

Die geologische Entwicklung der Nordschweiz in der Erdneuzeit : neue Erkenntnisse aus unserer Region

Autor(en): **Bitterli, Peter H. / Frank, Erik**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Brugger Neujahrsblätter**

Band (Jahr): **98 (1988)**

PDF erstellt am: **30.06.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-900715>

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.

Peter H. Bitterli und Erik Frank
Die geologische Entwicklung der Nordschweiz in
der Erdneuzeit:
Neue Erkenntnisse aus unserer Region

1. Einleitung

Im vergangenen Jahr haben wir die geologischen Vorgänge im Erdaltertum (Paläozoikum) beschrieben, die in unserer Region zur Ausbildung eines ausgedehnten Permokarbon-Troges führten (Fig. 1). Wir knüpfen nachfolgend an diese Ausführungen an und schildern die Ereignisse in der jüngeren Erdgeschichte, die, wie sich zeigen wird, eng mit den älteren Strukturen verknüpft sind. Wie bereits im Artikel des vergangenen Jahres erwähnt, konnten wir uns auf zahlreiche Berichte und Unterlagen abstützen, die uns im Rahmen unserer Tätigkeit bei der Hauptabteilung für die Sicherheit der Kernanlagen (HSK) von der Nationalen Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle (NAGRA) zur Verfügung gestellt wurden. Die in diesem Aufsatz dargestellten geologischen Profile beruhen weitgehend auf Interpretationen von Prof. H.P. Laubscher, Basel, aus dem Jahre 1985.

2. Vom Erdmittelalter zur Erdneuzeit: Die Herrschaft des Meeres

Unser Aufsatz vom vergangenen Jahr schloss mit der Situation in der ausklingenden Epoche des Perms ab. Dieses Zeitalter wurde geprägt durch die ausserordentliche Situation, dass alle Kontinente zusammen eine riesige Kontinentalmasse, man nennt sie Pangaea, bildeten.

Mit dem Beginn des Erdmittelalters (Mesozoikum) setzte nun eine gänzlich neue Entwicklung ein. Riftsysteme, das heisst Zonen längs denen heisses Material aus dem Erdinnern aufsteigt und seitwärts weggeführt wird, bildeten sich in weiten Gebieten der Pangaea und bewirkten nach und nach eine Aufsplitterung des Superkontinentes in kleinere, unabhängige Kontinente. Besonders deutlich äussern sich diese Vorgänge

