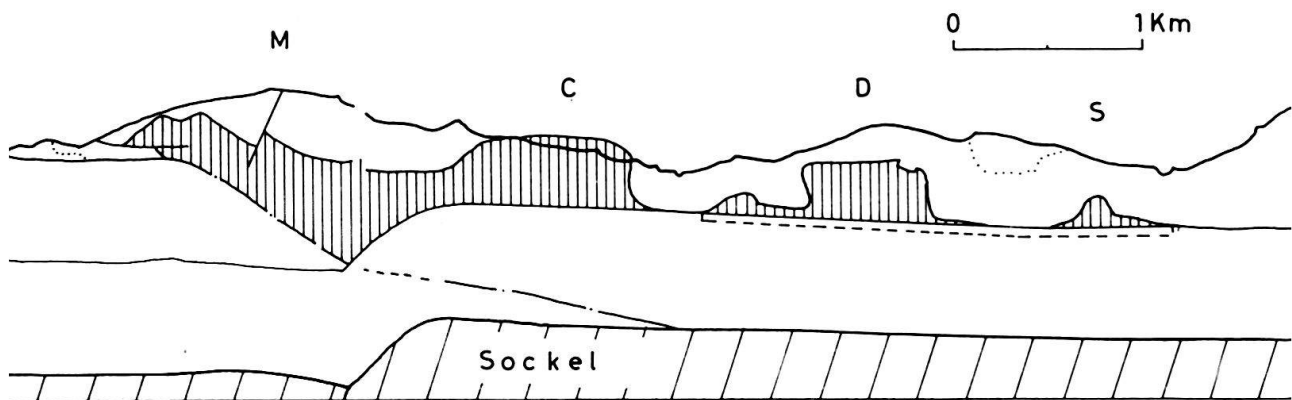


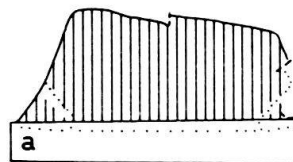
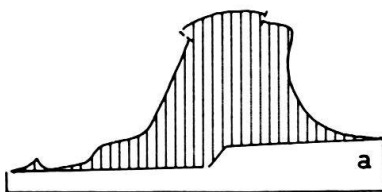
Fig. 26. Verkürzungen in der Mont Terri- (M), der Clairmont- (C), der Clos du Doubs- (D) und der Antiklinale von Champ de Souboz (S) (nach TSCHOPP 1960, Profil 7, und LAUBSCHER 1948, Profil 18).

Auspressungen unter der Basis des Hauptrogensteins.

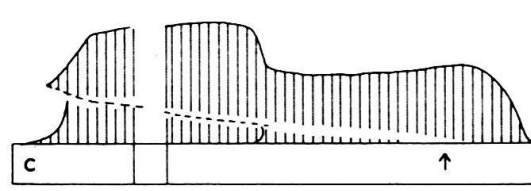
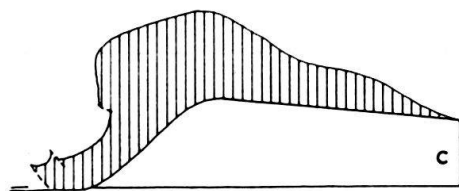
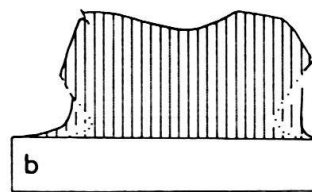
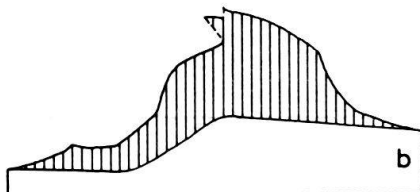
$$\Delta_{sv} = 1,4 \text{ km (M+C), } 0,5 \text{ km (D+S)} \sim 1,9 \text{ km}$$

$$\Delta_{sk} = 1,6 \text{ km (M+C), } 0,6 \text{ km (D+S)} \sim 2,2 \text{ km}$$

Konkordanz lässt sich durch kleine Modifikation der Auspressbasis leicht herstellen.



0 1



0 1

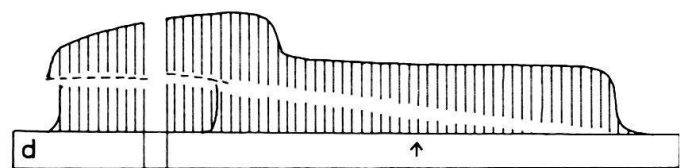
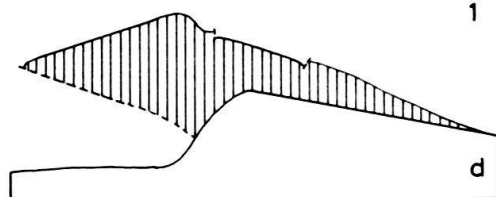


Fig. 27

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-Brémontcourt, 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 einsteichenden 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

$$\Delta sv = 1,2 \text{ km (a), } 1,3 \text{ km (b), } 1,8 \text{ km (c), } 2,1 \text{ km (d)}$$

$$\Delta sk = 0,8 \text{ km (a), } 0,9 \text{ km (b), } 0,8 \text{ km (c), } 0,8 \text{ km (d)}$$

Für a) und b) lässt sich durch kleine Modifikationen 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 Parallellfall 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.

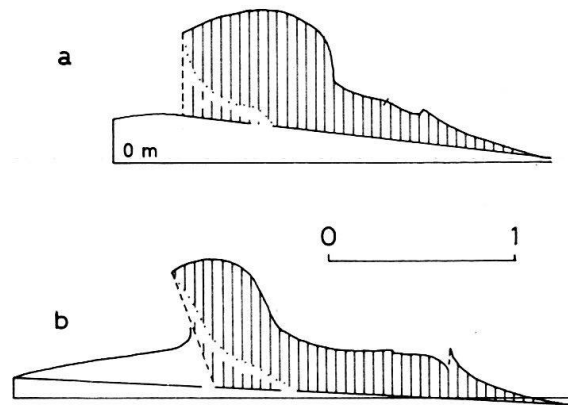


Fig. 29. Verkürzungen in der Caquerelle-Antiklinale (nach LAUBSCHER 1948, Profile 12, 14). Auspressungen unter der Basis des Haupttrogensteins. Ursprüngliche Profile $\Delta sv^1 = 0,9$ km; da die Profile ungefähr senkrecht zum Streichen liegen und einen Winkel von 45° mit der Schubrichtung bilden, wird 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 Soubey 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 Doubsstal 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 welchem 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 1:200 000 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 Kleinsülz, 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 Gempplateau im Westen begrenzt. Sie ist keine eigentliche Jurakette; die während der Juraufaltung 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 1:50 000, 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 Metzleren 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

