

Die Gestalt des Sockels

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **54 (1961)**

Heft 1

PDF erstellt am: **22.05.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

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

lage losgeschürft worden sein. Die subalpine Molasse erweckt vielmehr ganz den Eindruck einer mächtigen autochthonen Tiefentektonik im kristallinen Sockel. Damit aber wäre eine gleichzeitige oder spätere Schubübertragung von den Alpen zum Jura, wie sie die Fernschubhypothese verlangt, unvorstellbar. Überdies hat der Nachweis oligozäner Zerrtektonik im benachbarten bayrischen Molassebecken die Vermutung aufkommen lassen, dass auch im schweizerischen Molassebecken eine oligozäne Verzahnung der Sedimente mit dem kristallinen Sockel vorliegen könnte. Sie würde natürlich einem Fernschub hinderlich sein.

Weiterhin wurde der Fernschubhypothese ein Mangel an zeitlicher Korrelation zwischen alpinen tektonischen Phasen und der Jurafaltung vorgeworfen. LUGEON und GAGNEBIN (1941) sind der Auffassung, dass die Préalpes schon im Stampien an ihre gegenwärtige Stelle geglitten seien. Damit wäre natürlich erst recht eine jungtertiäre Jurafaltung auf ihre eigene autochthone Sockeltektonik angewiesen. Zudem müssten dann auch die Schuppen der subalpinen Molasse in der Tiefe wurzeln und die Schubbahn verriegeln.

Vielfach werden auch die mannigfaltigen Anzeichen tektonischer Bewegungen im Juragebirge, die vor der Faltung stattgefunden hatten, als Embryonalstadien der jungtertiären Bewegungen gedeutet, und es wird die Ansicht vertreten, die Embryonalentwicklung weise autochthone Züge auf. Der Nachweis präexistenter Strukturen im Faltenjura bietet der Fernschubhypothese auch noch eine andere Schwierigkeit. Waren diese Strukturen autochthon, im Sockel verankert – und dies ist bei vielen vom Rheintalgraben und Bressegraben ausstrahlenden Brüchen und Flexuren anzunehmen –, so müsste später die Struktur der Sedimenthaut von der entsprechenden des Sockels abgeschert und um mehrere Kilometer verfrachtet worden sein. Daraus erwachsen mannigfache Probleme geometrischer und mechanischer Art.

Endlich wird geltend gemacht, dass, wird eine Abschürfung des Mittellandes durch die alpinen Gleitdecken trotz allem angenommen, der Faltenverkürzung von 10 bis 20 km im Jura eine ähnliche Lücke des Sedimentmantels im Autochthon der Alpen entsprechen müsste. Sie sei bisher nicht nachgewiesen worden.

Alle diese Einwände sind schwerwiegend und, bestehen sie zu Recht, für die Fernschubhypothese verhängnisvoll. Jede ernsthafte Diskussion der Hypothese muss sich deshalb im einzelnen mit ihnen auseinandersetzen.

B. DIE GESTALT DES SOCKELS

Kennte man den Bau des Sockels unter den Jurafalten, so wäre die Frage nach dem Ausmass der Abscherung zwischen Grundgebirge und Sedimenthaut entschieden, obwohl auch dann noch der grosse Problemkreis der Mechanik, also des räumlich-zeitlichen Bewegungsbildes, der Spannungszustände und der Energiequellen abzuklären bliebe. Unglücklicherweise ist aber gerade über den Jurasockel so gut wie nichts bekannt, man ist im grossen ganzen auf indirekte Evidenz angewiesen, und diese wird von den verschiedenen Forschern je nach Geschmack und Herkunft ganz verschieden gedeutet. Nun ist im vergangenen Jahrzehnt die Sockeltektonik wenigstens an einer Stelle direkt bekannt geworden, und zwar an einem der aufschlussreichsten Punkte des Juragebirges, nämlich in der Gegend von Lons-le-

Saunier. Die hier durch mehrere Bohrungen zutage geförderten Tatsachen erweisen sich als mächtige Schlüssel für die Deutung der indirekten Evidenz.

Auf Figur 1 wurde der Versuch unternommen, eine Skizze vom Verlauf der Sockeloberfläche zu entwerfen. Dabei wurde diese nicht der Oberfläche des Kristallins, sondern der Basis der evaporitreichen Trias gleichgesetzt, wo ja die tektonische Grenze zwischen Sockel und gefalteter Sedimenthaut verläuft. Der Entwurf

