Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 54 (1961)

Heft: 1

Artikel: Die Fernschubhypothese der Jurafaltung

Autor: Laubscher, Hans P.

Kapitel: D: Palaeogeographische und strukturelle Entwicklungen im Bereich der späteren Abscherungsdecke

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-162820

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: 05.12.2025

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

des Alpengebirges im Jungtertiär unbekannt ist, so zögert man doch, solche Dimensionen zu akzeptieren.

Eine detaillierte Weiterentwicklung der Modelle von Figur 12 wäre im Augenblick wohl verfrüht; denn um den Zustand zur Zeit der Abscherung zu rekonstruieren, müssen zusätzlich zur Elimination der jungen Erosion auch noch die hangenden Sedimente um ihre jeweiligen Gleitbeträge nach Süden, hangauf, zurückverlegt werden. Ausserdem wurde die basale Abscherungsbahn in den Alpen seit der Jurafaltung in noch unbekannter Weise verbogen. Es ist ja anzunehmen, dass die Gleitmassen – inbegriffen die der alpinen Decken – durch die Bewegungen des Sockels zu gewissen Zeitpunkten in eine instabile Lage gerieten und abglitten, ohne dass dadurch der Fortgang der Sockelbewegungen beeinflusst worden wäre.

Allerdings wurde bei allen diesen Abschätzungen die dritte Dimension ausser Acht gelassen. Sie macht sich jedoch in der Rawildepression störend bemerkbar. Hier ist die Herauspressung der Massive geringer, und deshalb muss auch die Labilisierung des Sedimentmantels durch Versteilung ihrer Nordabdachung geringer sein. Immerhin wurde dieses Manko teilweise wettgemacht durch das Vorhandensein dickerer Deckenmassen, d. h. einer grösseren Überlast.

Die Schweregleithypothese für den Jura ist also der Grössenordnung nach nicht unmöglich. Unter allen Umständen war die Stabilität der Sedimenthaut durch die geringe basale Reibung und die Asymmetrie der Massenverteilung in kritischer Weise reduziert. Es brauchte wohl nur einen nicht allzu grossen zusätzlichen Anstoss, um sie ins Gleiten zu bringen. Solche äussere tektonische Anstösse aber dürfen vorausgesetzt werden. Morcles- und Doldenhorndecke und manche parautochthone und autochthone Falten und Kristallinkeile legen Zeugnis davon ab, dass unmittelbar im Rücken der Abscherungsdecke Schübe aus dem tieferen Untergrund wirksam waren (vgl. p. 111). Auch Vorgänge im penninischen Raum könnten die Stabilität der weiter nördlich gelegenen Sedimenthaut beeinflusst haben.

Als Resultat der Diskussion sei festgehalten, dass Schweregleitung, gekoppelt mit tiefentektonischen Vorgängen auch relativ schwacher Intensität, einen quantitativ möglichen Motor für den Jura-Fernschub darstellt.

D. PALAEOGEOGRAPHISCHE UND STRUKTURELLE ENTWICKLUNGEN IM BEREICH DER SPÄTEREN ABSCHERUNGSDECKE

Im vorhergehenden wurde festgestellt, dass die geometrische Konfiguration des Kettenjuras selbst eine Entstehung durch Fernschub nahelegt, und dass ein solcher Fernschub von den Alpen her mechanisch durchaus möglich ist. Es muss nun aber noch sorgfältig, wenn auch kurz, die entwicklungsgeschichtliche Evidenz für und wider die Möglichkeit eines Fernschubes geprüft werden, und zwar sowohl im Jura als auch im Molassebecken und in den Alpen.

1. Der Jura

Das Juragebiet hat eine komplizierte tektonische Entwicklungsgeschichte. Es ist das Verdienst Auberts (1945, vgl. auch Dreyfuss 1949, 1960), darauf hingewiesen zu haben, dass diese sich schon im Mesozoikum abzuzeichnen begann, indem gewisse mesozoische Fazieslinien mancherorts auffällig parallel zum Gesamtstreichen des Juras verlaufen – wiewohl sie andernorts auch wieder quer dazu gerichtet

sein können. Ob man allerdings aus solchen Parallelismen mit AUBERT auf eine mesozoische Anlage des *Falten*juras schliessen darf, ist eine andere Frage. Wenn man schon eine Korrelation der mesozoischen Faziesverteilung mit der heutigen Tektonik wagen will, so lässt sich doch wohl auch der folgende Gedankengang vertreten:

Die Struktur der gefalteten Sedimenthaut im Jura spiegelt, wenigstens in grossen Zügen, den Bau des darunter liegenden Sockels wider: der Juraplattform, die als Rahmen für die Faltung diente. Möglicherweise hat sich diese Plattform schon im Mesozoikum irgendwie als eine leichte, epirogenetische Wellung abgezeichnet. Die Verteilung der mesozoischen Fazies im heutigen Faltenjura wäre dann als Charakteristikum des Rahmens und nicht einer embryonalen Anlage der Faltentektonik aufzufassen.

Ein extremer Verfechter mesozoischer Embryonaltektonik für den Jura ist CAROZZI (1948), der in der Verteilung von Mächtigkeit und Fazies des Purbeckien sogar eine mesozoische Anlage einzelner Falten erkennt. Jedoch scheint bei näherem Studium der CAROZZIschen Argumente die Grundlage für derart weitgehende Schlüsse kaum genügend.