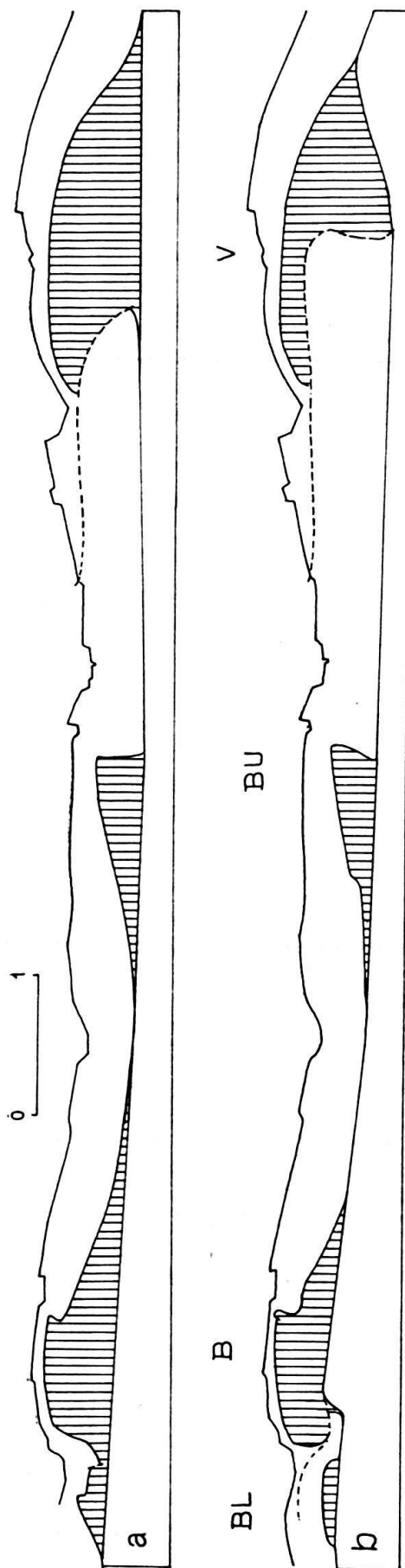


Fig. 30. Verkürzungen in der Blochmont- (BL), der Blauen- (B), der Bueberg- (BU) und der Vorbourgr-Antiklinale (V)
(nach KELLER 1922, Profil 11)

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 $\Delta sv = 1,2 \text{ km}$ wird deshalb, in die Nordrichtung umgerechnet, $1,3 \text{ km}$. $\Delta sk = 0,5 \text{ km}$ bleibt dagegen ungefähr gleich.

b) konkordante Modifikation. Die überschüssigen Auspressungen werden z.T. durch Sockelflexuren, wie sie allem Anschein nach unter der Vorbourgrkette (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 Vorbourgr-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 Kompaktionen, 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 Metzleren-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

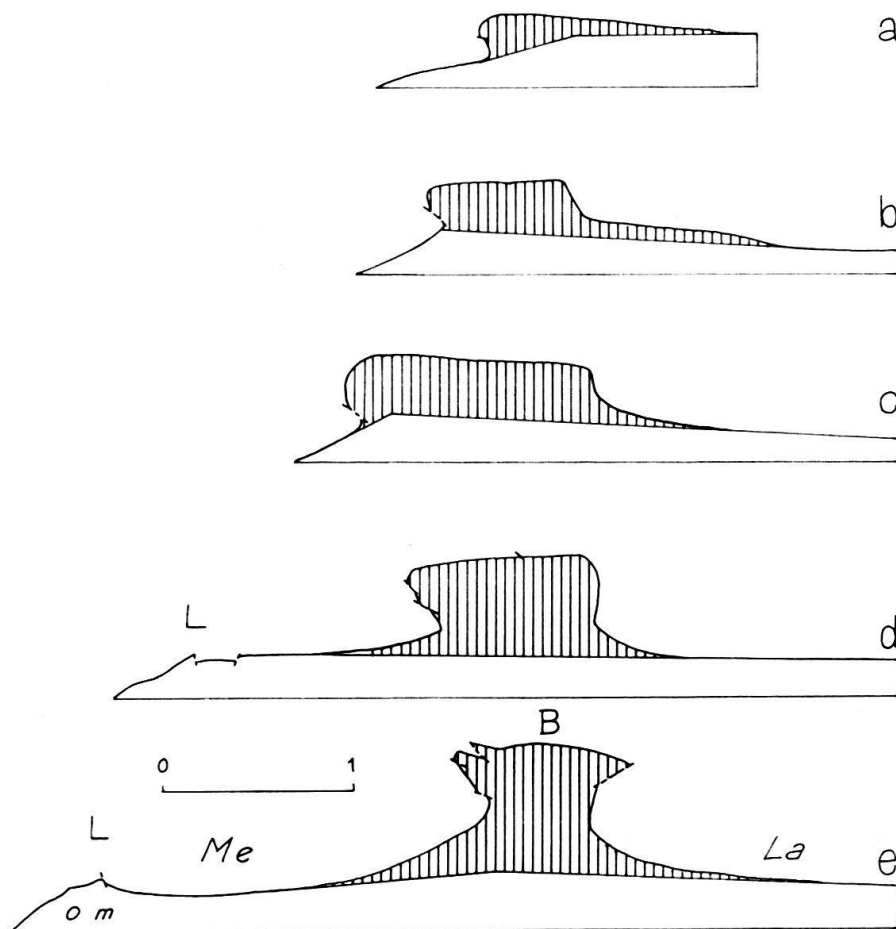


Fig. 31. Verkürzungen in der Blauenkette (B) (nach BITTERLI 1945, Profile 2, 4, 7, 10, 13)

Auspressungen unter der Basis des Haupttrogensteins.

$$\Delta sv \text{ (km)} = 0,2 \text{ (a)}, 0,5 \text{ (b)}, 0,8 \text{ (c)}, 0,9 \text{ (d)}, 1,0 \text{ (e)}$$

$$\Delta sk \text{ (km)} = 0,2 \text{ (a)}, 0,5 \text{ (b)}, 0,5 \text{ (c)}, 0,9 \text{ (d)}, 1,1 \text{ (e)}$$

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 Metzleren (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 Metzgerlen 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 Schreiber 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-

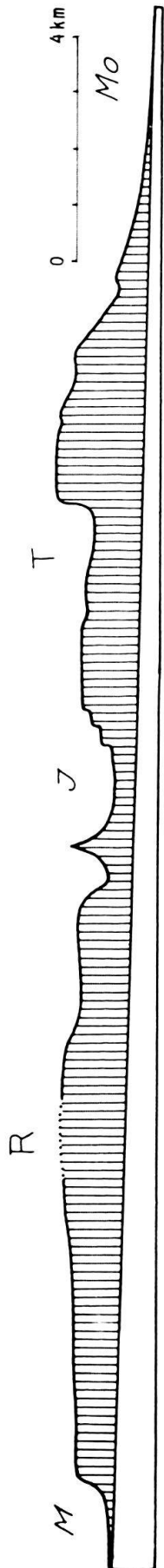


Fig. 32. Verkürzungen in der Risoux- (R) und der Mont Tendre-Antiklinale (T) (nach HEIM 1919, Tafel XIV, Profil 12). Auspressungen unter der Basis des Séquanien. Synklinalen: M = Mouthé, J = Vallé de Joux, Mo = Molassebecken.