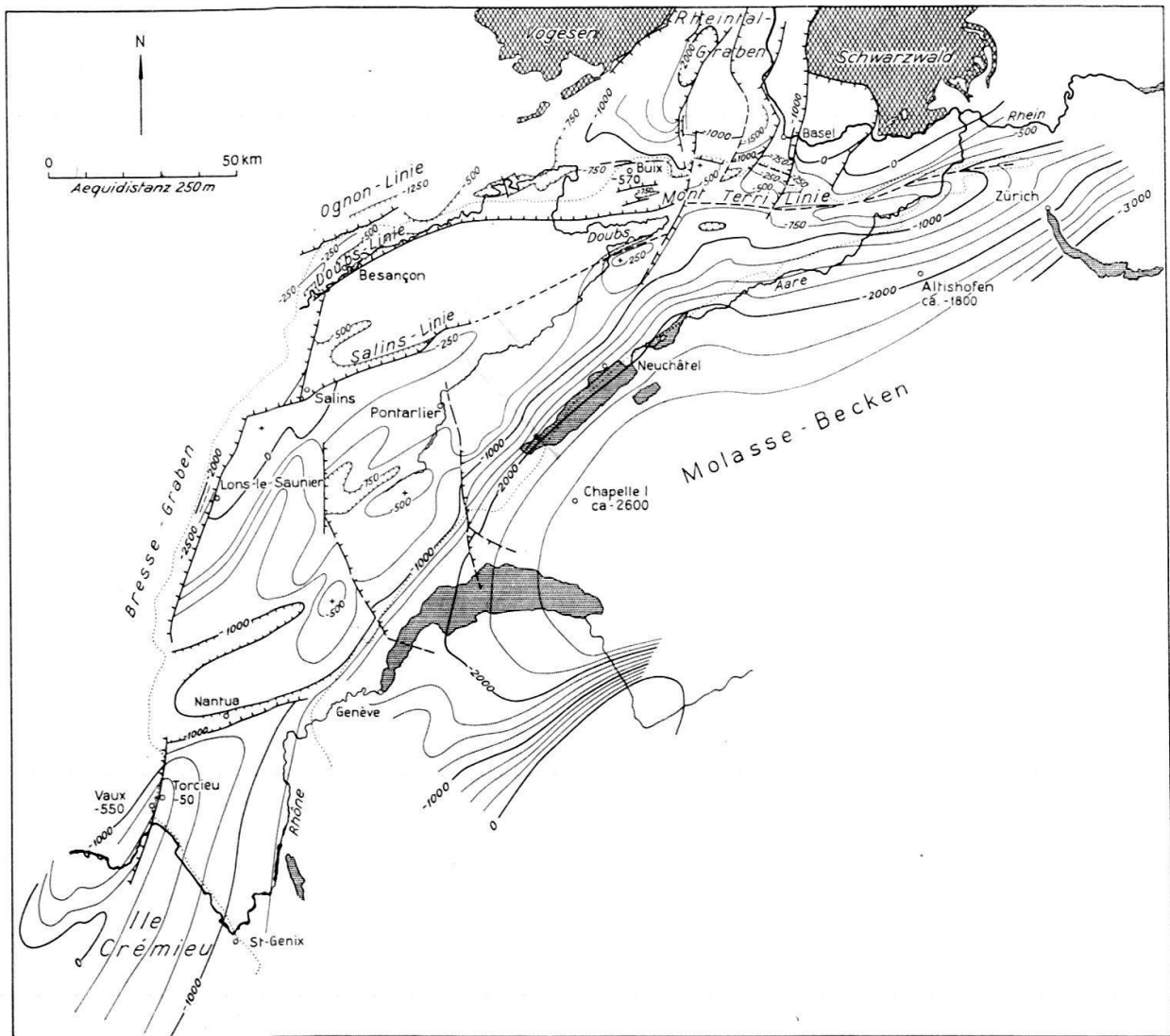


Fig. 1. Isobathen der Sockeloberfläche im Gebiet des Faltenjuras

Diese Figur soll nur die Größenordnung des Sockelreliefs darstellen, sie erhebt keinen Anspruch auf grosse Genauigkeit, doch dürften die Fehler im allgemeinen innerhalb einer Grenze von wenigen hundert Metern liegen. Als Sockeloberfläche gilt die Basis der abgescherten Sedimenthaut, also die Basis des mittleren Muschelkalks im nördlichen und östlichen Jura, die Basis des evaporitreichen Keupers im westlichen Jura, und nicht etwa die Oberfläche des kristallinen Grundgebirges.

beschränkt sich auf die grössten allgemeinen Züge, weil einerseits nicht für den ganzen Jura neue, detaillierte Profile publiziert worden sind, auf die man sich zu stützen hätte, und weil anderseits auch die noch so gewissenhaft gesammelten und verwerteten Oberflächendaten keinen Aufschluss über die Feinstruktur der Sockeloberfläche erlauben, ausgenommen vielleicht an bestimmten Stellen. Trotzdem

bleibt natürlich die Kompilation einer solchen detaillierten Profilserie und die darauf basierende Konstruktion einer Sockelkarte eine wichtige Aufgabe der Jura-geologie, nur geht sie über den Rahmen des hier untersuchten Problems hinaus. Als Grundlage für die Skizze dienten die Profile zur Geologischen Generalkarte der Schweiz 1:200000, Blätter 1, 2, 3 und 5, die französischen geologischen Karten 1:80000, Blätter Besançon, Lons-le-Saunier, St-Claude, Nantua, Chambéry, Lyon, die Ergebnisse der Bohrungen von Lons-le-Saunier (RICOUR 1956), von Journans (MICHEL 1951), von Vaux-en-Bugey und Torcieu (DE MARGERIE 1936) und der Gegend von Lyon (ROMAN 1926), sowie jene der Bohrungen Altishofen (KOPP 1955), Chapelle (LEMCKE 1959), Hirtzbach (VONDERSCHMITT 1942), Buix (SCHMIDT und BRAUN 1924). Die Profile zur Generalkarte liegen weit auseinander, und die aus den Karten gewonnenen Abschätzungen basieren ausschliesslich auf den relativen Höhenlagen der Synklinaltafeln. Dies bedingt, dass nur noch die grossräumigen Wellungen dargestellt werden, die feineren Undulationen des Sockels sind sozusagen aus dem Bild herausgefiltert. Immerhin dürften die Fehler im allgemeinen innerhalb einer Grenze von wenigen hundert Metern bleiben, was für unsere Zwecke belanglos ist.

Das so gewonnene grobe Bild des Jurasockels ist höchst bemerkenswert. Es fällt auf, dass die eigentliche Grundgebirgsfalte vom Molassebecken gebildet wird, während der Jura mehr die Konfiguration einer schwach nach Südosten geneigten Plattform aufweist, die in mehrere Schollen zerbrochen ist. Die Plattform ist im Südosten durch eine Versteilung begrenzt, den Nordwestschenkel des Molassetroges, während die Ränder im Westen und Norden durch bewiesene oder vermutete alte Bruchstrukturen gebildet werden. Der Apex der Juraplattform, zugleich die Stelle des grössten Randabbruches, befindet sich in der Gegend von Lons-le-Saunier und Salins, und ausgerechnet an diesem vielleicht bedeutsamsten Punkte des Kettenjuras haben eine Anzahl von Kohle- und Erdölbohrungen die Konfiguration des Sockels, die palaeogeographische Geschichte und das Ausmass der Abscherung im Detail enthüllt!

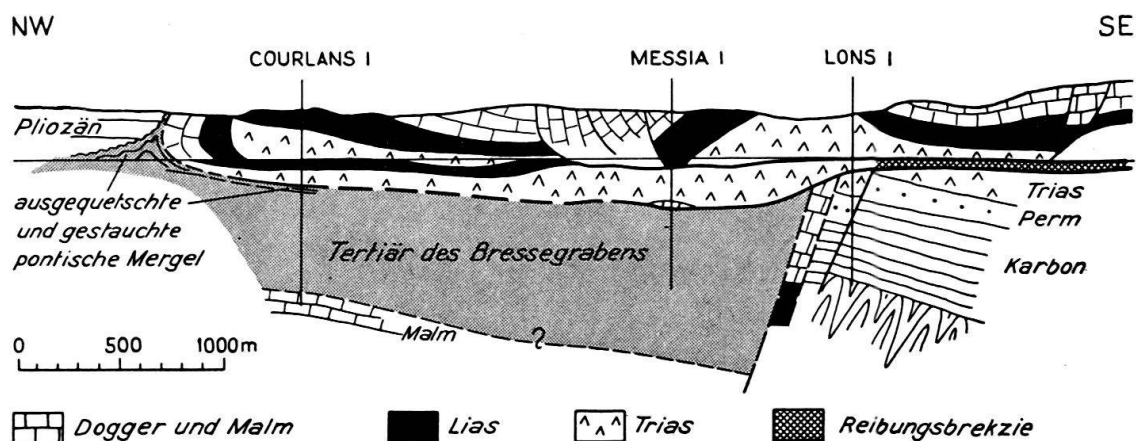


Fig. 2. Profil durch die Gegend von Lons-le-Saunier nach RICOUR (1956)

Figur 2 gibt ein Profil durch die Gegend von Lons-le-Saunier nach RICOUR (1956) wieder. Es basiert auf Bohrergebnissen und Oberflächengeologie und könnte

vielleicht in einigen Nebensächlichkeiten anders konstruiert werden, nicht aber in den wesentlichen Punkten. Diese sind:

1. Die Sedimenthaut ist vom Jurasockel in der salinären Trias abgeschürft und als flaches Überschiebungsbrett um 5 Kilometer über den Bressegraben hinausgeschoben worden.