Soweit wir die Sache zu überblicken vermögen, kann zurzeit von Beweisen für eine mesozoische Embryonaltektonik im Jura kaum die Rede sein. Wohl aber dürfte die mesozoische Faziesverteilung als Ausgangsbedingung für die spätere Faltung eine wichtige Rolle gespielt haben, die mechanischen Eigenschaften der Gesteine sind ja überaus faziesempfindlich. Insbesondere gilt dies natürlich für die Verteilung der salinären Trias. Es ist frappant, wie die Ausdehnung des Faltenjuras an ihre Entwicklung gebunden ist, soweit sich diese aus den vielfach spärlichen Daten festlegen lässt. Nach TRÜMPY (1960) – allerdings «cum grano salis maximo» zu nehmen – könnten die Evaporite des mittleren Muschelkalks auf das Gebiet WNW einer Linie Innertkirchen–Winterthur beschränkt sein. Es ist eine alte Lieblingsidee der Abscherungstheoretiker, dass das Ostende des Faltenjuras mit dieser Grenze zusammenfällt. Besser bekannt als am Ostende ist die Faziesänderung der Trias am Südwestende des Faltenjuras, an der Grenze gegen die Ile Crémieu. In der Bohrung Torcieu SE Ambérieu, in der südwestlichsten Ecke des Faltenjuras, wurde ein mächtiger, gipsreicher, salzführender Keuper durchfahren, in dessen mittlerem Teil Schuppen von unterem und mittlerem Jura auftreten, die einst für marinen Muschelkalk gehalten wurden (DE MARGERIE 1936, p. 1312 ff., THORAL & RICOUR 1950). Dagegen ist die Trias im Lyonnais im allgemeinen grobklastisch, sandig, z. T. auch reduziert, so bei Leyrieu am Rande der Ile Crémieu, wo sie nur 11 m misst (ROMAN 1926, p. 81–87). Ja, sie soll im südwestlichsten Zipfel der Ile Crémieu, bei Chamagnieu-La Verpillière, sogar ganz fehlen, so dass Lias und Bajocien direkt aufs Grundgebirge transgredieren (DE MARGERIE 1936, p. 1340). Diese Übereinstimmung zwischen dem Südwestende des Faltenjuras und dem der gut entwickelten salinären Trias scheint doch immerhin recht bedeutungsvoll.

Die strukturelle Entwicklung im *Alttertiär* war im wesentlichen durch Block- und Zerrtektonik bestimmt, wie schon bei der Besprechung der Sockelgestalt mehrmals hervorgehoben wurde. Besonders wichtig für die Beurteilung der alttertiären regionalen Tektonik ist der Nachweis des grossen Zerrbruchs am Bressegrabenrand. Ausserdem durchschwärmten den Jura Ausläufer des Rheintalgrabens – der ja

ebenfalls ein Zerrgebilde ist – und diese beiden grossen Grabensysteme verbindende Zweigstrukturen.

Regional gesehen war die alttertiäre Tektonik gewiss keine Kompressionstektonik. Dennoch sind verschiedentlich alttertiäre faltenartige Gebilde im Bereich des Juras registriert worden. Bekannt sind seit langem die Querfalten des Delsberger Beckens (LINIGER 1925), aber auch das Adlerhofgewölbe (HERZOG 1956), die Blauen–Landskron-Kette (KOCH 1923, BITTERLI 1945, VONDERSCHMITT & TSCHOPP 1953), das Hochgebiet der Hard bei Eptingen (HAUBER 1960), das Bannégewölbe bei Pruntrut (SCHNEIDER 1960) sollen sich schon im Alttertiär irgendwie abgezeichnet haben. Allerdings können die alttertiären Vorläufer dieser Strukturen auch als einfache Bruchschollen mit Schleppungen gedeutet werden. AUBERT (1958) meldet eine oligozäne Falte aus dem Joux-Tal; in einer späteren Arbeit spricht er sogar von einem «faisceau oligocène» (1959). Alle diese Gebilde sind von geringer Amplitude, wenn man sie mit den jungtertiären Falten vergleicht.

Wie aber bringt man eine regionale Zerrtektonik grosser Amplitude mit mehr lokalen Falten kleiner Amplitude in Übereinstimmung? Die einleuchtendste Erklärung ist sicher jene von VONDERSCHMITT (1942), wonach differentielle Horizontalbewegungen längs Brüchen im Sockel zur lokal begrenzten Abscherung der Sedimenthaut mit disharmonischer Kurzfalten-Bildung geführt haben. Vielleicht haben zudem als Folge der Sockelverstellungen auch schon im Alttertiär lokale Gleitungen über der Trias stattgefunden.

Man könnte nun allerdings versucht sein, aus den Anzeichen differentieller horizontaler Bewegungen im Sockel auf eine differentielle Wanderung der europäischen Kontinentalblöcke gegen das alpine Orogen zu schliessen und darin eine gewisse Evidenz für die UMBGROVEsche Unterschiebungshypothese zu sehen. Allein, es müsste dann auffallen, dass

1. im Alttertiär grosse Sockelbewegungen mit schwachen Deformationen der Sedimenthaut gekoppelt waren, im Jungtertiär dagegen umgekehrt grosse Bewegungen in der Sedimenthaut mit schwachen oder fehlenden Sockelbewegungen.
2. die längste und auffälligste der Gleitschienen für die geforderten, im Jungtertiär beträchtlichen horizontalen Differentialbewegungen, der Bressegrabenrand, mehr oder weniger parallel zu den Falten verläuft. Reine Horizontalverschiebungen im Sockel können aber dieses Verhalten der Sedimenthaut nicht hervorrufen, es müssten schon zusätzliche, grössere, quergerichtete Bewegungen angenommen werden (vgl. auch Überschiebung von Lons-le-Saunier). Dies würde aber eine jungtertiäre Herauspressung des Juras gegenüber der Bresse bedeuten, was nicht festzustellen ist.