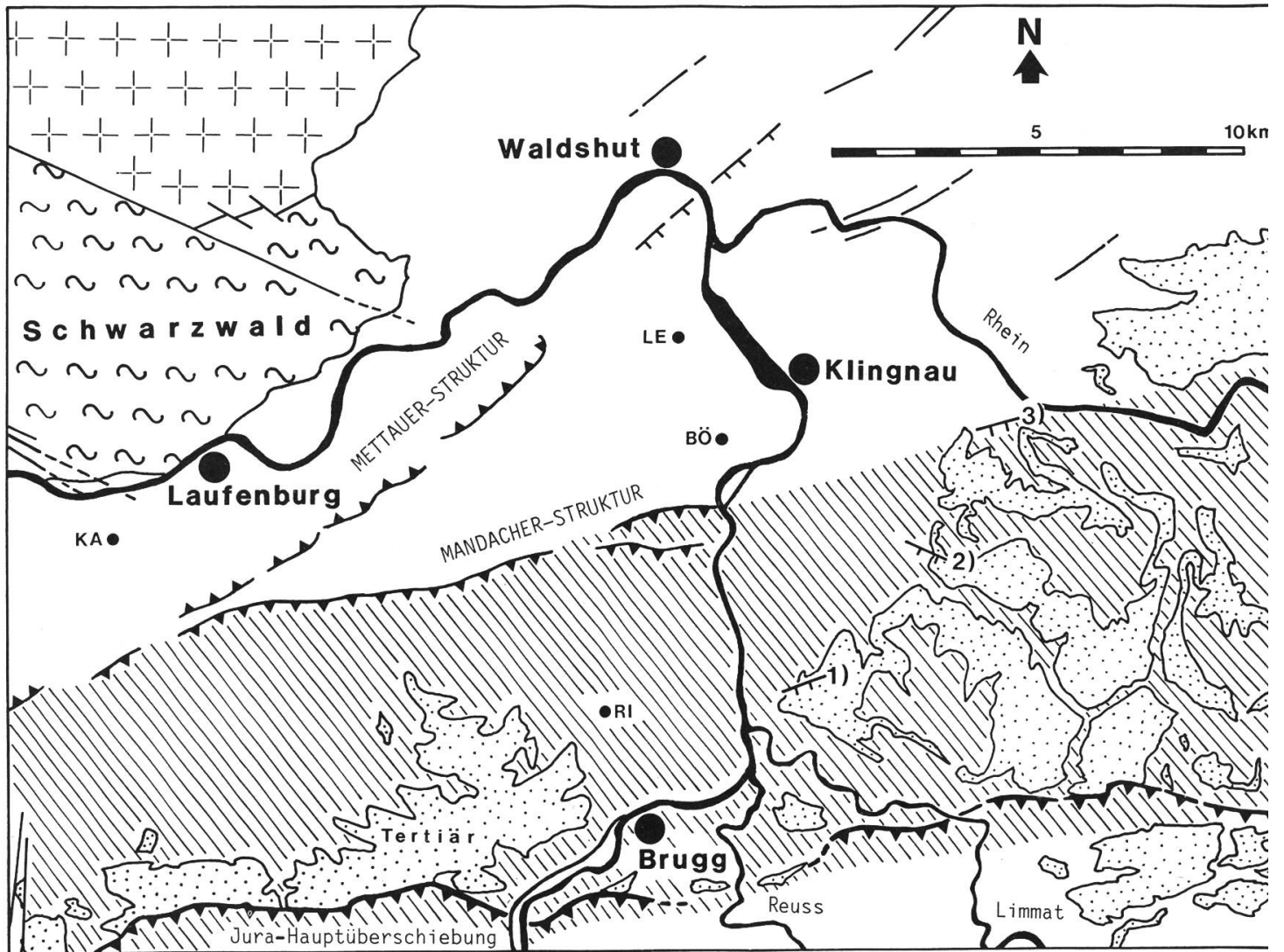
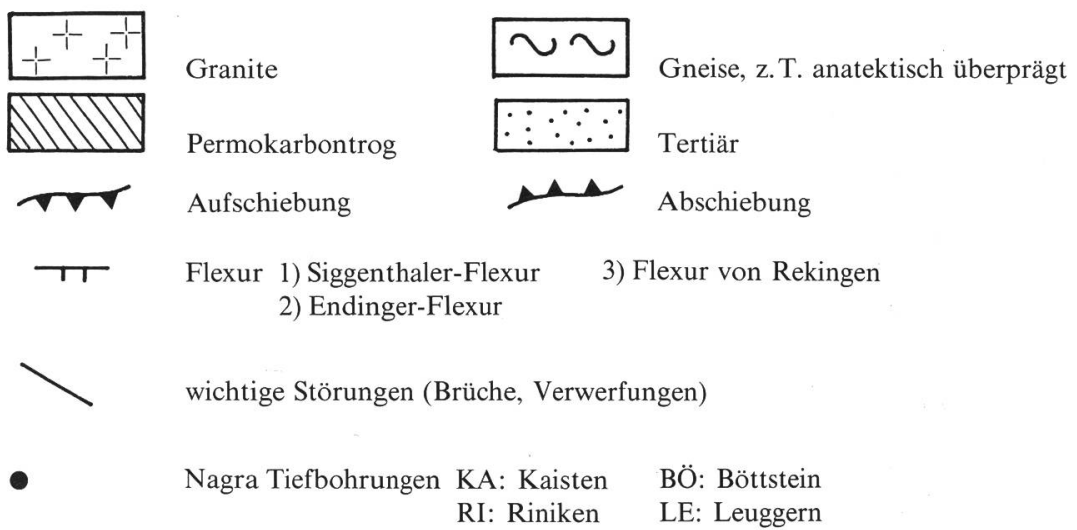


Fig. 1 Tektonische Übersichtskarte der Region



in der Zeit vom oberen Perm bis in die Trias. Wir beobachten in diesem Zeitraum einen quer durch Pangaea verlaufenden Zug mit mächtigen vulkanischen Ablagerungen, die von den katastrophalen Ereignissen, die die einsetzende Desintegration Pangaeas begleiteten, Zeugnis ablegen.