Δsv (km) für $z = 1,2 : 9$ (R), 8 (T)

Δsv (km) für $z = 1,0 : 11$ (R), 10 (T)

$\Delta sk : 1,7$ (R), 1,5 (T)

Sind Auspressbasis und z auch nur einigermaßen korrekt, so müssen für konkordantes Δsk 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 erhoben 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

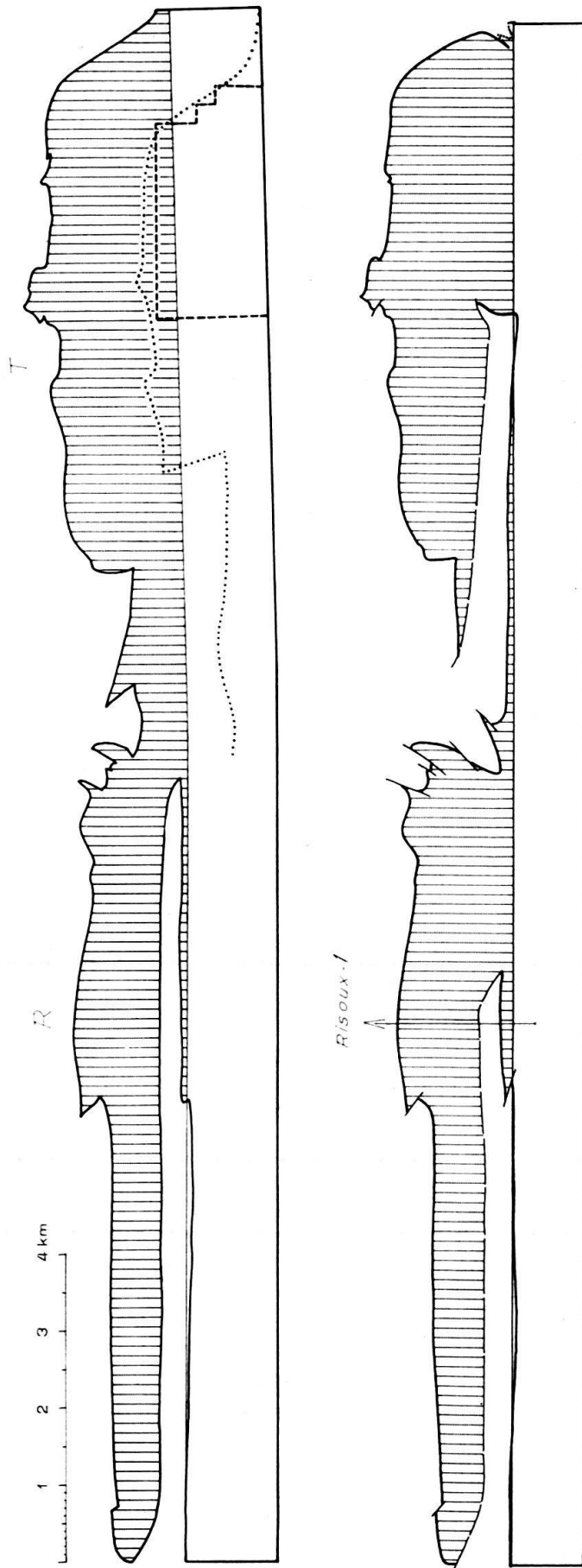


Fig. 33. Verkürzungen in der Risoux- (R) und der Mont Tendre-Antiklinale (T) (nach WINNOCK 1961 und AUBERT 1943). Auspressungen unter der Basis des Séquanien.

- 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 plausible Lösung: Die Risoux-Überschiebung sticht gleich südlich der Bohrung Risoux-I in die Tiefe: eine bescheidene Triasmächtigkeit kann im Südteil des Risoux selbst disharmonisch angehauft 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 Abschartiefe zu $z = 1 \text{ km (R)}$; $1,3 \text{ km (T)}$. 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 Abschartzung von Δsv in Fig. 32.

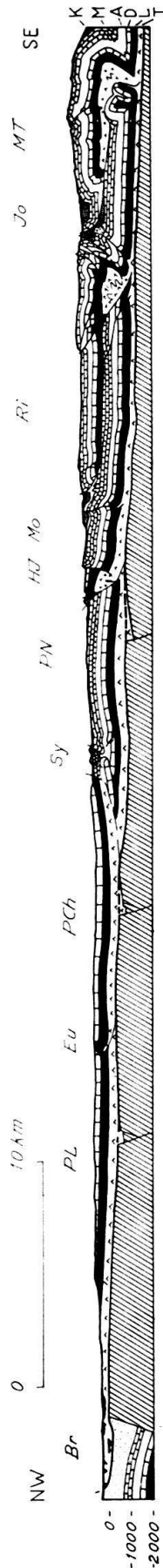


Fig. 34. Ein Gesamtprofil durch den zentralen Jura.

Zusammengestellt nach den Daten von AUBERT (1943), WINNOCK (1961), GEILLAUDE (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 Ausprägung 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 Ausprägung 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 Juraufaltung Degradation der Kippscholle von Lons-le-Saunier (vgl. «Zweiphasenhypothese»).
2. Juraufaltung, 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 Juraufaltung 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 abgeteufte 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

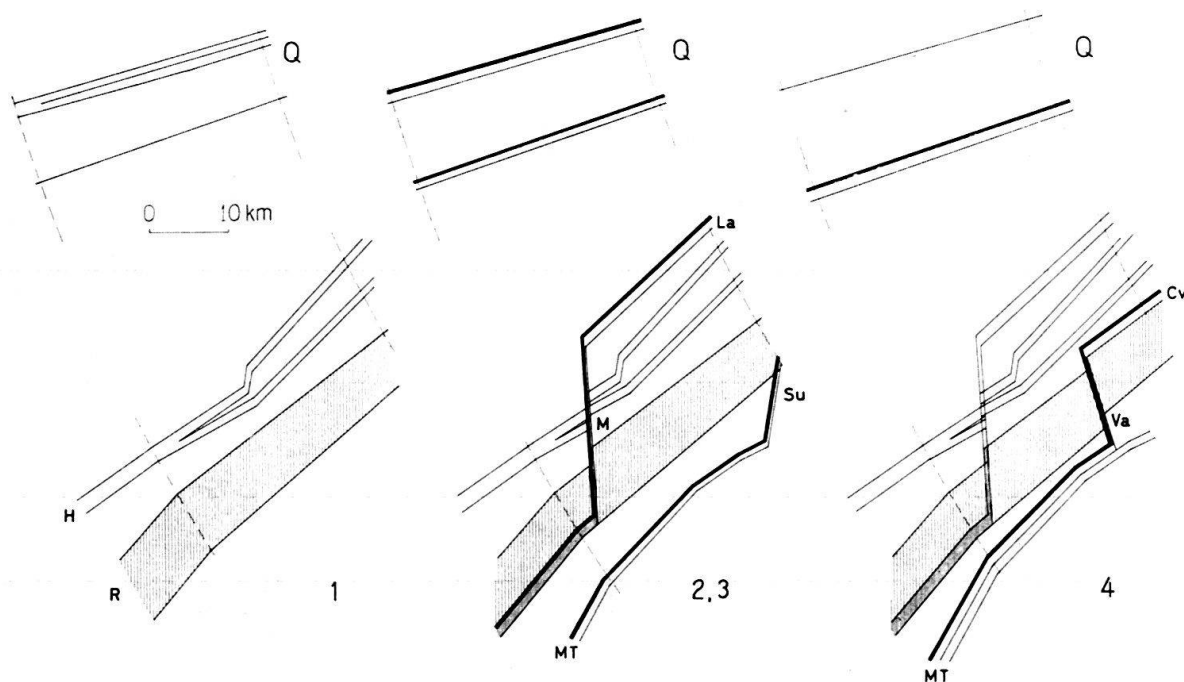


Fig. 35. Die Kinematik des Gebietes von Vallorbe–St. Cergue–Pontarlier nach dem Rotationsmodell I.