Vergleicht man also alttertiäre und jungtertiäre Tektonik, so zeigt sich, dass die einzige Übereinstimmung darin besteht, dass auch im Alttertiär eine gewisse, wenn auch ungleich schwächere Faltung stattfand. Was in beiden Fällen gleich ist, das ist die Sedimenthaut, die durch eine ausgezeichnete Schmierschicht vom Sockel getrennt und deshalb eminent faltbar ist. Der die Faltung erzeugende Prozess ist jedoch gänzlich verschieden. Wollte man also in diesem Fall von Embryonaltektonik und frühen Faltungsphasen sprechen, so hätte diese Bezeichnung rein geographische und nicht genetische Bedeutung: der ältere Prozess hat sich zwar am gleichen Ort abgespielt wie der jüngere, doch haben sie weiter nichts gemein.

Von grösseren Bewegungen wurde das Juragebiet auch im *Miozän* erfasst. Diskordante Auflagerung miozäner Sedimente ist häufig. Die unmittelbarste und eindrücklichste Kunde davon gibt BUXTORF (1916, p. 195) in der Beschreibung des Hauenstein-Basistunnels. Südlich der Vorfalte des Sprüsels, im nördlichen Randgebiet des Juras, das gewöhnlich als «gefalteter Tafeljura» bezeichnet wird, war im Tunnel eine Diskordanz von 20° aufgeschlossen zwischen dem Mesozoikum und vermutlich dem Tortonien angehörenden Schichten, offenbar auf dem Apex einer gegen SE gekippten antithetischen Bruchscholle. Auch oberflächlich lassen sich hier unregelmässige Auflagerungen des Tertiärs im Bereich des Sprüselgewölbes selbst und besonders im westlich davon gelegenen Gebiet der Hard (HAUBER 1960) erkennen. Allerdings ist die Frage noch nicht entschieden, ob hier die basalen roten Mergel eozänen oder tortonen Alters sind (vgl. S. 256). In diesen Fällen lässt sich natürlich nur entscheiden, dass die Bewegungen prä-obermiozän sind.

Auffällig sind sodann die Lagerungsverhältnisse des Miozäns im Gebiet des Delsberger Beckens und seiner Umgebung. Das Muschelagglomerat von Mettemberg (Helvétien) nördlich des Beckens liegt auf Kimmeridgien, analoge Bildungen im Becken selbst ruhen ca. 200 m mächtigem Oligozän (zuoberst Chattien) auf (LINIGER 1925). Solches dürfte primär bei Mettemberg ebenfalls vorhanden gewesen sein, wenn auch nicht in dieser Mächtigkeit. Hier bezeugen also die Verhältnisse eine postchattische, prähelvetische Bewegung von bedeutender Intensität.

Alle diese Diskordanzen liegen im Bereich der Mont Terri-Linie, die von F. HOFMANN (1955) nach Osten in den Abbruchrand seines Thurgrabens verlängert wird. Er weicht dabei von der Interpretation GRETENERS (1954) ab, der auf Grund von Schweremessungen die Lägernkette gegen Osten, unter der Molassebedeckung, nicht fortsetzen, sondern sie nach Norden abschwenken lassen will. HOFMANN schliesst aus dieser regionalen, über das Kettengebirge hinaus verfolgbaren Ausdehnung der Mont Terri-Linie, dass diese einer kontinuierlichen, ins Kristallin hinabreichenden Scherfläche entspricht.

Nach unserm Gefühl sollte dieser Schluss allerdings etwas gemildert werden, da die Mont Terri-Linie ja etwas recht Heterogenes zu sein scheint, eine mehr oder weniger lineare Anordnung von eher kleinen Sockelstörungen und Flexuren wechselnden Versetzungssinnes. Schon auf S. 232 wurde bemerkt, dass die Mont Terri-Linie im östlichen Jura durch Abschiebung des Südschenkels charakterisiert ist, vielleicht auch stellenweise durch besonders intensive Südkippung antithetischer Bruchschollen wie südlich des Sprüsels, und dass bei der Faltung keine Reaktivierung der Sockelstörung im umgekehrten Sinne festzustellen ist. Sie verhielt sich bei der Jurafaltung passiv und hat weiter nichts mit dieser zu tun, als dass sie eine geometrische Randbedingung, einen Rahmen für die spätere Faltung darstellte. Dasselbe dürfte auch für die andern miozänen Strukturen im Jura zutreffen. Nirgends findet sich ein Beweis für echte Embryonaltektonik. Insbesondere gilt dies auch für die Diskordanzen im Miozän der Mulde von Court (SCHLAICH, VOGEL 1934, ROTHPLETZ 1933), die manchmal als Anzeichen für Vorläufer der Jurafaltung angesehen werden.

Während des ganzen Tertiärs war also der Jura Schauplatz tektonischer Aktivität. Diese weist jedoch andere Züge auf als die spätere Faltung. Manche ihrer Strukturen wurden während der Jurafaltung reaktiviert und spielten dabei bedeu-

tende Rollen – allerdings nur in der Sedimenthaut, während der Sockel sich offenbar passiv verhielt. Die damit verknüpften Probleme sollen im Abschnitt über Kinematik näher untersucht werden, insbesondere die Frage, warum durch diese präexistente, autochthone, lokal die Sedimenthaut mit dem Sockel verzahnende Tektonik die Abscherung nicht verunmöglicht wurde.