Diese Vulkangürtel betrafen unser Gebiet nicht, sie verliefen weiter südlich. Trotzdem hatte das tektonische Geschehen Folgen für unsere Region. Die zunehmende plattentektonische Aktivität führte dazu, dass in den Ozeanen vermehrt junge Erdkruste gebildet wurde. Da die heissen Zonen der mittelozeanischen Rücken (Riftzonen) untief sind, wurden deshalb grosse Gebiete jungen, untiefen Ozeans geschaffen. Dies blieb nicht ohne Folgen, da sich dadurch das Volumen der Ozeane verkleinerte, was zu einer Erhöhung des Meeresspiegels führte. Das Ausmass dieser Meeresspiegelschwankungen wird für die Jurazeit auf maximal 150 m geschätzt. Sie hatten zur Folge, dass grosse Teile der kontinentalen Festlandschelfe überschwemmt wurden. Diese Transgressionen können weltweit miteinander korreliert werden, was ihre gemeinsame Ursache gut belegt.

Diese Vorgänge führten dazu, dass unsere Region während eines wesentlichen Teils des Erdmittelalters Meeresgebiet war. Marine Ablagerungen mit den Überresten von Meerestieren (Ammoniten, Muscheln etc.) belegen diese Abschnitte der Erdgeschichte für jeden sichtbar. Ein erster Meeresvorstoss zur mittleren Triaszeit (Muschelkalkmeer), der unter anderem auch zur Bildung unserer Salzlagerstätten führte, war noch von verhältnismässig kurzer Dauer (Tab. 1). In der ausklingenden Triaszeit (Keuper) herrschten in unserer Region wiederum festländische Bedingungen.

Mit dem Beginn der Jurazeit setzte aber in Mitteleuropa eine Meeresperiode ein, die rund 60 Mio. Jahre andauerte. Die Region des unteren Aaretales lag dabei lange Zeit an der Nahtstelle zwischen einem untiefen Meeresgebiet im Südwesten, man nennt es die Burgunder Plattform, und einem tieferen schwäbischen Meeresbecken im Osten. Diese marine Periode erreichte ihren ersten Höhepunkt in der mittleren Jurazeit, als der Rand der Burgunder Plattform im Gebiet von Brugg verlief. Auf der Plattform kam es im nur wenige Meter tiefen, tropisch warmen Wasser zur Ausfällung von Kalk in Form von Aragonitkristallen. Diese Kristallnadeln lagerten sich auf kleinen Sedimentkörnern ab, wobei im ständig bewegten Wasser nach und nach kleine, kugelige Sedimentkörner entstanden, die der Geologe als Ooide bezeichnet (Fig. 2). Die Ooide wurden

zu ausgedehnten submarinen Dünen zusammenschwemmt und über den Plattformrand auch ins tiefere Becken verfrachtet. Wir finden diese Ablagerung heute in Form der Kalke der Hauptrogenstein-Formation, wobei die Dünen zu kreuzgeschichteten Kalken wurden. Die Meereslandschaft dieser vergangenen Zeit kann gut mit der Situation der Bahamas-Inseln verglichen werden, wo ähnliche Oolith-Formationen heutzutage gebildet werden.