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 Korrelierbarkeit 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, andererseits 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.

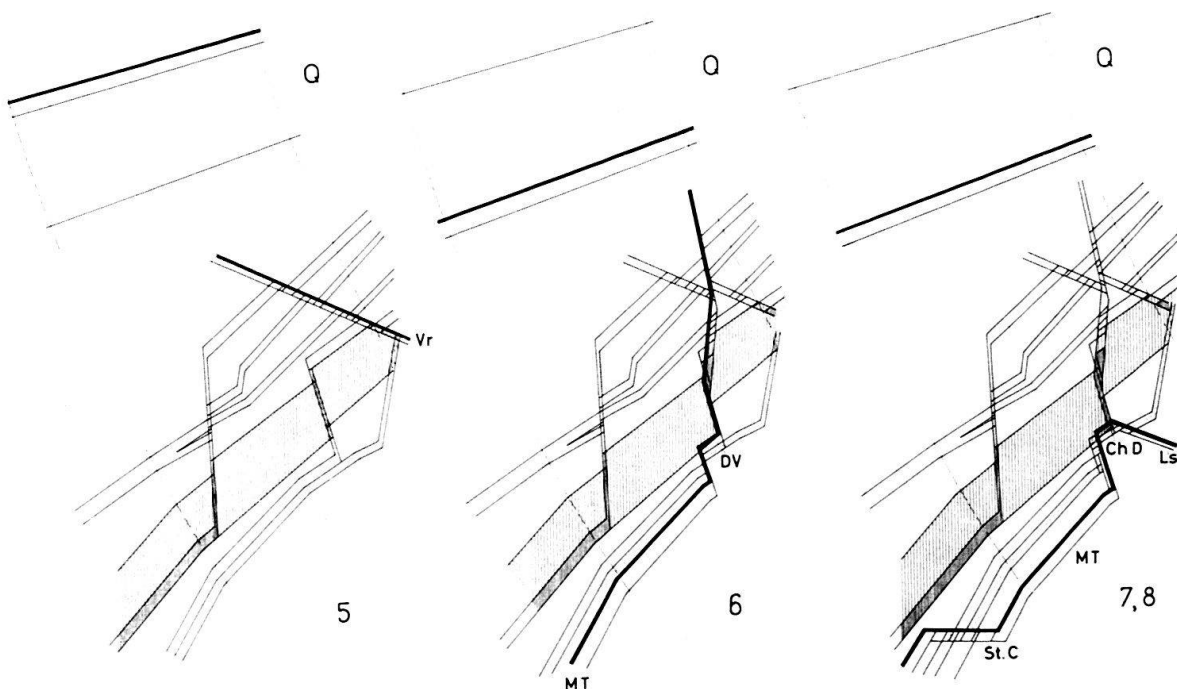


Fig. 35.

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-

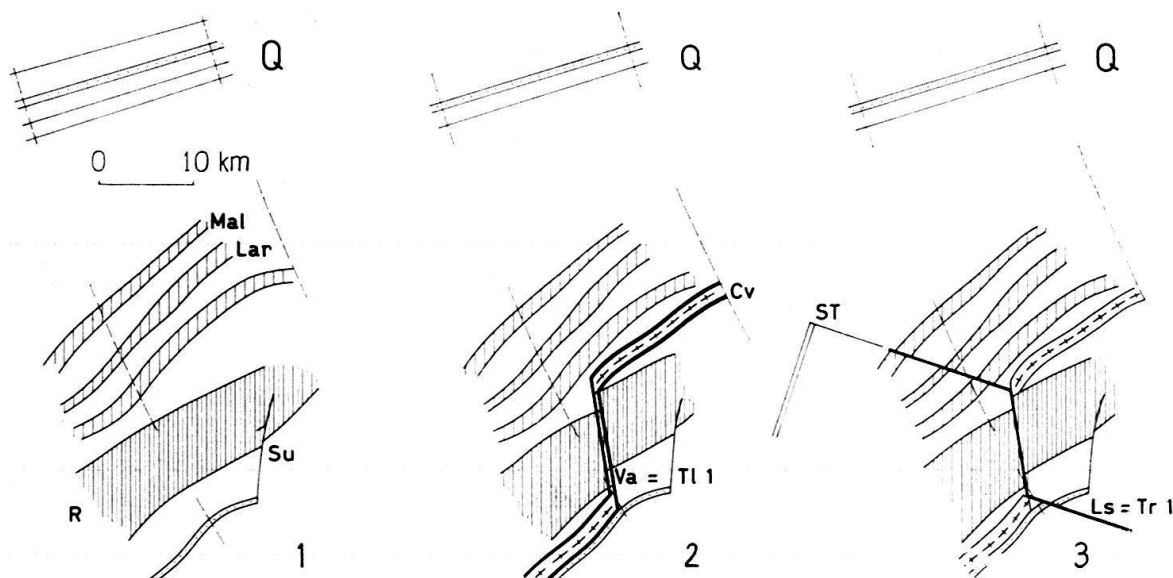


Fig. 36. Die Kinematik des Querbruchsystems von La Sarraz–Vallorbe–Pontarlier nach dem modifizierten Modell II

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 = Larmon, 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-

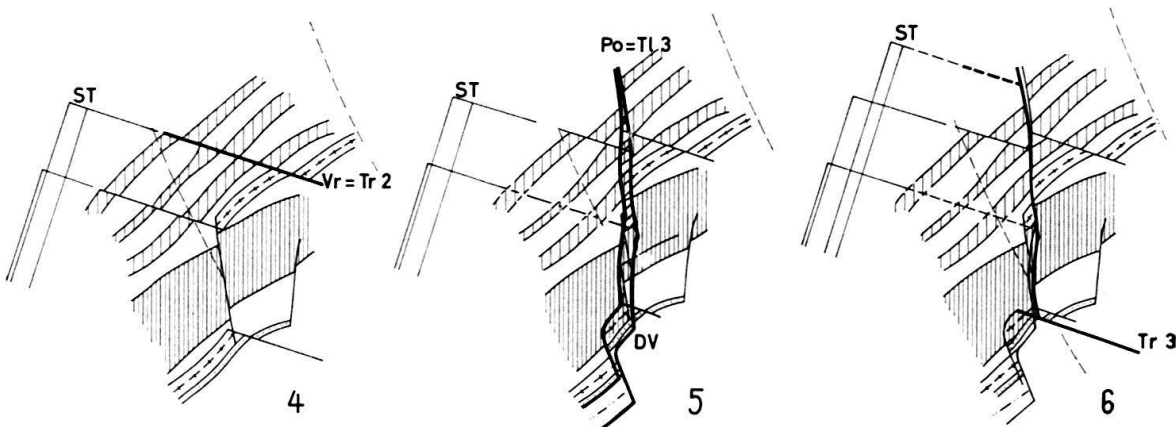


Fig. 36.