Endlich hat für den Zeitabschnitt der Faltung selbst die exakte Datierung und die Frage der Faltungsphasen zu vielen Kontroversen Anlass gegeben. Vor allem stehen sich bekanntlich zwei Meinungen schroff gegenüber – nebst mehreren Abarten. Für die einen ist die Jurafaltung postpontisch und im wesentlichen einphasig. Für die andern – im Augenblick die überwiegende Mehrheit – ist sie zweiphasig, und zwar fand die Hauptfaltung schon vor dem Pontien statt. Dieser präpontischen Hauptfaltung folgten eine Nivellierung regionalen Ausmasses auf ein tiefstes Niveau , über welches die Vogesenflüsse ihre Schotterlast nach Süden trugen, und eine zweite Faltungsphase viel geringerer Intensität, in der die Peneplain gehoben und leicht verfaltet wurde. Die für und wider die verschiedenen Ansichten ins Feld geführten Indizien sind sehr subtiler Art und im allgemeinen prima facie nicht brauchbar. Das gilt vor allem für die morphologischen Argumente. Wie entstanden die Einebnungs- und Vergreisungsflächen im Jura? Sind sie durch Flüsse gestaltet worden, die das Gebirge auf das regional tiefste Niveau abtrugen, und haben sie die heutige Gestalt und Lage durch sekundäre tektonische Wellung und Hebung erhalten? Oder sind sie mehr lokal vergreiste Oberflächen, deren Wellungen und relative Hochlagen primäre Relikte sind? Aber auch die stratigraphische Evidez ist mehrdeutig, da sie auf dem Verhalten loser Schotter fusst, die durch mancherlei Agentien sekundär verschleppt werden konnten. Darf man lose Gerölle als in situ verarmte Schotter auffassen? Darf man ihre Auflagerungsfläche jener der in primärer Lagerung befindlichen Schotter gleichsetzen? Der Schreibende hat die neuesten vorgebrachten Argumente auch im Felde wiederholt abgewogen und ist trotz der heute herrschenden Meinung (Tschopp, Diebold 1960) zur Ansicht gelangt, die Hauptfaltung sei postpontisch, und es stünden der Annahme einer Peneplainisierung durch Flüsse mit nachfolgender tektonischer Verbiegung in einer zweiten Phase grosse Schwierigkeiten im Wege. Es ist hier aber nicht der Ort, diese strittigen Punkte von neuem im Detail zu analysieren, das müsste in einer besonderen Abhandlung geschehen. Hingegen interessiert die Frage: Wie stellt sich die Fernschubhypothese zu diesem Problem?

Es besteht kaum eine Meinungsverschiedenheit darüber, dass fast die ganze tangentielle Verkürzung, d.h. fast der ganze Nordschub der ersten Phase angehört (für neueste Daten s. Diebold 1960). Dabei wäre das ganze Molassebecken um einen Betrag von 10 bis 20 km hangauf gestossen worden. Diese Verschiebung bedeutet aber zugleich eine vertikale Hebung der Oberfläche um $\Delta h = \Delta x \cdot \mathrm{tg}\,\alpha$, wo α, die Neigung der Abscherungsbahn, im allgemeinen am Jurainnenrand besonders ausgeprägt ist (vgl. Fig. 13). Schon aus diesem Grunde musste der südlichste Faltenstrang, der aus dem Bereich dieser relativ steilen Zone stammt, zu beträchtlichen Höhen emporgeschoben werden: die numerische Abschätzung ergibt eine relative Hebung von über 1000 m. Die Oberfläche des Molassebeckens selbst hob sich vermutlich um mehrere hundert Meter, während die relative Hebung für die

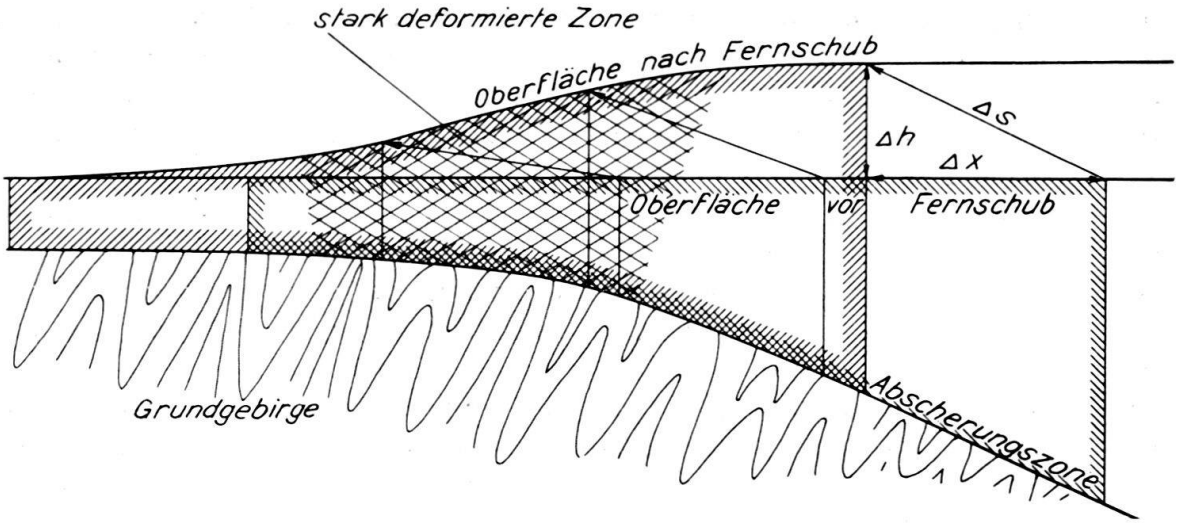

Fig. 13. Hebung der Oberfläche von Jura und nördlichem Molassebecken durch Hangaufstossen der sich nach Süden verdickenden Sedimentserie