2. Unter den Überschiebungsmassen verläuft die grosse Bruchzone des Bressegrabenrandes mit einer Sprunghöhe von ungefähr 2,5 Kilometern. Sie besteht aus Zerrbrüchen im wesentlichen oligozänen Alters und verhielt sich während der jungtertiären Jurafaltung passiv. Diese Tatsache verdient im Hinblick auf die Kartenskizze Figur 1 nochmals besonders hervorgehoben zu werden: *das grösste Relief des Jurasockels an seiner Kulmination ist das Ergebnis oligozäner Zerrtektonik.*

Soviel lässt sich unmittelbar aus den Bohrprofilen ablesen. Aber auch noch andere, mehr indirekte Schlüsse drängen sich auf:

Das Hinterland der Randüberschiebung besteht aus den nur wenig gestörten flachen Sedimenttafeln der Plateaux von Lons-le-Saunier, Champagnole und Nozeroy. Eine Sockelverkürzung von 5 Kilometern unter diesen Plateaux scheint ausgeschlossen. Auch die schmalen Störungszonen der Euthe und von Syam, welche die Plateaux voneinander trennen, können nach menschlichem Ermessen unmöglich eine Sockelverkürzung dieses Ausmasses verdecken. Dies bedeutet aber, dass die Zone der Plateaux, also eine Sedimenttafel von 30 km Breite, vom Sockel abgeschert und mehr oder weniger en bloc um mindestens 5 Kilometer verschoben worden ist. Die nächste Möglichkeit, eine Sockelverkürzung anzunehmen, besteht erst im Gebiet der inneren Ketten, im Faisceau Helvétique. Aber auch hier muss sich die Konstruktion einer solchen Verkürzung überaus künstlicher Mittel bedienen, wie weiter unten im einzelnen dargelegt wird. Dies ergibt sich auch sofort aus Figur 1: südlich und östlich der Randbruchzone des Bressegrabens entwickelt die Sockeloberfläche erst in der Randflexur gegen das Molassebecken – wenn man dieser mässigen Verteilung so sagen darf – wieder ein ausgeprägteres Relief. *Auch dieses ist aber im wesentlichen oligozänen bis miozänen Alters.* Es kann nicht mit einem postpontischen Nordwestschub der Sedimenthaut um mindestens 5 km in Beziehung gebracht werden. Ausserdem fällt der Sockel gegen das Molassebecken nach Südosten ab, also entgegengesetzt der postpontischen Schubrichtung. Daraus aber muss wohl gefolgert werden, dass nicht nur das Gebiet der Plateaux, sondern der gesamte Faltenjura wenigstens in diesem Abschnitt eine Abscherungsdecke im Buxtorfschen Sinne ist, es sei denn, dass Vorgänge im Spiele waren, die sich zurzeit nur schwer rational erfassen lassen.

Die Bohrungen von Lons-le-Saunier erlauben aber auch gewisse Aussagen über die Konfiguration des Sockels gegen Nordosten zu. Figur 1 zeigt hier, in der Gegend von Salins, einen mächtigen ENE streichenden Sprung, der vom Bressegrabenrand absplittert und in der Sedimenthaut dem «Faisceau Salinois» entspricht. Die Grösse des Sprunges lässt sich daraus ermessen, dass die Bajocientafel des Plateaus von Lons-le-Saunier im Süden von Salins eine Höhenlage von 600 bis 700 m einnimmt, während die Kimmeridge-Tafel der Synklinalplatte von Arelle nordwestlich Salins auf etwa 400 m liegt. Dem entspricht eine Niveaudifferenz der Sockeloberfläche von gegen 1000 m. Gegen ENE zu verringert sich der Verwerfungsbetrag, Nun ist der Sockelabbruch gegen Westen oligozänen Alters, und es lässt sich vermuten,

dass der Abbruch derselben Tafel gegen Norden gleichaltrig ist, also auch dem oligozänen Zerrsystem angehört. Wäre dem nicht so, wäre der Sockelsprung von Salins das Ergebnis einer postpontischen Überschiebung, so müsste wohl der überschobene und aufgepresste Block von Lons-le-Saunier auch an seiner Westbegrenzung eine entsprechende postpontische Heraushebung gegenüber der Bresse erfahren haben. Davon aber kann keine Rede sein.

Zwar verläuft die Überschiebungsfläche bei der Querung des Bressegrabenrandes nicht eben, sondern senkt sich um etwa 200 m in den Graben hinein, und dies könnte als sekundäre Verstellung der Überschiebungsfläche gedeutet werden. Es könnte sich z.B. um quartäre Bewegungen im Bressegraben ähnlich den jungen Bewegungen im Rheintalgraben handeln. Eine andere und vielleicht bessere Interpretation wird aber durch die Beobachtung nahegelegt, dass die pontischen Mergel vor der Überschiebungsstirne bis weit in die Bresse hinein Stauchungserscheinungen aufweisen. Möglicherweise hat sich also die Überschiebungsdecke wie ein Gletscher verhalten und die wassergesättigten weichen Mergel des Pontien unter ihrem Gewicht ausgequetscht und vor sich hergetrieben. Die tiefere Lage der Überschiebungsbasis im Tertiärgebiet wäre dann durch die Ausquetschung des Pontien bedingt. Diese Interpretation lässt sich durch die weitere Bemerkung stützen, dass im Bereich des Bressegrabens die Überschiebungsmassen durch eine zweite Scherfläche in ein unteres, chaotisches und ein oberes, mehr monoklinal gebautes Stockwerk unterteilt ist. Die obere Scherfläche aber quert den Grabenrand ohne Anzeichen einer Verstellung. Die chaotischen Massen in ihrem Liegenden können als in der Vertiefung liegen gebliebene Stopfmassen aufgefasst werden, die beim Überschiebungsprozess von der jeweiligen Deckenstirn geliefert wurden und dann von den nachstossenden Massen überfahren wurden. Eine ähnliche Interpretation scheinen auch die französischen Geologen zu bevorzugen. Wie dem auch sei: es dürfte schwer halten, diese Unregelmässigkeit in der Überschiebungsfläche mit einer Aufschiebung des Jurasockels im Faisceau Salinois in Verbindung zu bringen.

Die ENE streichende Grundgebirgsstruktur von Salins gehört zum System oligozäner Zerrtektonik, daran ist kaum zu zweifeln. Dann aber wird man nicht zögern, auch den ENE streichenden Sockelsprüngen des Faisceau Bisontin (Doubslinie, Gouttière du Doubs) und der Avant Monts (Ognonlinie) demselben System zuzuweisen. Man würde dann für den Jurasockel zu einem ähnlichen Ergebnis wie PHILIPP (1942) gelangen: Er ist ein Bestandteil des saxonischen Bruchschollenfeldes. Die durch die genannten Verwerfungszonen begrenzten Grundgebirgssegmente sind im allgemeinen gegen SE geneigte antithetische Kippschollen.

Ausserordentlich interessant ist weiter der südwestlichste Jura etwa zwischen Nantua und Lagnieu. Wie die Sockeloberfläche hier im einzelnen verläuft, ist noch völlig unklar, aber es lassen sich folgende grobe Züge erkennen. Von Pont d'Ain am Westrand muss sich eine tiefe Querdepression über Nantua und den Lac de Silan ins Molassebecken erstrecken. Sie ist durch Kreide bis zum Urgon, stellenweise sogar noch Albien und Oberkreide in den Synklinalen charakterisiert. Südlich der Querdepression steigt der Sockel wieder an gegen das Hoch der Ile Crémieu. In der Bohrung Torcieu wurde die Basis der abgescherten Serie bei -50 m angetroffen (DE MARGERIE 1936). Dieses Hoch muss aber alt sein, denn nordöstlich Ambérieu wurden aquitane Blättertuffe, zusammen mit Geröllen von Rauracien und Séquanien, auf

Bajocien liegend gefunden (BOISTEL 1894). Die Querdepression von Nantua, die eine um ca. 1000 m mächtigere mesozoische Sedimentfolge enthält, muss also ebenfalls alt sein. Dabei stimmen die Zahlen für die differentielle präaquitane Erosion und für den mutmasslichen Niveauunterschied der Sockeloberfläche ungefähr überein, man darf also schliessen, dass auch hier die Sockelkonfiguration im Oligozän ausgebildet und von der Faltung jedenfalls nicht merklich in Mitteleidenschaft gezogen wurde.