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. 37 e), oder
2. eine im W an die Tl grenzende Vorlandsscholle nach (N)W driften lassen (Fig. 37 d,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. 37 c), 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. 37 c 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

T1-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

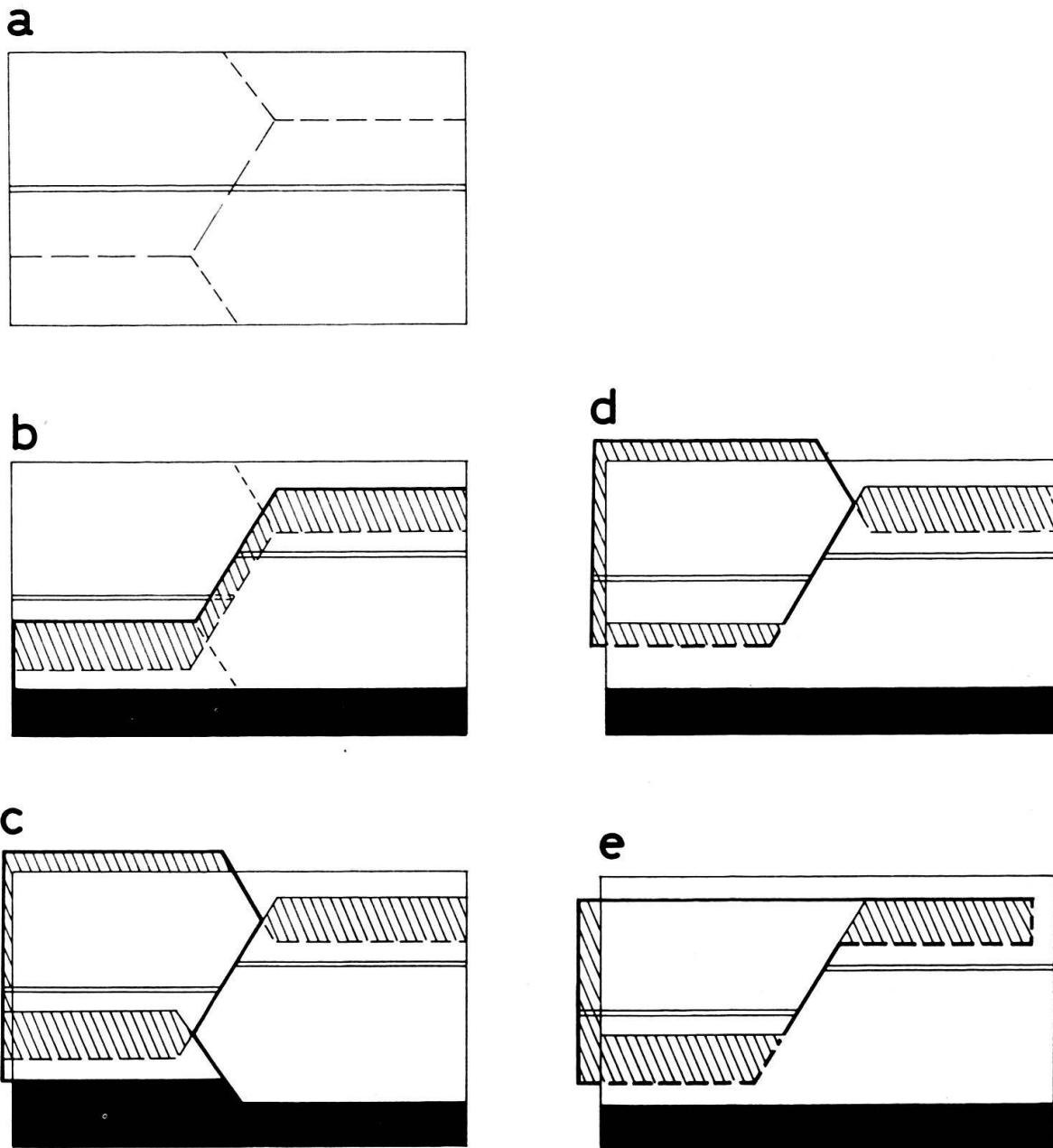


Fig. 37. Die Eliminierung von Überlappungen längs Transversalverschiebungen, die schief zur Bewegungsrichtung des Blocks streichen. Fall der einfachen Translation. Doppelstrich: Vorzeichnung; schraffiert: Senken (Überlappungen); schwarz: Quellen (Lücken); dicker Strich: jeweils aktive Scholle; gestrichelt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

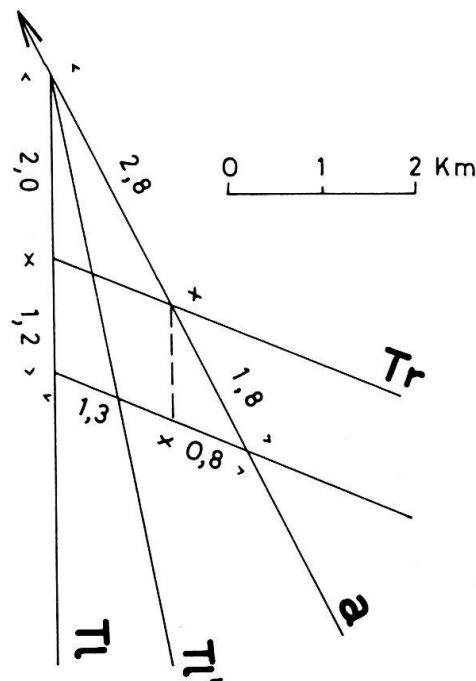


Fig. 38. Einfluss der rechtsverschiebenden Querbrüche (Tr) auf die scheinbaren Verschiebungsbeträge der links verschiebenden (Tl). Ungefähre quantitative Beziehungen im Vallorbe-Pontarlier-System:

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 Larmon (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-Bruchzone 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 Zerreiassung 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 minimales 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 Neuenburger-sees 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 Verknötung 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. *Vinciennes*, 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 Risoux-front SW St. Claude: im Querschnitt Montanges–Charix sind bestimmt nicht über 10 km Verkürzungen vorhanden.

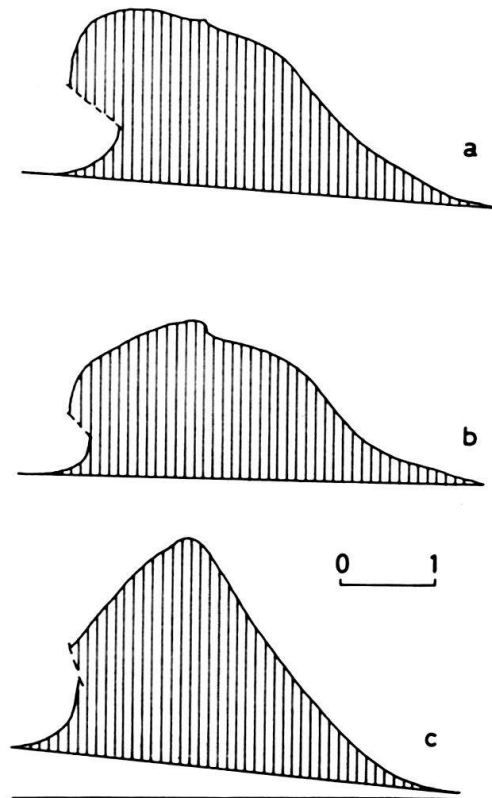


Fig. 39. Verkürzungen in der Reculet- (a, b) und der Crêt de Chalam-Antiklinale (c) (nach SCHARDT aus DE MARGERIE 1936, p. 1176 und 1180).

$$\Delta sv \text{ (km)} = 3,6 \text{ (a)}; 3,5 \text{ (b)}; 4,0 \text{ (c)}$$

$$\Delta sk \text{ (km)} = 2 \text{ (a)}; 1,8 \text{ (b)}; 2,5 \text{ (c)}$$

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 überschneidender 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. LAUBSCHEK 1961, p. 267).