Tafeln und Becken des nördlichen Juras im allgemeinen bestimmt bescheiden war, wohl meist keine 100 m betrug. Diese Oberflächenhebung erfasste also auch die ungefalteten Gebiete, ihr überlagern sich natürlich noch die durch Faltung bedingten lokaleren Bergstränge. Alles in allem muss deshalb die Oberflächengestalt im Bereich des Juras ungefähr so ausgesehen haben, wie sie auf Figur 13 schematisch dargestellt ist: das regionale Tief liegt am Nordfuss und Westfuss des Faltenjuras, gegen Süden zu folgen einige mehr lokale Faltenriegel, die das Tief von den nur wenig höheren nördlichen Becken und Tafeln trennen, dann aber steigt die Oberfläche rapid an, und zwar sowohl über den Antiklinalen wie in den Mulden. Der innere Faltenstrang stellt einen mächtigen topographischen Riegel dar, in dem auch die Mulden das regionale Tief um an die 1000 m überragen. Südlich dieses Riegels, im Molassebecken, fällt die Oberfläche wiederum leicht ab, doch liegt sie immer noch mehrere hundert Meter höher als das regionale Tief.

Nun aber verlangt die Ansicht, die Hochfläche der Freiberge sei durch fluviatile Peneplainisierung und nachträgliche Hebung und Wellung entstanden, dass alle diese Riegel, namentlich auch die südlichen Ketten wie Sonnenberg und Chasseral, diesem Prozess unterworfen gewesen wären (vgl. z.B. Suter, Fig. 5). Wie soll man sich aber vorstellen, dass die Vogesenflüsse gegen dieses regionale Gefälle angekämpft und es in kurzer Zeit überwunden und eingeebnet hätten? Es war ja nirgends im Süden eine Senke, in die sie hätten einmünden können. Wo hätten sie die Energie hernehmen sollen, um nach Überwindung des bescheideneren nördlichen Juras auch noch den mächtigen Riegel des südlichen Juras niederzuschleifen?

Die Auffaltung des Juras verlangte doch bestimmt eine Neuorientierung der gesamten Hydrographie. Zuvor bestand im Bereich des späteren Faltenjuras eine regionale Senke, in welche die Schwarzwaldflüsse die Gerölle der Juranagelfluh und die Vogesenflüsse jene der Dinotheriensande (Liniger, 1925) einschwemmen konnten. Durch die Faltung wurde diese regionale Senke verbarrikadiert, eine neue entstand am Nordfuss des Juras. Die pontischen Vogesenflüsse des Bois de Raube und von Charmoille entwässerten noch in das alte Tief, sie gehören noch der Epoche der

Juranagelfluh-Schüttung an, sie sind älter als die Faltung. So wenigstens möchte man von der Fernschubhypothese und überhaupt vom regionalen Standpunkt aus urteilen. Dieses Urteil wird noch wesentlich gestützt durch die Verhältnisse am Rand des Bressegrabens. Die grossen tangentiellen Überschiebungen und Schuppungen sind hier postpontisch, und zwar sowohl im Süden bei Ambérieu (BOISTEL 1894, VINCIENNE 1932) als auch in der Gegend von Lons-le-Saunier (RICOUR 1956). Eine Peneplainisierung zum regionalen Tief der Bresse hat hier weder vor der Faltung noch nachher stattgefunden, das geht eindeutig aus den Bohrbefunden hervor: die Schubbahn ist hier fast eben, es konnte durch die Tangentialbewegung keine wesentliche Denivellierung bewirkt werden. Der Höhenunterschied von 500 bis 600 m zwischen der Basis des postpontischen Pliozäns der Bresse und der Oberfläche des Plateaus von Lons-le-Saunier muss also schon vor der Faltung bestanden haben.

Dieser allzuknappe regionale Überblick über das Problem der Faltungsphasen und verwandter Fragen muss hier genügen. Er möge gezeigt haben, wie nötig eine Neubearbeitung der Morphogenese des Juragebirges ist, wie nötig vor allem auch die Berücksichtigung von Argumenten ist, über die im allgemeinen hinweggegangen wird.

2. Das Molassebecken

Über die Entwicklung des schweizerischen Molassebeckens ist man zurzeit nur schlecht unterrichtet. Über Bohrergebnisse und geophysikalische Untersuchungen, besonders seismische, ist nur wenig publiziert worden. Man ist deshalb weitgehend auf Vermutungen und Analogieschlüsse angewiesen, wobei besonders die Verhältnisse im württembergisch–bayrischen Molassebecken wichtig sind, die durch die Ölsuche recht gut bekannt geworden sind (vgl. z.B. HEERMANN 1954).

Schon aus der Diskussion über die Gestalt des Sockels (p. 229 und Fig. 1) ging hervor, dass das Molassebecken neben dem Rheintalgraben und dem Bressegraben die dritte der im wesentlichen alttertiären Großstrukturen ist, welche als ein Kranz von Senken die Juraplattform umgeben. Wie diese alttertiäre Großstruktur im einzelnen ausgestaltet ist, entzieht sich unserer Kenntnis, doch darf angenommen werden, dass kleinere Bruchstrukturen vorhanden sind, wie z.B. Ausläufer des Vallorbe–Pontarlier-Bruches oder der Raurachischen Senke, d.h. des Rheintalgrabens (vgl. VONDERSCHMITT & TSCHOPP 1953). Vielleicht existieren auch normale und antithetische Abschiebungen prä-helvetischen Alters wie im bayrisch-württembergischen Becken, oder auch jüngere wie im Bodenseegebiet. Die grossen Mächtigkeiten des Rupélien und des Chattien in den Schuppen der subalpinen Molasse zeigen, dass sich der Südteil des Beckens im Alttertiär besonders stark gesenkt hat, und der Verdacht ist nicht unberechtigt, diese Senkungszone sei vielleicht durch Brüche oder Flexuren begrenzt gewesen. Dieses Bild entwirft z.B. SCHUPPLI (1952). Solche Verhältnisse sind auch aus verschiedenen Erdölbecken bekannt geworden (z.B. in Ostvenezuela, siehe BANKS & DRIVER 1957). Immerhin machen die heute bekannten Tatsachen die Existenz von Brüchen grösseren Ausmasses nicht notwendig, mässige Versteilungen im Nordschenkel des Troges würden genügen, um diese Mächtigkeitszunahme zu bewirken. Brüche grosser Sprunghöhe würden natürlich die Abscherung behindern; liessen sie sich nachweisen, so wären sie Evidenz gegen