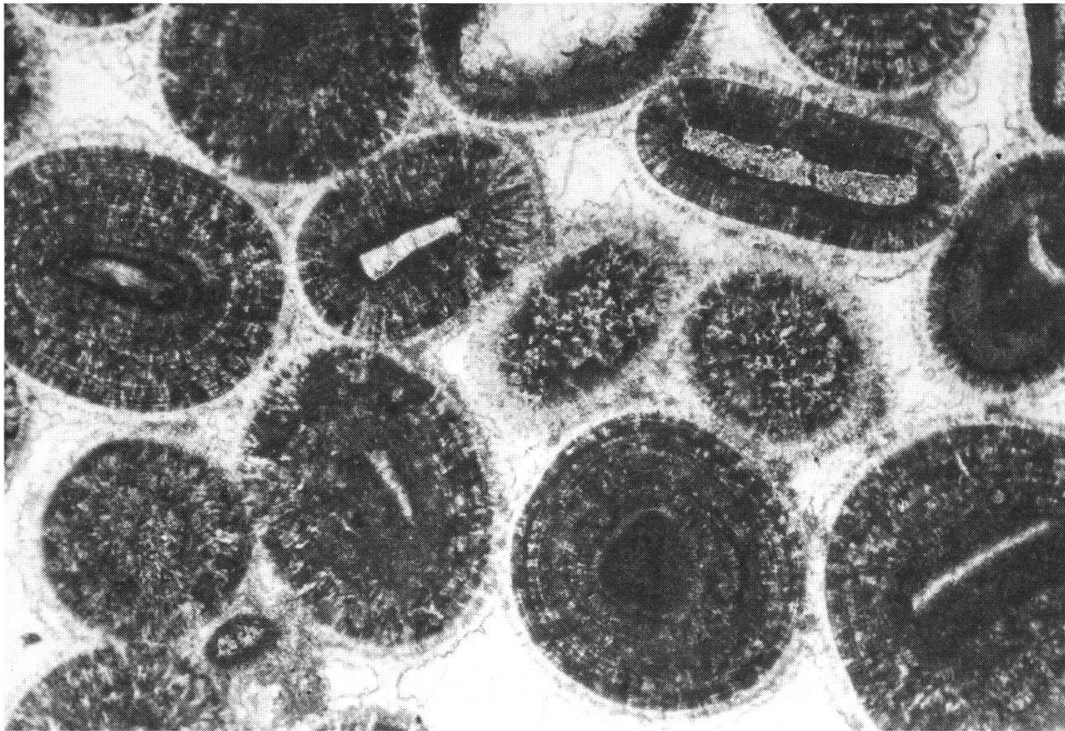


Fig. 2: Dünnschliffbild aus der Hauptrogenstein-Formation. Man erkennt gut die Lagenstruktur der Ooide sowie einzelne Ooidkerne. Zwischen den Komponenten wurden während der Gesteinsbildung (Diagenese) Kalzitkristalle abgeschieden, die nun einen durchsichtigen Zement bilden, der die Komponenten zum Gestein zusammenbindet. (Foto: Dr. G. Strub, Basel)

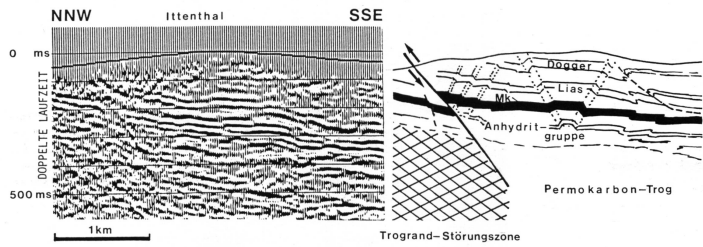


Fig. 5: Tafeljura nördlich Hornussen
 Die seismische Linie zeigt das Gebiet des Tafeljuras südlich der Mandacher Überschiebung. Im mittleren Teil der Aufnahme erkennt man segmentartige Unterbrüche, die als Knickfalten interpretiert werden. Die Struktur im Zentrum entspricht einer embryonalen Falte. (Seismische Linie: Nagra 82-NF-10)