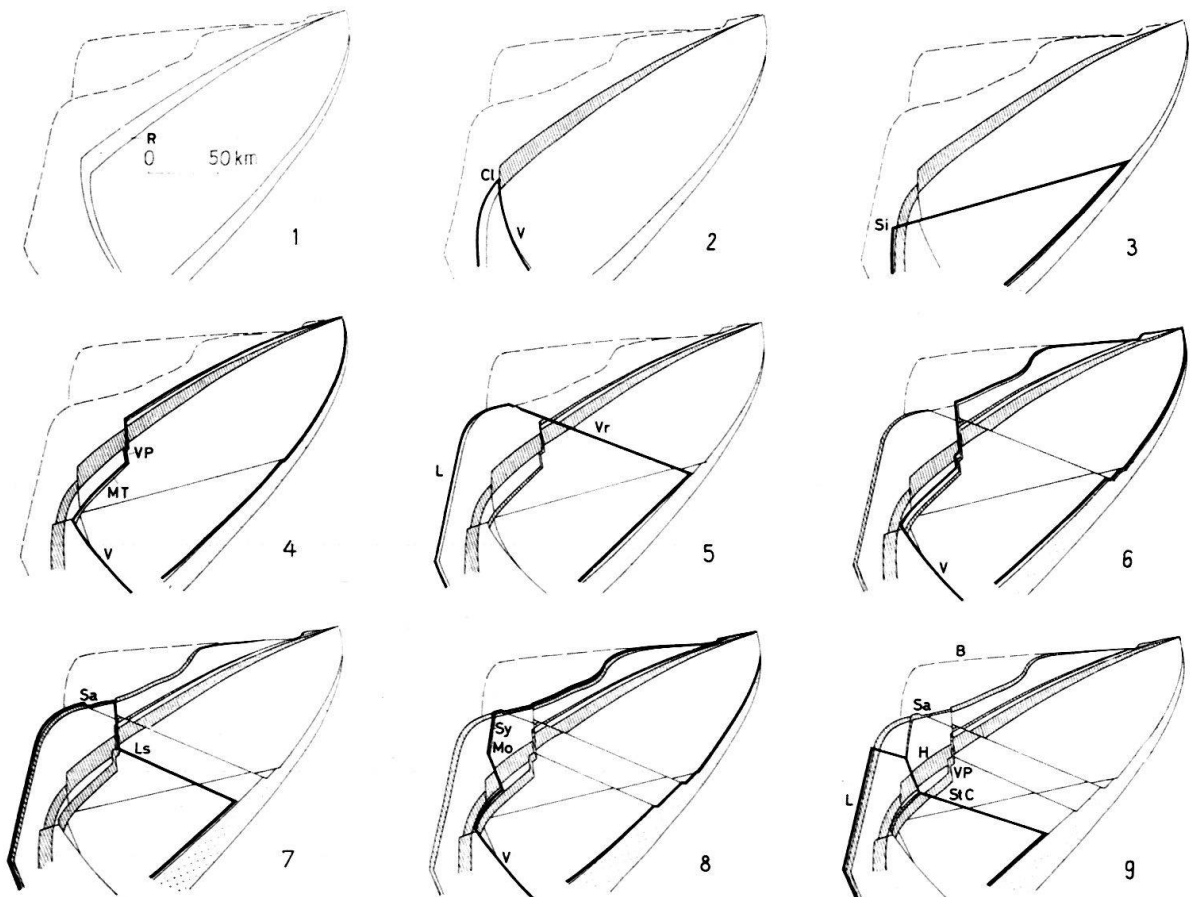


Fig. 40. Versuchsweise Entwicklung eines stark vereinfachten Faltenjuras nach dem Modell II.

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 stecken 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

veränderte sich die Gestalt der Schollen: alte Grenzen wurden inaktiviert, neue rissen auf, und diese folgten oft nicht in erkennbarer Weise vorgegebenen Rahmenelementen. Ihre Lage scheint in erster Linie diktiert durch die im zentralen Jura ausgeprägte Divergenz der Schollenbewegung. Allerdings müssen die vorgegebenen Randbedingungen ebenfalls entscheidend mitgewirkt haben – wie bei allen solchen Bewegungsproblemen –, nur ist dieser Einfluss nicht so augenfällig und direkt wie bei der eigentlichen Rahmen- und Schienenfaltung, er besteht nicht in der unmittelbaren, lokalen Wirkung von Schienen, sondern in der integrierten Ausstrahlung der umgebenden, näheren wie fernerer Rahmenelemente.

3. Das in der «Fernschubhypothese» noch recht vage und unter vielen Vorbehalten vorgeschlagene Rotationsmodell darf herzhafter angewendet werden, aber nicht für den ganzen Jura. Zu rotieren scheint vor allem der östliche Teil, der westliche ist durch eine divergente Nordwestdrift gekennzeichnet, an der neben Translationen auch – noch unbekannte – Rotationen beteiligt sein könnten. Das Bild erinnert an das in die Horizontale umgeklappte Profil eines Domes, dessen Flanken vom Zentrum wegrotiert werden und einen zentralen Einbruchsraben entstehen lassen: die Querbrüche vom Lac de Silan bis Vallorbe haben eine bedingte Ähnlichkeit mit solchen Grabenbrüchen. In diesem Abschnitt ist auch eine bedeutende Segmentierung des Molassebeckens anzunehmen.
4. Transversalverschiebungen, Querbrüche wurden in der «Fernschubhypothese» als Segmente von Schollenrändern aufgefasst, die mehr oder weniger in der Bewegungsrichtung liegen, sie waren als Bestandteile einer präexistenten Umrandung ebenfalls schon zu Beginn der Faltung vorgezeichnet. Die nun ausdrücklich formulierte Auffassung von einer Veränderung der Schollengrenzen während der Faltung impliziert auch die Existenz junger, während der Faltung aufgerissener Querbrüche. Insofern, und weil eine Bewegungsdivergenz in vielen Fällen eindeutig ist, bedeutet diese Auffassung eine Annäherung an den «klassischen» Standpunkt Albert HEIMS. Als wesentliches Element enthält aber auch die modifizierte Auffassung die nun scharf formulierte Forderung, dass Querbrüche immer nur als Bestandteile einer rings geschlossenen Schollengrenze zu sehen sind und nicht als isolierte kinematische Elemente. Es gibt also zweierlei Typen von Transversalverschiebungen: erstens solche, die als präexistente Bestandteile von Schollengrenzen, als Rahmen und Schienen die faltende Bewegung in ihre Bahnen gezwungen haben, und zweitens solche, die – unabhängig von lokalen Rahmenbedingungen – umgekehrt von der divergierenden faltenden Bewegung erzwungen wurden. Der erste Typus ist durch Querstauchungen charakterisiert und dadurch, dass er korrelierbare Falten nicht oder nur in untergeordnetem Masse zerschneidet. Er ist besonders aus dem Rheintalischen Jura bekannt (Typus Caquerellekette). Der zweite Typus zerlegt korrelierbare Antiklinalen mit nur geringen Querstauchungen und tritt augenfällig in der zentralen Divergenzzone in Erscheinung (Typus Vallorbe–Pontarlier).
5. In der «Fernschubhypothese» wurde die Meinung vertreten, vom dynamischen Standpunkt aus sei ein Fortschreiten der Faltung von innen nach aussen (HEIM) d.h. die sukzessive Überwindung immer externerer Widerstände plausibler als eine von aussen nach innen rückschreitende Faltung (BUXTORF). Das war profilmässig gedacht. Die Existenz junger, diskordanter, sich z.B. in Querbrüchen