Ob die südwestliche Begrenzung des Faltenjuras gegen den Tafeljura der Ile Crémieu einem Sockelsprung entspricht, ist fraglich. Jedenfalls müsste die Sprunghöhe gering sein. Immerhin verläuft die Grenze genau parallel zu einem System offenbar alter Brüche in der Tafel der Ile Crémieu.

Auch die östlichen Teile des Jurasockels werden durch oligozäne Elemente beherrscht. Der rheintalische Jura s. l., also der nördlich und südlich vom Delsberger Becken gelegene Abschnitt ist schon seit langem als durch präexistente rheintalische Strukturen geprägt erkannt worden. Diese verlaufen hier mehr oder weniger quer zu den Falten, so dass ihre Andersartigkeit sofort in die Augen springt. Vergleicht man die strukturelle Höhenlage des westlichen Delsberger Beckens mit jener der Synklinaltafeln von St-Ursanne-Ocourt und Tariche westlich des Beckens, so kann man schätzen, dass der Sockel im Becken ca. 200 m tiefer liegt (vgl. LAUBSCHER 1948, DIEBOLD 1960). Diese Differenz ist aber nach den stratigraphischen Verhältnissen im wesentlichen oligozänen Alters, und wahrscheinlich haben auch noch miozäne Bewegungen mitgespielt. Jedenfalls hat sie zur Zeit der Faltung schon bestanden.

Eine weitere Struktur, die als vor der Faltung angelegt gilt, ist die sogenannte Mont Terri-Linie, die im allgemeinen die nördliche Begrenzung des östlichen Kettenjuras markiert. Dabei handelt es sich um ein heterogenes Gebilde, das aus einer mehr oder weniger E-W verlaufenden Anordnung von Störungen wechselnden Versetzungssinnes besteht. Ob Brüche oder bloss Flexuren auftreten, steht noch aus. Im Osten liegt die südliche Scholle, die des Faltenjuras, tiefer. Dies ergab sich in eindrucklicher Weise aus den Befunden beim Bau des Hauensteintunnels (BUXTORF 1916). Im Gebiet der Lägern ist die südliche Scholle schon vor dem Aquitanien abgesunken (vgl. VON BRAUN 1953, Fig. 2 und PAVONI 1956). Auch weiter westlich weist die Verteilung der Tertiärsedimente darauf hin, dass die Schollenbewegungen an der Mont Terri-Linie schon vor der Faltung stattfanden. Eine jungtertiäre Sockelüberschiebung wird weiterhin dadurch ausgeschlossen, dass die Südscholle tiefer liegt. Westlich des Delsberger Beckens hingegen liegt die Südscholle um vielleicht 100 m höher. In diesem Gebiete haben wir versucht, auf Grund der detaillierten Untersuchungen des Basler geologischen Instituts (DIEBOLD 1960), den Verlauf der Sockeloberfläche in einem Profil zu fassen (Fig. 3). Das Profil wurde konstruiert unter der einleuchtenden, auch von andern Autoren benützten Annahme, dass die Länge der einzelnen Schichten von Synklinalachse zu Synklinalachse gleich gross sein muss. Die an steilen Faltenschenkeln oftmals beobachtete Streckung der Schichten durch schiefe Zerschierung bleibt dabei allerdings unberücksichtigt, doch ergeben Messungen der in den Falten ausgequetschten Volumina, dass dieser Fehler bedeutungslos ist. Es ergibt sich eine Verkürzung von 950 m im Hauptrogenstein der Mont Terri-Kette und eine solche von 1150 m in der Clos du Doubs-Kette. Im

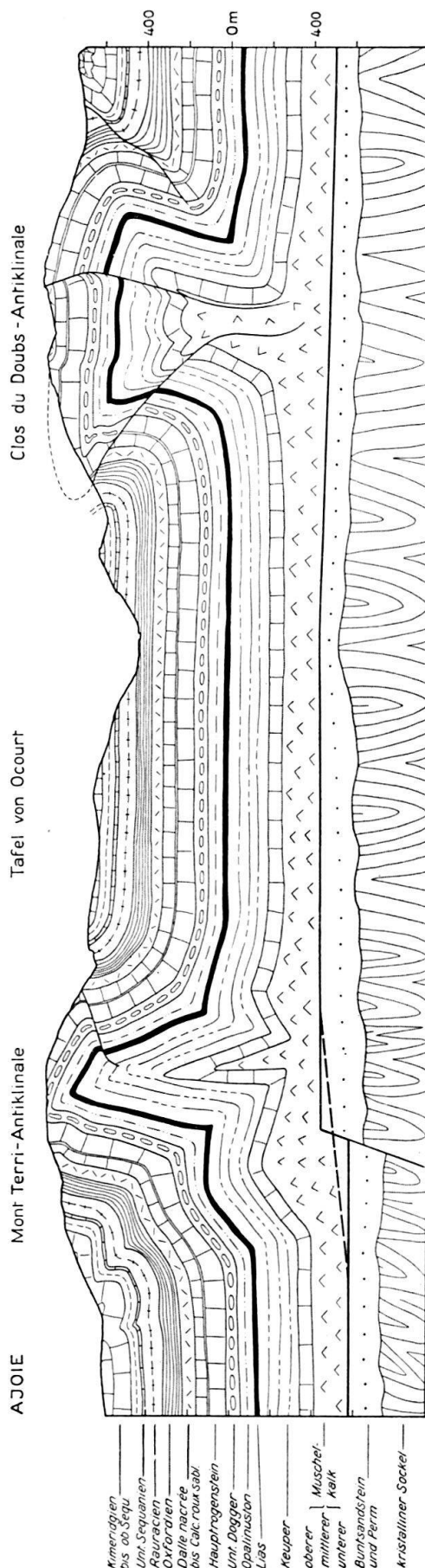


Fig. 3. Profil durch die Mont Terri- und die Clos du Doubs-Kette im Gebiet von Ocourt. Nach den Aufnahmen von P. DIEBOLD (1960).

Sockel würde sich höchstens ein geringer Bruchteil dieser Verkürzung unterbringen lassen, es sei denn, man nehme zu künstlichen Kniffen seine Zuflucht, von denen unten noch die Rede sein wird. Dabei ist zu beachten, dass der gesamte Sockelsprung unter der Mont Terri-Kette mit Leichtigkeit älteren Bewegungen zugeschrieben werden kann. Es zeigt sich also auch für den östlichen Jurasockel, dass er während des älteren Tertiärs ausgestaltet wurde und sich, wenigstens in grossen Zügen, während der jungtertiären Faltung passiv verhielt.

Es ergibt sich also:

Der Jurasockel war in seiner gesamten Ausdehnung schon lange vor der Faltung zu seiner heutigen Struktur ausgestaltet, er verhielt sich bei der Faltung passiv. Zwar ist diese Behauptung nur an einer Stelle durch direkte Beobachtung erhärtet, doch folgt sie auch für den übrigen Jura, wenigstens im wesentlichen, aus der grossen Masse indirekter Evidenz.