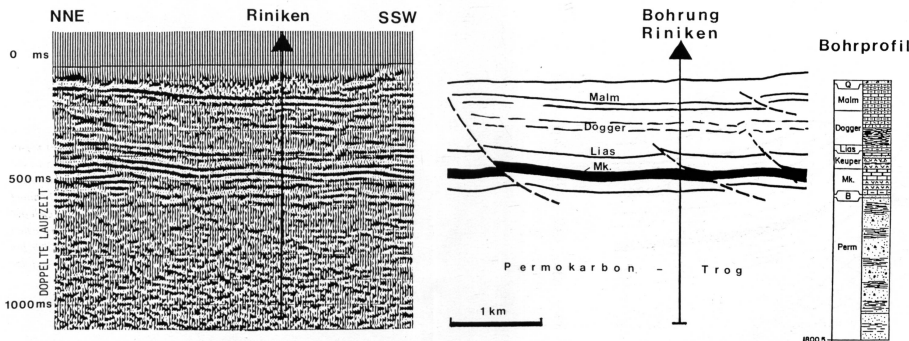


Fig. 6: Umgebung der Bohrung Riniken
 Die Seismik zeigt hier gut den geschichteten Aufbau des mesozoischen Deckgebirges. Mit Hilfe der Bohrung können die einzelnen Horizonte eindeutig identifiziert werden. Markant stechen vor allem die Kalke des Malm, Lias und Muschelkalks hervor. Man erkennt leichte Verbiegungen des Deckgebirges sowie einzelne Überschiebungen. Diese Strukturen entstanden durch die Kompression des Deckgebirges bei der Juraufaltung. Im Permokarbon-Trog sind nur wenig ausgeprägte Reflexionen sichtbar, weil im dargestellten Bereich keine grosse Variabilität der Trog-Sedimente vorliegt. (Seismische Linie: Nagra 82-NX-40)

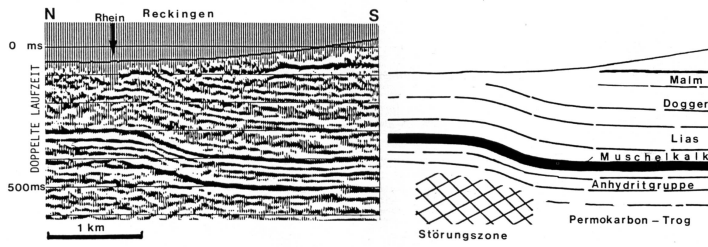


Fig. 3: Flexur von Rekingen
Die seismische Linie zeigt schön die Verbiegung des mesozoischen Deckgebirges über der im Paläogen reaktivierten Störungszone im Grundgebirge. Die Deformation des Deckgebirges im Bereich der Flexur erfolgte ohne grössere Brüche. Die dem Nordrand des Permokarbon-Troges entsprechende Grundgebirgsstörung ist auf der seismischen Sektion schlecht erkennbar. (Seismische Linie: Nagra 83-NF-55)

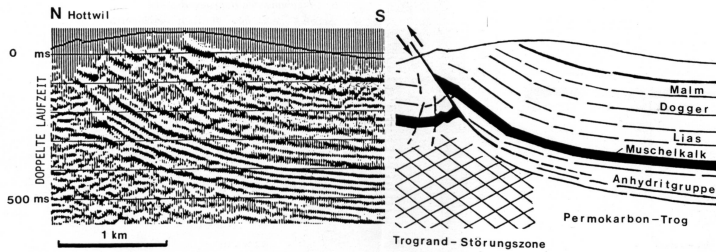


Fig. 4: Mandacher-Überschiebung
Die seismische Linie zeigt ausserordentlich schön das Aufbiegen des mesozoischen Deckgebirges im Bereich der Struktur. Die paläogene Flexur, die hier einst vorgelegen hatte, wurde im Zusammenhang mit der neogenen Auf-faltung des Juragebirges neu belebt, dabei wurde der südliche Schichtstapel auf das nördlich anschliessende Deckgebirge aufgeschoben. Im Bereich der Überschiebung beobachtet man eine ausgeprägte Stauchung des nördlichen Schichtstapels. Die Überschiebungsbahn kann von der Oberfläche her bis zum Abscherhorizont in der mittleren Trias (Anhydritgruppe) verfolgt werden. (Seismische Linie: Nagra 83-NF-31)