vom Typus Vallorbe–Pontarlier äussernder Bewegungsfronten beweist demgegenüber, dass keine derart einfache Alternative besteht, dass vielmehr der Werdegang komplex ist und sich von Querschnitt zu Querschnitt ändert. An die ältesten Bewegungsfronten – als deren eine der Risoux gelten darf – lagern sich sowohl extern wie intern jüngere an, und ein und dieselbe Front wechselt den Anlagerungssinn dort, wo sie als Querbruch eine ältere Front durchschneidet. Mangels stratigraphischer Dokumentierung ist man bei der Aufteilung der Bewegung in sukzessive Stadien – «Phasen» – auf solche Schnittpunkte diskordanter Fronten angewiesen.

Es ist zu erwarten, dass ein weiterer Ausbau von Modellen, wie sie hier vorgeschlagen worden sind, in ständiger und immer detaillierterer quantitativer Konfrontierung mit feldgeologisch messbaren Grössen eine Fülle weiterer Erkenntnisse vermitteln wird. Es geht darum, Messungen fruchtbar zu machen.

Verdankungen

Der Schreibende schuldet besonderen Dank den Herren Prof. L. VONDERSCHMITT und cand. geol. M. WOHLNICH, die sich während seiner längeren Abwesenheit im Ausland des Manuskripts angenommen und es kritisch durchgesehen haben.

LITERATURVERZEICHNIS

- AUBERT, D. (1943): *Monographie géologique de la vallée de Joux*. Mat. Carte géol. Suisse, N.S., 78.
 – (1945): *Le Jura et la tectonique d'écoulement*. Bull. Lab. géol. et Musée géol. Univ. Lausanne, 83, 1–20; et Mém. Soc. vaud. Sc. nat. 8, 4, 217–236.
 – (1958): *Sur l'existence d'une ride de plissement oligocène dans le Jura vaudois*. Bull. Soc. neuchât. Sc. nat. 81, 47–54.
 – (1959): *Le décrochement de Pontarlier et l'orogénèse du Jura*. Mém. Soc. vaud. Sc. nat. 12, 4, no. 76, 93–152.
 – (1963): *Notice explicative, Feuille 1202 Orbe*. Geol. Atlas der Schweiz.
 BELOUSSOV, V. V. (1961): *The origin of folding in the earth's crust*. J. of Geoph. Res. 66, 7, 2241–2254.
 BIRKHÄUSER, M. (1925): *Geologie des Kettenjura der Umgebung von Undervelier (Berner Jura)*. Vehr. Naturf. Ges. Basel 36.
 BITTERLI, P. (1945): *Geologie der Blauen- und Landskronkette südlich von Basel*. Beitr. geol. Karte Schweiz (NF) 81.
 BULLARD, E. C. and GRIGGS, D. T. (1961): *The nature of the Mohorovicic discontinuity*. The Geoph. J. 6, 1.
 BUXTORF, A. (1909): *Über den Gebirgsbau des Clos du Doubs und der Velleratkette im Berner Jura*. Ber. über die Versammlg. des Oberrhein. Geol. Vereins.
 – (1916): *Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis- und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie des Juragebirges*. Verhandl. Naturf. Ges. Basel 27, 195–254.
 CAIRE, A. (1963): *Problèmes de tectonique et de morphologie jurassiennes*. Livre à la Mém. du Prof. P. Fallot, II, 105–158.
 CURRIE, J. B. (1956): *The role of concurrent deposition and deformation of sediments in development of salt-dome graben structures*. Bull. Am. Ass. Petr. Geol. 40, 1.
 DE MARGERIE, E. (1936): *Le Jura*. 2e partie. Mém. servir à l'explic. de la carte géol. détaillée de la France. Paris.
 DIEBOLD, P. (1960): *Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt Ocourt (Berner Jura)*. Beitr. geol. Karte Schweiz (NF) 111.
 DREYFUSS, M. (1951): *Remarques sur l'évolution du faisceau bisontin*. Bull. Soc. Géol. France (6), t. 1, 777.
 – (1951): *Région de Beure-Arguel*. Bull. Soc. Géol. France, (6), t. 1, 780.
 ELBER, R. (1920): *Geologie der Raimeux- und der Velleratkette im Gebiet der Durchbruchtäler von Birs und Gabiare (Berner Jura)*. Verhandl. Naturf. Ges. Basel 32.