Will man dennoch eine autochthone Sockelverkürzung konstruieren, so muss man sie sorgfältig zwischen den älteren Strukturen verstecken, so dass diese von ihr nicht ergriffen werden. Ein wahrhaft schwieriges Unterfangen, ist doch eine Verkürzung von 10 bis 20 Kilometern eine unvergleichlich stärkere Beanspruchung des Sockels als die alttertiäre Schollenbewegung. Dazu müsste man sich jedenfalls schon gehöriger Kunstgriffe bedienen. Versuche in dieser Richtung sind verschiedentlich unternommen worden. Um ihre Chancen auf Erfolg einigermaßen abwägen zu können, müssen wir notgedrungen etwas ins Theoretisch-Spekulative abschweifen. Zur Verdeutlichung der Probleme mögen die schematischen Skizzen Fig. 4 bis 8 dienen.

Nach der MOHR-COULOMBSchen Festigkeitslehre, die sich für Gesteine im Druck-

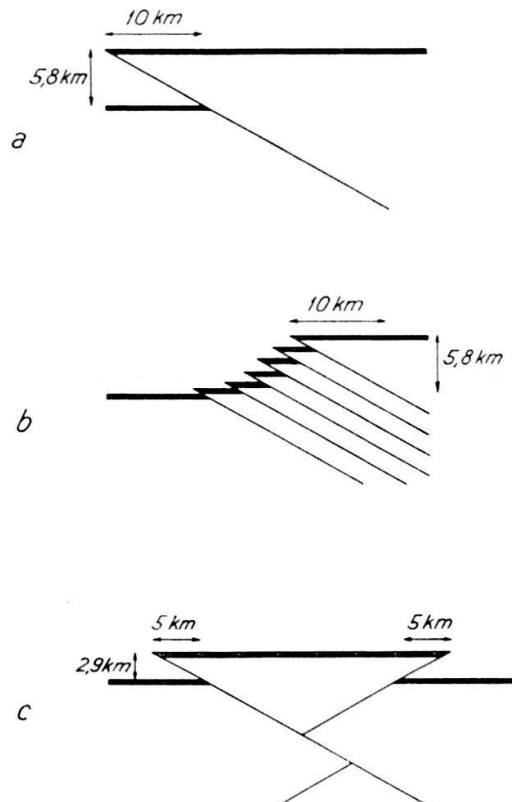


Fig. 4. Die Auspressung von Sockelmassen an Mohrschen Überschiebungsflächen

Temperaturbereich, der dem vorliegenden Fall entspricht, aufs beste bewährt hat, müssten sich im komprimierten Jurasockel nach Überschreiten der Festigkeitsgrenze streichende Überschiebungen ausbilden, die etwa um 30° einfallen würden. Soll an solchen Flächen eine Verkürzung von 10 km erzeugt werden, so wird der Sockel herausgepresst, und zwar um 5,8 km bei einseitigem Südfallen der Überschiebungsbahnen (Fig. 4a, b) und um mindestens 2,9 km, wenn nord- und südfallende Überschiebungen ausgebildet werden (Fig. 4c). Davon ist im Jura auch nicht die Spur zu erkennen. Man beachte, dass der Apex des Jurasockels bei Lonsle-Saunier durch oligozäne Zerrtektonik entstanden ist, und dass die Querdepressionen von Delsberg und Nantua ihre Tiefenlage trotz der Faltung bewahrt haben. Dabei müsste sich die Herauspressung in jedem Querprofil, auch in diesen Depressionen, bemerkbar machen.

Will man die nötige Verkürzung im Sockel unterbringen, so muss man schon den bewährten Boden der MOHRschen Festigkeitslehre verlassen und gewisse ad-hoc-Hypothesen einführen.

Man könnte z.B. annehmen, die Scherflächen seien nicht um 30° , sondern viel flacher geneigt. Damit liesse sich natürlich die zentrale Herauspressung nach Belieben vermindern. Nur gelangt man dabei wiederum zum Bild subhorizontaler Abscherungsflächen, die aber diesmal intrakristallin verlaufen müssten. Subhorizontale Abscherungsflächen bedeuten aber jedenfalls wieder Fernschub, das prinzipielle Problem der Wurzeln ist dasselbe wie bei der BUXTORF'schen Hypothese, während die mechanischen Schwierigkeiten wegen der Steigerung der basalen Reibung immens wachsen müssten. Wenn schon Fernschub mit basaler Abscherung, dann bestimmt in der salinären Trias!

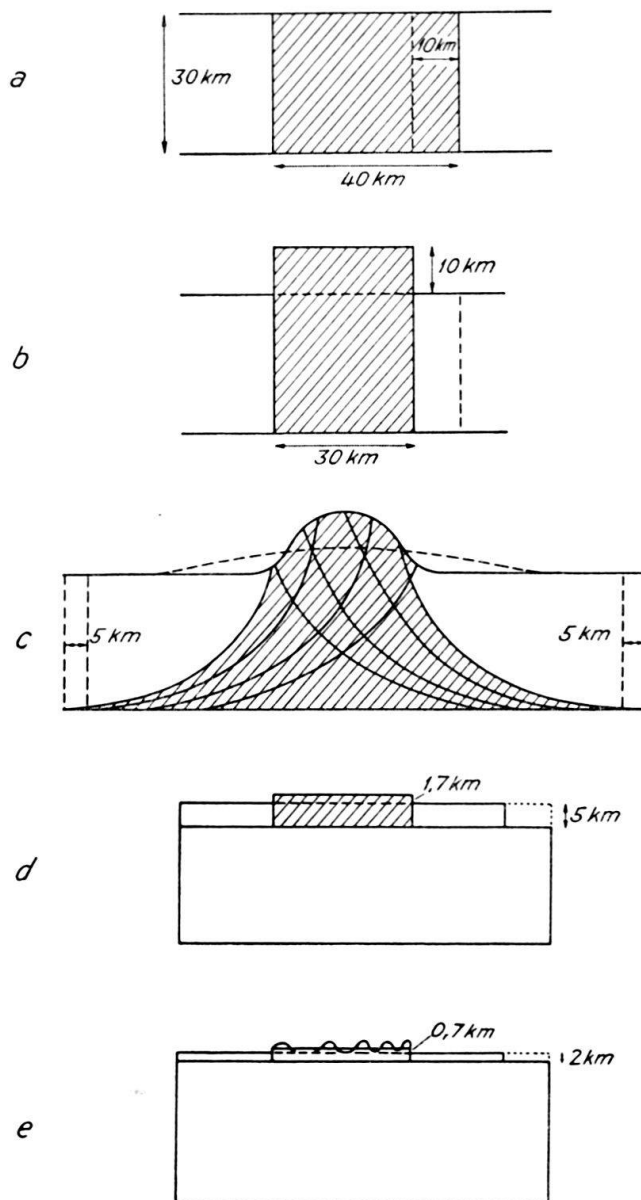


Fig. 5. Die Auspressung von Sockelmassen bei verschiedenen Dicken des komprimierten Krustenbezirks, schematisch

Die Breite des zusammengedrückten Krustenblocks war vor der Faltung 40 km, sie wurde um 10 km auf 30 km verkürzt, was ungefähr dem Abschnitt auf der Höhe von Porrentruy–Grenchen entspricht.

a) Dimensionen des Krustenblocks. b) Die ganze kontinentale Kruste (30 km dick) wird von der Verkürzung erfasst (echte Sockeltektonik). c) Die ganze kontinentale Kruste wird erfasst, aber nur innerhalb plastischer Zonen deformiert. Es wird das gleiche Volumen ausgepresst wie für b), doch kann es auf ein grösseres Gebiet verteilt werden entsprechend der seitlichen Ausdehnung der plastischen Zonen (schraffiert). d) Erfasste Krustendicke 5 km. e) Erfasste Krustendicke 2 km, etwa dem verfalteten Sedimentmantel entsprechend. Ersetzt man die gleichmässige durch eine undulierende Heraushebung, so erhält man ein Modell der Jurafaltung, das praktisch mit der Wirklichkeit übereinstimmt.