Das tropische Klima, das im Erdmittelalter in Mitteleuropa vorherrschte, erlaubte ein intensives Wachstum von Korallen. So bildeten sich vor allem während der oberen Jurazeit (Malm) ausgedehnte Korallenriffe. Der eigentliche Riffgürtel verlief im Gebiet des zentralen Juras und erreichte unser Gebiet nicht. Im Aargauer Jura bildeten sich zu dieser Zeit schlammreiche Ablagerungen, die stellenweise durch ihren grossen Gehalt an Fossilien auffallen (z. B. Birmenstorfer-Schichten). Man beobachtet vor allem zahlreiche Schwämme, die in diesem seichten Schelfmeer ideale Lebensbedingungen fanden.

In der Kreidezeit fand die Herrschaft des Meeres in Mitteleuropa ein Ende. Die Periode mariner Sedimentation hatte zu einem weitgehenden Reliefausgleich geführt, indem die Sedimentation vor allem in den tieferen Becken erfolgte, während auf den Schwellen nur wenig Sediment abgelagert wurde. Zu Beginn der Kreidezeit setzten im Gebiet des rheinischen Schildes grossräumig Hebungen ein. Es entstand eine Aufwölbung, die im Zentrum bis zu 1000 m gehoben wurde. Man bezeichnet dieses Hebungsgebiet auch als Rheindom. Durch diese Hebungen wurden weite Gebiete Mitteleuropas Festland und waren nun der Erosion ausgesetzt. Aus dieser Periode sind in unserer Region keine Ablagerungen überliefert, erst im Gebiet des Neuenburger Juras finden sich marine Ablagerungen mit zahlreichen Meeresfossilien. Man muss sich unser Gebiet als tropische Urwaldlandschaft vorstellen, aus der wasserreiche Flüsse zur nahen Meeresküste im Süden strömten.

Die Hebungsphase in der Kreidezeit unterbrach eine langandauernde Senkungstendenz. Die Mächtigkeit der Sedimente des Erdmittelalters (Mesozoikum) unseres Gebietes beträgt etwa 1000 m. Die Ablagerung erfolgte in einem Schelfmeer mit einer Wassertiefe, die 200 m kaum überstieg. Die Ablagerung dieser mächtigen Sedimentlage konnte deshalb nur aufgrund einer allmählichen Absenkung des kontinentalen Schelfgebietes erfolgen. Über die Ursachen dieser langsamen Absenkungen ist bis anhin wenig bekannt.

ALTER (MIO.-JAHRE)	GEOLOGISCHE ZEITEINHEIT	Gebirgsbildung	Vulkanismus	Faltungsphasen Bruchtektonik	Ablagerungsart	WICHTIGSTE GEOLOGISCHE VORGÄNGE IN UNSEREM GEBIET	
QUARTÄER 1,5 6 24 67 138 195	HOLOZÄEN	nealpin	■		KONTINENTAL	Eisvorstöße und Rückzüge (Eiszeiten)	
	PLEISTOZÄEN					Hegau-Vulkanismus	
	PLIOZÄEN					Jurafaltung	
	TERTIÄER	MIOZÄEN	mesoalpin	■		kontinental / marin	Schüttung der Juranagelfluh Kaiserstuhl-Vulkanismus Hebung Schwarzwald-Vogesen Dom
		OLIGOZÄEN					Einbruch des Rheingrabens (Reaktivierung paläozoischer Störungen)
		EOZÄEN					Ausbildung von Flexuren
		PALEOZÄEN					Hebung, Abtragung eines Teiles der mesozoischen Bedeckung
		MESOZOIKUM			KREIDE		eoalpin
	MALM			Schwarzwald-Aarmassiv Schwelle			
	DOGGER		marin			marin	Schelfmeer mit Plattform und Korallenriff
LIAS					Flachmeer mit Schwellenzonen		
TRIAS					Evaporitablagerungen		