die Abscherungshypothese. Kleinere Brüche hingegen, insbesondere solche, deren Sprunghöhe geringer als die Mächtigkeit der evaporitreichen Trias ist, könnten vielleicht die basale Reibung etwas erhöhen, ohne aber der Abscherung ernstlichen Widerstand zu bieten. Die Sprunghöhen der prähelvetischen Abschiebungen im ostbayrischen Molassebecken bewegen sich in der Grössenordnung von 100 bis 200 m. Solche Brüche dürfen als für die Abscherung überwindbar betrachtet werden, besonders wenn der Sedimentmantel dick ist und eine zeitweise Erhöhung der Kompressionskraft aushält.

Zu diesen alttertiären und prähelvetischen Störungen gesellen sich noch die von Hofmann (1955) und Pavoni (1956) festgestellten jungtertiären, z.T. wohl postpontischen Zerrbrüche im ostschweizerischen Molassebecken. Auch ihre Sprunghöhe ist im allgemeinen gering, jedenfalls weniger als 200 m. Ihr Alter scheint mehr oder weniger das der Jurafaltung zu sein – eine Tatsache, die besonders im Hinblick auf die östliche Begrenzung der Abscherungsdecke und ihre Kinematik im allgemeinen Beachtung verdient, wie auf S. 267 näher dargelegt wird.

3. Die Alpen

Das nördlichste alpine Element, der Gürtel der subalpinen Molasse, ist für die Fernschubhypothese von kritischer Wichtigkeit. Die Überschiebungen und Schuppenbildungen in dieser Zone sind bestimmt jungtertiär, doch wohl nicht jünger als die Jurafaltung. Wenn also die mächtigen Nagelfluhschuppen in der Tiefe wurzeln, im kristallinen Sockel, wie heute von vielen angenommen wird, so war dem Fernschub ein unüberwindlicher Riegel gestossen. Aber worauf basiert eigentlich die Annahme, die subalpine Molasse sei ein autochthones, durch die Tiefentektonik bestimmtes Element? Direkte Evidenz besteht jedenfalls nicht, und das intuitive Argument, die mächtigen kompetenten Serien könnten unmöglich von den schwachen alpinen Decken abgeschürft worden sein, darf in der Geologie nicht schwer wiegen. Für Lugeon & Gagnebin (1941) ist der Beweis für eine autochthone Tiefentektonik stratigraphisch: Die Préalpes hätten ihre heutige Lage schon im Stampien erreicht, sie könnten also unmöglich im Jungtertiär die subalpine Molasse abgeschürft haben. Auch dieses Argument fällt jedoch dahin, da sich die These von der oligozänen Mise-en-place der Préalpes kaum halten lässt (s. u., vgl. vor allem auch Trümpy & Bersier 1954). Andere argumentieren, das Südfallen der Schubbahnen an der Stirn der Decken sei ungefähr parallel dem der subalpinen Molasse, es sei offenbar ein sekundärer Effekt, hervorgerufen *durch* die Überschiebungen in der subalpinen Molasse. Diese müsse also nach der Mise-en-place deformiert worden sein, ihre Bewegungsbahnen müssten deshalb vom Sockel ausgehen (Umbgrove 1950, p. 66). Insbesondere sei dieses Südfallen widersinnig, wenn die Decken durch Schweregleitung an ihre heutige Stelle gelangt seien. Aber auch diese Argumente sind doch wohl nicht stichhaltig. Bei Schweregleitung ist eine gekrümmte Gleitbahn die Regel, wie schon auf S. 251 dargelegt. Die gleitenden Massen rotieren, wobei der frontale Teil hangauf gestossen wird. Das Südfallen der Molasseschuppen kann auf eben diese Rotation zurückgeführt werden. Die sozusagen klassische Anschauung, dass die Molasseschuppen auf den Grisigermergeln abgeschert worden seien, lässt sich zwanglos mit den modernen Anschauungen verbinden, wonach die alpinen Decken ihre gegenwärtige Lage durch Schweregleitung erreicht hätten. Die Ab-

scherung der gewaltigen kompetenten Nagelfluhmassen in den Grisigermergeln bietet keine mechanischen Schwierigkeiten, sobald man die Porendruckhypothese zuhilfe nimmt: das Vorhandensein einer mächtigen impermeablen Serie an der Basis einer rasch zusammengeschütteten, mehrere tausend Meter dicken Sedimentmasse relativ jungen Alters, die zudem noch einseitig von beträchtlichen alpinen Gleitmassen belastet wurde, ergibt eine beispielhafte Voraussetzung für die Entwicklung anomaler Porendrucke und dadurch provozierter Abscherung und Rotation.