Man kann das geometrische Problem der Sockelverkürzung auch noch von einer andern Seite betrachten, vgl. Fig. 5. Echte Sockelverkürzung würde eine Kompression der gesamten kontinentalen Kruste von rund 30 km Dicke bedeuten. Es würde also ein Block von 30 km Höhe und 40 km Breite auf 30 km Breite zusammengedrückt. Entweichen die überflüssigen Massen nach oben, so ergeben sie ein Gebirge von durchschnittlich 10 km Höhe auf 30 km Breite (Fig. 5a, b). Dies gilt auch, wenn die Deformation an irgendwelchen plastischen Fließflächen stattfindet (Fig. 5c). Ist der erfasste Krustenbezirk nur 5 km dick, so wird immer noch ein Grundgebirgsblock von 1,7 km Höhe herausgepresst (Fig. 5d). Ausserdem würde dieses Modell noch einen intrakristallinen Abscherungshorizont in 5 km Tiefe voraussetzen, wie er nach heutigem Wissen kaum existiert. Weiter ist zu erkennen, dass man damit dem Fernschub keineswegs entronnen wäre, die Schubbahn wäre einfach um ein Kleines unter die Trias versenkt. Will man eine für den Jura tragbare Herauspres-

sung erzielen, so muss der erfasste Krustenbezirk nochmals drastisch reduziert werden, auf eine Dicke von etwa 2 km (Fig. 5e). Es ergibt sich eine mittlere Heraushebung von 700 m. Das ist fast genau, was man im Jura, Abschnitt Porrentruy-Grenchen, beobachtet, man muss nur den erfassten Krustenbezirk der Sedimenthaut gleichsetzen und sich statt der durchschnittlichen eine undulierende Heraushebung denken. Keines der andern Modelle lässt sich auch nur im entferntesten mit der beobachteten Wirklichkeit vergleichen, dieses aber passt, wie wenn es auf sie zugeschnitten wäre. Dies ist immerhin Evidenz, die zu denken geben müsste.

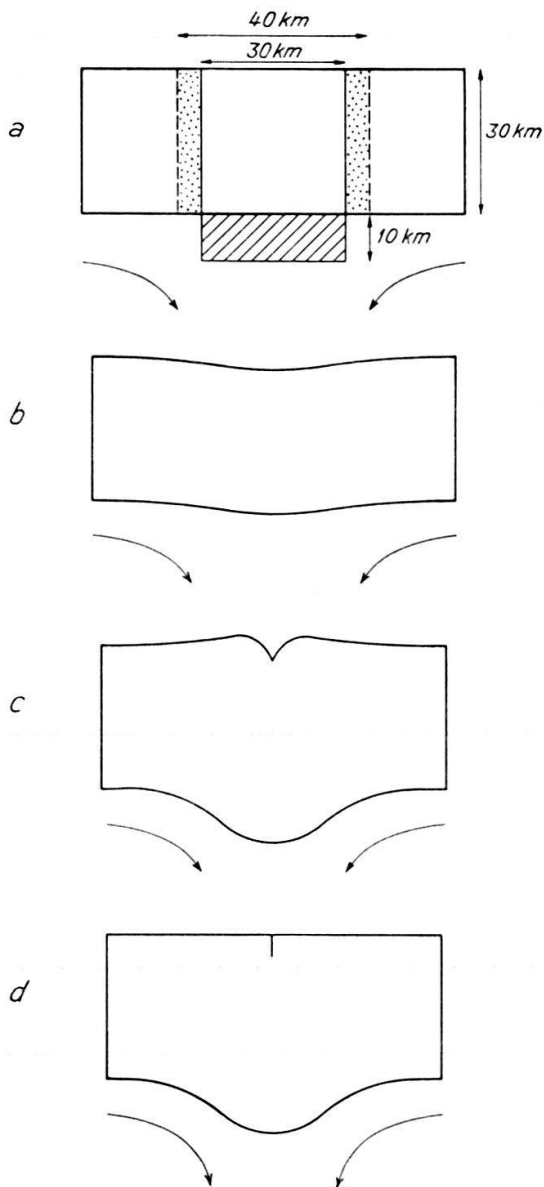


Fig. 6. Verkürzung des Sockels durch einen Absaugmechanismus

a) Dimensionen: die Kruste wird beidseitig um 5 km zusammengedrückt (punktierte Streifen). Die entsprechende Masse wird in die Tiefe abgesaugt (schraffierte Fläche). b) Beginn der Absaugung: ausgedehnte Einmuldung. Sie hat in der tertiären Geschichte des Juragebietes nie existiert. c, d) Die spätere Entwicklung müsste dann irgendwie zu einem Endprodukt d) führen, bei der die Sockeloberfläche nicht merklich verändert ist, aber eine versteckte Absaugnarbe von 5 km Tiefe enthält. Diese müsste sich durch den ganzen Jura erstrecken, also auch die präexistente Querdepressionen von Delsberg und Nantua kreuzen, allerdings ohne ihnen etwas anhaben zu können.

Es sind jedoch noch andere Möglichkeiten erwogen worden. Man kann z.B. einen Absaugprozess zu Hilfe nehmen und die überschüssigen Sockelmassen statt in die Höhe, wo sie offensichtlich nicht hingekommen sind, in die Tiefe abwandern lassen. Nun möchte man allerdings meinen, dass eine Kruste von 30 km Dicke, die in die Tiefe gesaugt wird, während dieses Prozesses auch an der Oberfläche eine gewisse ausgedehnte Einbuckelung erfahren müsste, wenigstens eine Zeitlang (Fig. 6). Absaugtektoniker assoziieren sonst diesen Vorgang mit der viele Jahrtausende an-

dauernden, gewaltigen regionalen Absenkung von Geosynklinalen. Experimente und theoretische Erwägungen, sie alle kommen nicht ohne eine grossräumige Einbuckelung aus. Soll man diese Vorstellungen zugunsten einer eigens für den Jura aufgestellten ad-hoc-Hypothese über Bord werfen? Von der ganzen tertiären Geschichte des Juras und seiner Umgebung muss gerade dieses Element in die Augen springen: Das Molassebecken im Süden, Rheintalgraben und Bressesenke im Norden und im Westen sinken in die Tiefe, der Jura aber wird nur von den Ausläufern dieser Bewegungen berührt, er bleibt ein relativ stabiles Hochgebiet. Zeichnerische Lösungen, etwa wie sie von LEES (1952) und GOGUEL (1959) vorgeschlagen wurden, enthalten eine mehr oder weniger horizontale Ausgleichsfläche, die eine Absaugtektonik von einer darüber liegenden Ausquetschtektonik trennt. Muten diese Lösungen schon auf dem Profil etwas zu kunstvoll an, so können sie erst recht, auf die ganze, riesige, vom Faltenjura eingenommene Fläche kaum mehr ernstlich in Betracht kommen. Man bedenke übrigens, dass diese Ausgleichsfläche auch die prä-existenten Querdepressionen von Delsberg und von Nantua voll konservieren musste! Man kann die Absaughypothese von den verschiedensten Seiten betrachten, sie bleibt immer gleich unannehmbar.