TABELLE 1: ÜBERSICHT ÜBER DIE GEOLOGISCHEN EREIGNISSE

3. Der Beginn der Erdneuzeit: Wiederbelebung der alten Strukturen

Zu Beginn der Erdneuzeit ändert das Geschehen radikal. In weiten Teilen Europas beobachtet man Anzeichen einer intensiven Dehnungstektonik, die sich besonders deutlich in der Entstehung des Oberrhein- und Bressegrabens (Rhone-Tal) äussert, die aber auch im Baselbieter Tafeljura für die Bildung der N–S verlaufenden Grabenstrukturen verantwortlich ist. Ähnliche Zerrbrüche entstehen zur gleichen Zeit im bayerischen Molassebecken, was uns zeigt, dass die Bewegungen auch weit im Osten noch wirksam waren.

Die lokalen Ursachen dieser Dehnungstektonik im Paläogen (Tab. 1) sind noch nicht restlos klar. So wurde beispielsweise vermutet, es handle sich um ein gravitatives Abgleiten der betroffenen Erdkruste vom sich aufwölbenden Rheindom. Viel eher aber handelt es sich um das Aufbrechen einer neuen Plattengrenze im eurasischen Kontinent. Die Ausdünnung der Erdkruste unter dem Oberrheingraben würde diese Hypothese bestätigen.

Wenn wir kurz unser Augenmerk auf die globale tektonische Situation richten, so fällt auf, dass im Eozän (vor ca. 55 Mio. Jahren) die Trennung von Nordamerika und Europa einsetzt. Zwischen diesen Kontinentalmassen wird ab diesem Zeitpunkt sukzessive der nordatlantische Ozean gebildet und eine Verbindung zum nördlichen Polarmeer geschaffen. Die damit einhergehende Dehnungstektonik hat sich demnach auch im Innern des eurasischen Kontinentes durch die geschilderten tektonischen Vorgänge ausgewirkt.

Die Graben- und Horststrukturen im Baselbieter Tafeljura sind jedoch nicht die einzigen Zeugen des wiedererwachten tektonischen Geschehens. Das neu entstandene Spannungsfeld führte zur Reaktivierung der alten paläozoischen Bruchstrukturen im kristallinen Grundgebirge. Die Bewegungen resultierten in treppenartigen Verstellungen des Grundgebirgssockels, wobei das darüber liegende Deckgebirge entsprechend verbogen wurde. Der Geologe bezeichnet diese Verbiegungen als Flexuren. Auf Fig. 3 ist die Flexur von Rekingen dargestellt, die sich über der nördlichen Randstörung des Permokarbon-Troges ausgebildet hat. Das Beispiel zeigt eindrücklich den Deformationsstil der Flexur, die ohne grössere Brüche einen vertikalen Versatz von mehr als 200 m überwindet. Spätere tektonische Vorgänge im Neogen haben diese Flexur nicht mehr wesentlich verändert. Die Randstörung des Permokarbon-Troges wird

aufgrund der Eigenschaften des Kristallingesteins nur schlecht abgebildet, sie ist auf dem Ausschnitt von Fig. 3 nicht erkennbar. Ein anderes anschauliches Beispiel einer solchen Struktur bildet die Fluh des Iberig S Station Siggenthal (Fig. 1). Vom westlichen Aareufer aus kann hier das Abtauchen der als Siggenthaler-Flexur bezeichneten Struktur gut verfolgt werden, da das aus Kalken der Malmformation gebildete Felsband der Fluh die Flexur schön nachzeichnet.

Das tektonische Geschehen hatte grosse Konsequenzen für die paläogeographische Situation. Im unteren Oligozän (Tab. 1) drang Meerwasser vom Bressegraben her durch die Burgunderpforte in den Rheintalgraben und führte so zur Bildung eines mitteleuropäischen Meeresarmes. Im Oberrheingraben wurden zu dieser Zeit mehrere hundert Meter mächtige Sedimentabfolgen abgelagert, die uns detailliert über die Ablagerungsbedingungen jener Zeit berichten. Die Meeresverbindung zum Bressegraben brach im mittleren Oligozän ab, aber es öffnete sich gleichzeitig eine neue Verbindung zum Nordmeer, die den Meeresarm weiterhin mit frischem Meerwasser versorgte.