- ELBER, D. (1962): *Die Geologie von Langenbruck am Oberen Hauenstein*. Diss. Basel, unpubl.
- EPPLE, P. (1947): *Geologische Beschreibung der Umgebung von Sonceboz im Berner Jura*. Mitt. Naturf. Ges. Bern (NF) 4.
- FISCHER, H. (1965): *Geologie des Gebietes zwischen Blauen und Pfirter Jura (SW Basel)*. Mit einem mikropaläontologischen und einem paläogeographischen Beitrag. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF, 122. Liefg.
- FORKERT, E. (1933): *Geologische Beschreibung des Kartengebietes Tramelan im Berner Jura*. Eclogae geol. Helvetiae 26, 1.
- GILLULY, J. (1955): *Geologic contrasts between continents and ocean basins*. Geol. Soc. Am. Special Paper 62.
- GLANGEAUD, L. (1947): *Le rôle du socle dans la tectonique du Jura*. Ann. Soc. Géol. Belgique 73.
- (1949): *Evolution morphotectonique du Jura septentrional pendant le Miocène supérieur et le Pliocène*. C.R. Ac. Sc. 229.
- GLAUSER, A. (1936): *Geologische Beschreibung des Kartengebietes von Blatt Montfaucon im Berner Jura*. Verh. naturf. Ges. Basel, 47.
- (1959): *Kluftsysteme im Malm der Lägern in der Umgebung von Baden*. Eclogae geol. Helv. 52, 2.
- GOGUEL, J. (1937): *Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var*. Thèse Paris.
- (1952): *Traité de tectonique* (Masson & Cie, Paris).
- GRAHMANN, R. (1920): *Der Jura der Pfirt im Ober-Elsass*. N. Jb. für Mineral. Geol. u. Paläont., Beil.-Bd. XLIV.
- GUILLAUME, A. (1961): *Partie méridionale du Faisceau de Syam. Etude de détail*. Bull. Carte geol. France 58, 264.
- HAFNER, W. (1951): *Stress distributions and faulting*. Bull. geol. Soc. Amer 62, 373–398.
- HEIM, A. (1919): *Geologie der Schweiz. Bd. 1: Molasseland und Juragebirge*. (Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig).
- JENNY, W. (1924): *Geologische Untersuchungen im Gebiet des Chasserals*. Dissertation Zürich.
- KELLER, W. T. (1922): *Geologische Beschreibung des Kettenjuras zwischen Delsberger Becken und Oberrheinischer Tiefebene*. Eclogae geol. Helvetiae 17, 1.
- KELTERBORN, P. (1944): *Beobachtungen im Mont Terri-Gebiet zwischen Courgenay und Asuel (Berner Jura)*. Eclogae geol. Helv. 37, 2.
- KOCH, R. (1923): *Geologische Beschreibung des Beckens von Laufen im Berner Jura*. Beitr. geol. Karte Schweiz (NF) 48, 2.
- LAUBSCHER, H. (P.) (1948): *Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt St. Ursanne (Berner Jura)*. Beitr. geol. Karte der Schweiz (NF) 92.
- (1955): *Critical examination of the «Moody and Hill Principles» of wrench fault tectonics*. Bol. informativo As. Venezolana Geol. Min. y Petroleo 1, 1.
- (1960): *Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft durch den Aargauer und den Basler Jura. Profil längs der Strasse des Oberen Hauensteins zwischen Waldenburg und Oensingen*. Eclogae geol. Helv. 52, 2.
- (1961): *Die Fernschubhypothese der Jurafaltung*. Eclogae geol. Helv. 54, 1.
- (1962): *Die Zweiphasenhypothese der Jurafaltung*. Eclogae geol. Helv. 55, 1.
- (1962): *Neue Aspekte und Probleme der Jurafaltung*. Verh. naturf. Ges. Basel 73, 2.
- LEFAVRAIS-RAYMOND, A. (1962): *Contribution à l'étude géologique de la Bresse d'après les sondages profonds*. Mém. Bureau Rech. géol. et min. 16.
- LEHNER, E. (1920): *Geologie der Umgebung von Bretzwil im nordschweizerischen Juragebirge*. Beitr. geol. Karte Schweiz (NF) 47.
- LIENHARDT, G. (1962): *Géologie du bassin houiller Stéphanien du Jura et de ses morts-terrains*. Mém. Bureau Rech. géol. et min. 9.
- LINIGER, H. (1924): *Geologie des Delsberger Beckens und der Umgebung von Movelier*. Beitr. geol. Karte Schweiz (NF) 55, 4.
- (1964): *Beziehungen zwischen Pliozän und Jurafaltung in der Ajoie*. Eclogae geol. Helv. 57, 1.
- MOODY, J.D., and HILL, M. J. (1956): *Wrench fault tectonics*. Bull. Geol. Soc. Amer. 67.
- NABHOLZ, W. K. (1956): *Untersuchungen über Faltung und Klüftung im nordschweizerischen Jura*. Eclogae geol. Helvetiae 49, 2.

- PAVONI, N. (1961): *Faltung durch Horizontalverschiebung*. Eclogae geol. Helv. 54, 2.
- RIGASSI, D. (1962): *A propos de la tectonique du Risoux (Jura vaudois et franc-comtois)*. Bull. Schweiz. Petrol.-Geol. u. Ing. 29, 76.
- ROTHPLETZ, W. (1933): *Geologische Beschreibung der Umgebung von Tavannes im Berner Jura*. Verh. naturf. Ges. Basel 43.
- RYNIKER, K. (1923): *Geologie der Seekette zwischen Biel und Ligerz unter besonderer Berücksichtigung der anormalen Lagerstätten in der untern Kreide (sog. Hauteriviaschen)*. Eclogae geol. Helv. 18, 1.
- SCHLAICH, E. (1934): *Geologische Beschreibung der Gegend von Court im Berner Jura mit besonderer Berücksichtigung der Molassebildungen*. Beitr. geol. Karte Schweiz (NF) 26, 1.
- SCHÜRER, W. (1928): *Geologische Aufnahmen des Jura- und Molassegebietes zwischen Dotzigen und Tavannes*. Diss. Zürich.
- DE SITTER, L. U. (1956): *Structural Geology* (McGraw-Hill Book Co., New York).
- SOMMERFELD, A. (1947): *Vorlesungen über theoretische Physik*, Bd. II (Dietrichsche Verlagsbuchhandlung, Wiesbaden.)
- STAEHELIN, P. (1924): *Geologie der Juraketten bei Welschenrohr, Kanton Solothurn*. Beitr. Geol. Karte Schweiz (NF) 55, 1.
- SUTER, H. (1936): *Geologische Beschreibung der Kartengebiete Les Bois und St. Imier im Berner Jura*. Beitr. geol. Karte Schweiz (NF) 72.
- TREVISAN, L. (1939): *Il gruppo di Brenta*. Ist. Geol. R. Univ. Padova Mem. 13, 1–128.
- TSCHOPP, R. (1960): *Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt Miécourt (Berner Jura)*. Beitr. geol. Karte Schweiz (NF) 110.
- VINCIENNE, H. (1932): *Les décrochements horizontaux dans le Sud du Jura: leur rôle tectonique et morphologique*. C.R. Séances Acad. Sci. 194.
- (1951): *De Bellegarde à St. Claude*. In: *Réunion extraordinaire de la Société géologique de France dans le Jura Franco-Suisse du 18 au 26 juillet 1951*. Bull. Soc. Géol. France (6) 1, 833.
- VOGEL, H. (1934): *Geologie des Graitery und des Grenchenberges im Juragebirge*. Beitr. Geol. Karte Schweiz (NF) 26, 2.
- WAIBEL, A. (1924): *Geologie der Umgebung von Erschwil*. Beitr. geol. Karte Schweiz (NF) 55, 2.
- WEGMANN, E. (1963): *Le Jura plissé dans la perspective des études sur le comportement des socles*. Livre à la Mém. du Prof. P. Fallot, T. II, 1960–1963, 99–104.
- WENK, E. (1955): *Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 35, 311–319.
- WIEDENMAYER, C. (1923): *Geologie der Juraketten zwischen Balsthal und Wangen an der Aare (Abschnitte der Weissenstein- und Farisberg-Graiterykette)*. Beitr. Geol. Karte Schweiz (NF) 48, 3.
- WINNOCK, E. (1961): *Résultats géologiques du forage Risoux 1*. Bull. Schweiz. Petrol.-Geol. u. Ing. 28, 74.
- ZIEGLER, P. A. (1956): *Geologische Beschreibung des Blattes Courtelary (Berner Jura) S. A. Blatt 118, Gebiet nördlich der Suze und Zur Stratigraphie des Séquanien im zentralen Schweizer Jura*. Beitr. geol. Karte Schweiz (NF) 102.

Geologische Karten:

- Carte géologique détaillée de la France 1:80000, Blätter Besançon, Ornans, Lons-le-Saunier, St. Claude, Nantua, Lyon, Chambéry, Grenoble.
- Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200000, Blätter Neuchâtel, Basel-Bern, Zürich-Glarus, Genève-Lausanne, Sion.
- Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000, Blätter Movelier–Soyhières–Delémont–Courrendlin (92–95), Laufen–Bretzwil–Erschwil–Mümliswil (96–99), St. Ursanne (1085; 40).
- Geologische Spezialkarten 1:25000, Blätter 25 Lägernkette, 73 Hauensteingebiet Waldenburg–Olten.

Manuskript eingegangen am 30. August 1963