Wenn aber die überschüssigen Sockelmassen weder ausgepresst noch abgesaugt worden sind, wohin könnten sie sonst noch geraten sein? Diese Kleinigkeit von nahezu 100 000 km³ kann doch nicht einfach in der Reibungsbreccie zwischen den Bruchschollen verschwinden (vgl. AUBERT 1959). Man kann sich ausrechnen, dass dies einer Massenverdichtung gleichkommen würde, wie sie etwa im Innern eines Fixsternes zu suchen wäre. Ist man weniger extrem und lässt sich die Verdichtung gleichmässig durch den ganzen Sockel verteilen, so findet man heraus, dass dieser zu einem Mantelgestein von der Dichte des Eclogits umgewandelt sein müsste. Auch das ist wohl vom Jura zuviel verlangt.

Noch sind aber die Möglichkeiten nicht erschöpft. Ein weiterer, sehr eleganter Kunstgriff wurde von PAVONI (1956) bildlich dargestellt, allerdings ohne detaillierte Erläuterungen. Danach würde die spätere Überschiebungsfläche ungefähr einer früheren Abschiebungsfläche entsprechen. Abschiebungs- und Aufschiebungsbetrag heben sich im wesentlichen auf, so dass trotz Einengungstektonik der Sockel flach liegt. Dazu ist zweierlei zu bemerken. Zunächst einmal ist an ein ähnliches Modell zu erinnern, das BANKS und DRIVER (1957) für die Anaco-Überschiebung in Ostvenezuela entwickelt haben. Es basiert in diesem Falle auf einer Unzahl von Bohrungen nebst zahlreichen seismischen Messungen. Die genannten Autoren zeigen, dass diese Überschiebung die Umkehrung einer früheren Abschiebung ist. Diese fand gleichzeitig mit der Sedimentation statt, auch standen die Bewegungen um die Wendezeit mehr oder weniger still, so dass die grosse Masse der jüngeren Sedimente durch die Abschiebung nicht oder nur geringfügig gestreckt wurden. Bei der nachfolgenden Überschiebung wurden sie im vollen Betrage eingeeengt, d.h. gefaltet und überschoben, während bei den tieferen Schichten zunächst der Abschiebungsbetrag wettgemacht werden musste, so dass sie eine scheinbar viel geringere Einengung aufweisen. Dieser Fall liegt aber im Jura nicht vor, weil die mesozoischen Sedimente nicht über einem entsprechend gestreckten Sockel abgelagert wurden. Ein solcher hätte sich in tiefsten, von salinärer Trias angefüllten Gräben kundtun müssen. Um einen Zerrungsbetrag von 10 km zu erzeugen, müsste die axiale Zone

bei einem Einfallen der Abschiebungsflächen von 60° (entsprechend der MOHR-COULOMBSchen Festigkeitslehre) um den Betrag von $5 \text{ km/tg } 30^\circ$, das sind fast 9 km, eingesunken sein. Dafür fehlt jeder Anhaltspunkt.

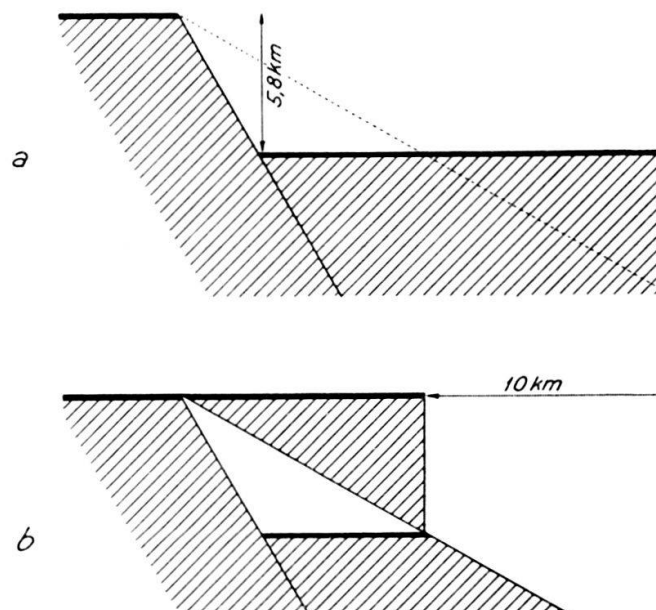


Fig. 7. Sockelverkürzung durch kompressive Heraushebung vorangegangener Absenkungen
a) Absenkung des Südblocks um 5,8 km. b) Kompressive Herauspressung des Südblocks um 5,8 km längs 30° fallender Überschiebungsfläche ergibt horizontale Verkürzung von 10 km.

Nun nimmt PAVONI allerdings an, die Abschiebung sei an wesentlich steileren Bruchflächen geschehen als die nachfolgende Aufschiebung. Nehmen wir das Einfallen der Aufschiebungsfläche zu 30° an – wiederum im Einklang mit MOHR-COULOMB – so entspricht, wie oben gezeigt, einer symmetrischen Sockelverkürzung von 10 km eine vertikale Hebung von 2,9 km. Soll also durch diese Aufschiebungen der vertikale Versatzbetrag vorangehender Abschiebungen wieder wettgemacht werden, so müssten die Einbruchsraben im Jura insgesamt eine Tiefe von immerhin mindestens 2,9 km erreicht haben, bei einseitigem nordgerichtetem Schub würde dies sogar einer vorhergehenden Absenkung gegen Süden um 5,8 km entsprechen (Fig. 7). PAVONI denkt dabei an tertiäre Einbrüche im Zusammenhang mit der Ausgestaltung des Molassebeckens. Die Stratigraphie des Tertiärs im Jurainnern schliesst aber solche Einbrüche vollständig aus. Von den grossen randlichen Einbrüchen ist der grösste, der Bressegraben bei Lons-le-Saunier, bei der Faltung nicht reaktiviert worden. Das Jurainnere und die nördlichen und westlichen Randgebiete kommen für den PAVONISchen Mechanismus nicht in Frage, man müsste schon versuchen, die Kompensation Abschiebung–Aufschiebung für die gesamte Verkürzung des Faltenjuras an dessen Innenrand zu konzentrieren. Dies bedeutet einseitigen Schub von Süden und damit eine postpontische Hebung des Molassebeckens um mindestens 5,8 km, was offensichtlich nicht annehmbar ist. Zu ähnlichen Ergebnissen führt die Annahme, die ursprüngliche Streckung habe rotierende (antithetische) Bruchschollen erzeugt anstatt rein vertikale Einbrüche.

Von gewissen Autoren wurden Varianten der beschriebenen Kunstgriffe verwendet. So zeichnet AUBERT (1945) Kristallinschuppen, die an nach oben konkaver

Fläche aufgeschoben sind. Das Profil geht nicht sehr tief, doch genügen die Andeutungen, um zu erkennen, dass es sich im wesentlichen um den Fall subhorizontaler intrakristalliner Abscherungen handelt, die geforderte Sockelverkürzung kann nur durch in der Tiefe sehr flache Aufschiebungen im Kristallin erreicht werden.