Noch andere Erklärungen für die Gleichsinnigkeit von Alpenrand und subalpiner Molasse sind vorgeschlagen worden. Für ARNOLD HEIM (1906, 1932) war der Gürtel der subalpinen Masse schon vor der Mise-en-place der Decken als Gebirge vorhanden; dieses bildete ein starres Hindernis, an dem die Decken aufbrandeten. Die HEIMsche Argumentation wurde jedoch durch spätere detaillierte Arbeiten (RENZ 1932, HABICHT 1945) in wesentlichen Punkten widerlegt.

Es stehen somit unseres Wissens der alten Auffassung von BUXTORF (1910, 1916) und BAUMBERGER (1931) keine Hindernisse im Wege, es ist anzunehmen, dass das Vorbranden der Decken und die Aufschiebung der subalpinen Molasse gleichzeitig stattfanden, und zwar im Obermiozän bis Unterpliozän, ungefähr zur Zeit der Jurafaltung. Ein wichtiges Argument für diese Anschauung ist zudem, dass der Gürtel der subalpinen Molasse im Südwesten mit den Überschiebungsmassen des Chablais sein Ende nimmt. Hier zeigt sich deutlich, dass das Aufschürfen der Molasse durch die Decken bedingt ist. Wäre dem nicht so, wäre die subalpine Molasse ein präexistentes Hindernis gewesen, so wäre nicht einzusehen, wieso die Decken nicht nach Aussetzen dieses Hindernisses besonders weit ins Vorland vorgestossen wären, anstatt – was sie tatsächlich tun – besonders weit im Hinterland zurückzubleiben. Ganz allgemein widerspricht das Zusammenfallen von subalpiner Molasse und Rand der Deckenmassen – die ja sicher ein oberflächliches Phänomen sind – der Annahme, die subalpine Molasse habe ihre eigene Sockeltektonik. Wäre dies der Fall, so müsste doch irgendwo die Unabhängigkeit dieser so gänzlich verschiedenartigen tektonischen Elemente zutage treten.

Die alte Ansicht von BUXTORF und BAUMBERGER, dass die subalpine Molasse durch die nach Norden vordringenden Decken von der Unterlage losgeschürft und gegen Norden aufgeschoben wurden, wird also von allen bisher vorgebrachten Meinungen den Tatsachen am besten gerecht.

Nächst der subalpinen Molasse sind die alpinen Decken für die Fernschubhypothese wesentlich, besonders ihre Mise-en-place. Die bedeutende Rolle der Deckenmassen als treibender Motor der Jurafaltung ist schon auf S. 252–254 näher untersucht worden. Hier interessiert vor allem die Frage der zeitlichen Korrelation zwischen den verschiedenen Vorgängen. Diese Frage ist schon bei der Besprechung der subalpinen Molasse einigermassen entschieden worden: die letzten grossen Bewegungen der Deckenmassen fanden jedenfalls nach dem Tortonien statt, sie sind ungefähr gleich alt wie die Jurafaltung. Nun ist nach den oben skizzierten mechanischen Erwägungen der treibende Motor für den Fernschub teils in der Überlastung der nördlichen Massivabdachung durch alpine Deckenmassen zu suchen, teils in der Versteilung und Hebung dieser Abdachung durch die Aufpressung der Zentralmassive, und teils im Zusammenschub, den diese Massive erfuhren, und der sich

kundtut in ihren Kristallinlappen und -keilen, ihren Sedimentkeilen und den liegenden Falten der Morcles–Doldenhorn-Decke. Wollte man die zeitliche Korrelation zwischen den Vorgängen im Jura und denen in den Alpen vollständig und zwingend darstellen, so müssten zuerst der Ablauf der tektonischen Aktivität in den Massiven und der Fahrplan der Mise-en-place der Decken in grossem Detail ausgearbeitet werden. Leider sind aber gerade in dieser Hinsicht die geologischen Daten sehr mangelhaft, man ist auf recht spekulative Kombinationen angewiesen, wie sie etwa von LUGEON & GAGNEBIN (1941) versucht worden sind.

Immerhin sei eine spezielle Möglichkeit diskutiert, die vom Standpunkt der Fernschubhypothese besonders attraktiv erscheint, obschon sie gewiss nicht die einzige mit ihr verträgliche ist. Man geht dabei von folgenden Überlegungen aus. Fernschub verlangt irgendwo eine dem Schubbetrag von 10 bis 20 km entsprechende Lücke im autochthonen Sedimentmantel, eine Tatsache, die von verschiedenen Autoren gegen die Fernschubhypothese ins Feld geführt wurde, weil keine solche Lücke vorhanden sei. Nun könnte diese an sich ja unter den Deckenmassen verborgen sein, aber eine solche Flucht ins Unbekannte ist gar nicht nötig, denn die geforderte Lücke ist an verschiedenen Stellen aufs schönste aufgeschlossen und deshalb auch schon lange bekannt. Am auffälligsten ist sie wohl an der Basis der Morclesdecke zwischen Saillon und Morcles (LUGEON 1914, 1937), wo ihre Ausdehnung über 10 km beträgt. Im Südosten ist die Lücke begrenzt durch die Wurzelzone, im Nordwesten durch das sog. Autochthon von Morcles–St-Maurice, wobei dieses jedoch so unregelmässig gebaut ist, dass es sich gut um einen parautochthonen Fetzen handeln könnte, so dass die Lücke möglicherweise noch bedeutend grösser ist. Eine zweite, wohlbekannte Lücke findet sich im autochthonen Sedimentmantel des Gasterntals an der Basis der Doldenhorndecke (BUXTORF & TRUNINGER 1910, p. 176). Diese beiden Vorkommen lassen sich ohne weiteres unter den Deckenmassen des Rawilgebietes hindurch verbinden.