UMBROVE (1951) endlich nimmt an, die Abscherung sei nicht auf Überschiebung von Süden, sondern vielmehr auf Unterschiebung des Sockels von Norden zurückzuführen. Dabei hätten sich Kristallinschuppen am Innenrand des Juras gebildet, und die Sedimenthaut sei zwischen diesen und den südwärts wandernden Grundgebirgserhebungen von Schwarzwald, Vogesen und Massif Central zusammengestaucht worden. Diese Hypothese eliminiert aber keine einzige der Schwierigkeiten, die den andern autochthonen Lösungsversuchen im Wege stehen. Wiederum entspricht einer Verkürzung von 10 km in der Sedimenthaut eine entsprechende im Sockel. Sie wäre in den Kristallinschuppen des Innenrandes konzentriert. Die Bewegung wäre einseitig, und deshalb müsste bei einer Scherfläche von 30° Einfallen und einer Verkürzung von 10 km eine Niveaudifferenz zwischen dem unterschobenen und dem stehengebliebenen Block von 5,8 km geschaffen werden (Fig. 8a). Ob diese Differenz durch einseitiges Heben des südlichen Blockes oder durch einseitiges Abpressen des nördlichen Blockes oder durch eine Kombination beider Vorgänge zustande kommen soll, macht keinen Unterschied: sie besteht einfach nicht. Auch für die Unterschiebungshypothese kommt schliesslich eine genügende Sockelverkürzung erst in den Massiven in Frage, und dies läuft wiederum

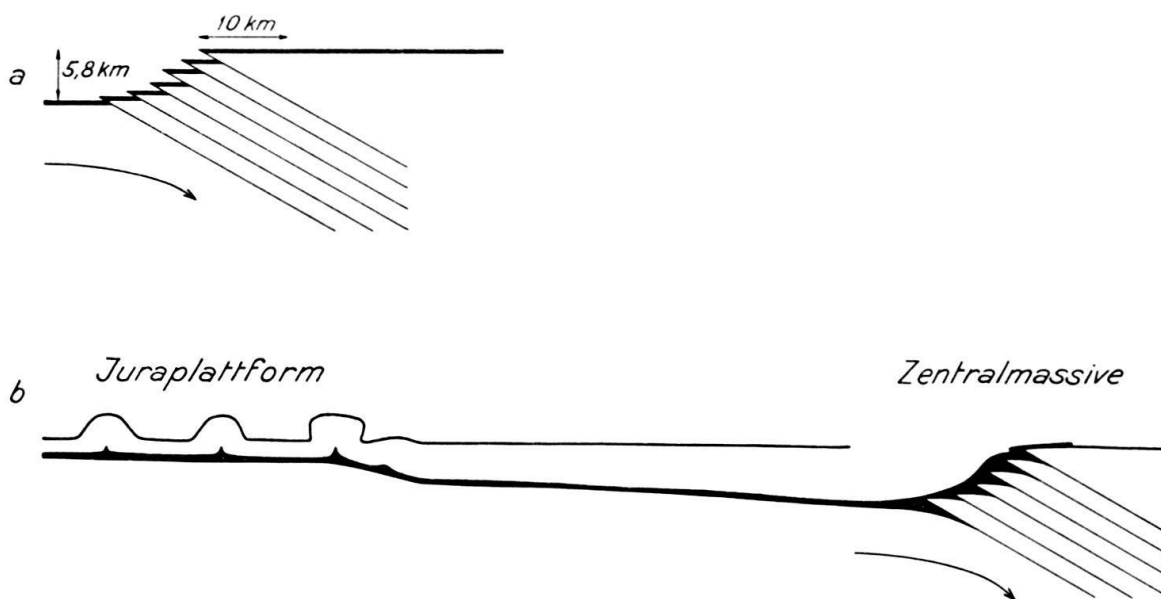


Fig. 8. Unterschiebung des Sockels von Norden
a) bei autochthoner Verkürzung. b) bei Verkürzung in den Massiven

auf einen Fernschub hinaus (Fig. 8b). Die UMBROVESche Annahme übrigens, dass Schwarzwald, Vogesen und Massif Central als stauende Hindernisse bei der Faltung gewirkt hätten, ist kaum haltbar. Als Kronzeuge dafür dient ihm der rheintalische Jura, der so auffällig nach Norden vorgeschoben erscheint. Dies wird damit erklärt, dass im Rheintalgraben sich kein stauendes Hindernis befinde. Nun aber

fällt nach VONDERSCHMITT (1942) der besonders ausgeprägte Westrand des vorgeschobenen Faltenbündels mit dem Westabbruch des Horstes von Mülhausen zusammen, nicht etwa mit dem Ostrand eines Vogesenspornes. Der Jura ist also hier nicht durch die Vogesen beeinflusst, sondern durch interne Strukturen des Rheintalgrabens, und zwar sind die Falten im Bereich eines internen Hoches weiter nach Norden entwickelt als im Bereich des benachbarten internen Tiefes. Weiter gegen Westen zu bemerkt man schon gar keine Beeinflussung des Jurarandes durch die Vogesennähe, und gegen Osten zu springt die Randüberschiebung ausgerechnet im Vorland des schwarzwäldischen Grundgebirgsspornes von Säcking-Laufenburg, zwischen Eptingen und Densbüren, nach Norden vor. Diese Zusammenhänge sind übrigens schon von AMSLER (1926) klar erkannt worden. Der Westrand gegen die Bresse endlich ist, wie die Bohrungen von Lons-le-Saunier zeigen, nicht durch die positive Erhebung des Massif Central bestimmt, sondern vielmehr durch den negativen Einbruch des Bressegrabens. Es sind immer die lokalen Strukturen des alttertiären Sockels, die den Faltenverlauf bestimmen, nicht entfernte Großstrukturen. Allerdings entstammen beide denselben tektonischen Vorgängen; es ist deshalb nicht verwunderlich, dass gewisse Parallelismen auftreten. So ist der Ostrand des Massif Central zugleich Westrand der Bressesenke und als solcher deren Ostrand mehr oder weniger parallel. Der Jura darf sich also schon in grossen Zügen den Massiven angleichen, er braucht deswegen noch lange nicht von diesen zusammengestaucht worden zu sein.

Damit sollte die Sockeltektonik im Jura zur Genüge erörtert sein, jedenfalls so weit, als sie es nach dem heute bekannten Tatsachenmaterial verdient. Es dürfte klar geworden sein, dass die eleganteste, die natürlichste Lösung Allochthonie der Faltung verlangt. Allen andern Lösungsversuchen haftet etwas Gezwungenes an.

C. DIE MECHANIK DES FERNSCHUBES

Um die mechanische Möglichkeit der Fernschubhypothese abzuklären, muss man zwei grundlegende Probleme untersuchen: die Möglichkeit der Schubübertragung durch das Molassebecken und die eines plausiblen treibenden Motors in den Alpen. Beide sind wesentlich bestimmt durch Festigkeit und innere Reibung im geschobenen Block und die Reibung an der basalen Abscherungsfläche.

Das mutmassliche Verhalten dieser Grössen im geologischen Milieu ist z.B. von HAFNER (1951) und dann in jüngster Zeit besonders von HUBBERT und RUBEY (1959) eingehend diskutiert worden, so dass wir uns im folgenden weitgehend auf die Ausführungen dieser Autoren stützen können. Alle numerischen Berechnungen können natürlich nur eine grobe Abschätzung von Grössenordnungen vermitteln, der Unbekannten sind zu viele für ein exakteres Vorgehen. Ist die Mechanik des Fernschubes aber auch nur grössenordnungsmässig plausibel, so besteht kein Grund, von einer mechanischen Unmöglichkeit zu sprechen.

Die Jurafaltung ist ein dreidimensionales Problem, dies wird besonders bei der Besprechung der Kinematik offenbar werden. Alle Abschätzungen müssen sich aber, der Einfachheit halber, auf idealisierte zweidimensionale Profile beschränken. Die dritte Dimension kann höchstens qualitativ berücksichtigt werden; aber auch dieser Umstand sollte dem Nutzen der Rechnungen nicht abträglich sein.