Gegen Süden geht die Basis der Doldenhorndecke in die Kristallinmassen im Hangenden des Jungfraukeils über. Dieses Kristallin bildet zugleich den Kern der tiefsten Falte der Doldenhorndecke (BUXTORF & TRUNINGER 1910, Profiltafel, und KREBS, 1925). Damit aber, so möchte es scheinen, müsste der Jungfraukeil selbst mit seiner ausserordentlich reduzierten Sedimentfüllung einen Teil der Lücke im Sedimentmantel darstellen. In der Tat müssen aus diesem Sedimentkeil enorme Massen von mesozoischem Gestein ausgequetscht worden sein. Wo sind sie hingelangt? Weiter südlich gelegene Keile sind offenbar der Ursprung der Doldenhorndecke, eine entsprechende Decke, die aus dem Jungfraukeil hervorgegangen wäre, ist jedoch nicht bekannt. Man mag entgegnen, der Jungfraukeil enthalte alle stratigraphischen Elemente (s. COLLET 1947), von einer Lücke könne infolgedessen nicht die Rede sein. Nach unsern eigenen, im Felde gesammelten Erfahrungen befinden sich jedoch diese Elemente in derart chaotischer Lagerung, dass ebensowenig von einer intakten Sedimenthülle gesprochen werden kann. Es scheint vielmehr, als seien unter der sich vorschiebenden Doldenhorndecke einige Fetzen der Sedimenthülle zurückgeblieben, analog den parautochthonen Fetzen an der Basis der Morclesdecke, und seien dann zu einem dünnen, chaotisch struierten Sedimentkeil ausgewalzt worden. Diese Interpretation würde also das aus dem Keil ausgequetschte Sedimentvolumen einem Teil der Abscherungslücke gleichsetzen.

Aus dieser Deutung der Beobachtungen ergibt sich dann eine einfache, mit der Jurafaltung korrelierbare Folge von Ereignissen in den Alpen. Im Pliozän wären die Massive zusammengestaucht worden, und die Morcles- und Doldenhorndecke wären samt ihren kristallinen Kernen – wenn man so sagen darf – nach Norden über die sich gleichzeitig aufbäumenden Massive der Aiguilles Rouges und des Gastern-Rottal-Kristallins vorgepresst worden. Die Aufbäumung der Massive verlieh dem Südschenkel der Abscherungsdecke die nötige Höhe und Steilheit, um sie in ein sehr labiles Gleichgewicht zu versetzen, so dass es nur noch eines relativ geringen Anstosses bedurfte, um sie in Bewegung zu versetzen. Dieser Anstoss ging sozusagen gleichzeitig aus von den über die nördlichen Massivteile hinaufgepressten südlichen Massivteilen und ihren Sedimentmassen, der Doldenhorn- und der Morcles-Decke.

Die geologischen Verhältnisse in den Alpen sind kompliziert und gewiss nicht leicht und in zwingender Weise zu deuten, aber man darf wohl kaum behaupten, dass sie der Fernschubhypothese widersprechen.

E. DIE KINEMATIK DER ABSCHERUNG

Wenn man sich durch die bisher vorgebrachten lokalgeologischen, mechanischen und palaeogeographischen Argumente hat überzeugen lassen, dass nach heutigem Wissen die Fernschubhypothese eine gewisse Berechtigung hat, so wird man weiterhin versuchen, die Gesamtstruktur des Juras mit ihren mannigfaltigen Besonderheiten in ihrem Lichte zu verstehen. Diese Struktur muss sich dann als Produkt der Abscherung und der präexistenten Tektonik erkennen lassen, ein Gedanke, der schon von Amsler (1926) klar formuliert wurde. Dabei sind allerdings verschiedene kinematische Probleme zu lösen. Erstens ist zu erwägen, welche kinematischen Notwendigkeiten sich aus der seitlichen Begrenztheit des Faltenjuras sowie aus den extrem divergenten Streichrichtungen seiner Faltenbündel ergeben – ein Problem, das sich als solches *flächenmässiger Kinematik* bezeichnen lässt. Zweitens ist rein *profilmässig* zu bestimmen, in welcher Weise es der Abscherungsdecke möglich war, präexistente Sockelsprünge von beträchtlicher Grösse zu überwinden.

1. Flächenmässige Kinematik

Der Jura war vor der Faltung, wie oben schon mehrmals festgestellt, eine in Schollen zerlegte Plattform, die rings von grösseren Depressionen umgeben war. Für die Abscherungsbewegungen bestand deshalb ein ausgeprägter *Rahmen*, der das kinematische Gesamtbild bestimmen musste, und es waren Schienen vorhanden, längs denen die Bewegungen vorzugsweise ablaufen konnten. Man muss deshalb von vornherein eine ausgesprochene Rahmen- und Schienentektonik erwarten. In dieser Art von Tektonik ist vor allem eines von grundlegender Bedeutung: Die Richtung der Faltenachsen ist im allgemeinen nicht senkrecht zur Richtung des Massentransportes. Es ist durch unzählige Beispiele erhärtet, dass, wo Schienen vorhanden sind, die Gesamtbewegung in Komponenten zerlegt wird. Eine erste Bewegungskomponente ist längs der Schienen gerichtet und bewirkt horizontale Transversalverschiebungen, eine zweite verläuft quer zu den Schienen und führt zu Stauchung und Faltung. Der Schreibende hat sich seinerzeit mit einem mehr lokalen Beispiel für diese Zerlegung am Westrand des Delsberger Beckens befasst (Laubscher