Im Süden, im Gebiet des Mittellandes kam es in dieser Zeit zu weiträumigen Absenkungen. Diese wurden von der nach Norden voranschreitenden alpinen Gebirgsbildung verursacht, die seit der Oberkreide im Gang war und nun zunehmend nördlichere Gebiete erfasste. Gegen Ende des Eozäns erreichten die gebirgsbildenden Vorgänge ihren Höhepunkt, das entstehende Gebirge wurde anschliessend zu einer imposanten Gebirgskette emporgehoben, die die heutigen Alpen um einiges an Höhe übertraf.

Die Ursache der alpinen Gebirgsbildung ist im Zusammenprall Afrikas mit Eurasien zu suchen. Während des Erdmittelalters waren die beiden Kontinentalmassen durch einen ausgedehnten, W–E verlaufenden Ozean, die sogenannte Tethys, getrennt. Durch die Umkehrung der relativen Bewegung der beiden Kontinente wurde ab der oberen Kreidezeit dieser Ozean sukzessive geschlossen. Dabei wurden die Sedimente der Ozeanbecken, aber auch Teile der darunterliegenden Erdkruste zu einer mächtigen Gebirgskette übereinandergestapelt. Im Vorland der Alpen bewirkten die mit der Gebirgsbildung verknüpften Massenumlagerungen im Erdinnern eine weiträumige Absenkung, das Molassebecken entstand. Die langgezogene Senke wurde kontinuierlich mit dem Schutt des aufsteigenden Hochgebirges gefüllt. Zweimal im Verlaufe der Tertiärzeit war die Absenkung so stark, dass das Meer von Südwesten in

die Molassesenke eindringen konnte. Die Sedimente dieser Meeresmolasse zeichnen sich durch marine Fossilien wie Muscheln oder Haifischzähne aus, wie sie nicht selten auch in den Molasseaufschlüssen südlich Brugg gefunden werden.

Die Küste des Molassemeeres (obere Meeresmolasse) verlief zeitweise im Gebiet nördlich Brugg. Aufgrund der neuen Erkenntnisse über die junge Tektonik des Gebietes hat man den Eindruck, dass die paläogenen Strukturen wesentlichen Einfluss auf den Verlauf dieser Küstenlinie hatten, zeichnet diese doch über weite Strecken die Ränder des Permo-karbon-Troges nach.

Fig. 7 zeigt schematisch die Verhältnisse gegen Ende des Paläogens (oberes Oligozän). Im Molassebecken herrscht nach einem Meeresvorstoss im Mittleren Oligozän wieder fluviatile Sedimentation. Grosse Flüsse transportieren den Schutt der entstehenden Alpen über die weite Ebene des Molassebeckens. Das Wasser sammelt sich in einer SW–NE verlaufenden Rinne und wird nach Nordosten zur Ur-Donau weggeführt. Im Norden zeichnen sich bereits Schwarzwald und Vogesen ab, sie sind aber noch vollständig unter einer Hülle aus mesozoischem Deckgebirge verborgen. Im Zentrum der Aufwölbung des rheinischen Schildes ist der Oberrheingraben eingebrochen, er bewirkt für weite Gebiete eine Entwässerung gegen Norden. Im Bereich des späteren Juragebirges haben sich aufgrund der paläogenen Tektonik Flexuren gebildet, die sich wohl als ausgedehnte Geländestufen bemerkbar machten.

4. Die Auswirkungen der alpinen Gebirgsbildung in der Nordschweiz: Die neogene Jurafaltung

Zu Beginn des Neogens (Tab. 1) kündigt sich wiederum eine grosse Umgestaltung des geologischen Rahmens unserer Region an. Zum einen intensiviert sich die Heraushebung des Gebietes von Schwarzwald und Vogesen, zum andern kommt es in den Alpen zu einer Verstärkung der gebirgsbildenden Vorgänge. Beide Prozesse überlagern sich in unserer Region und bewirken eine grundlegende Umgestaltung der Landschaft.

Die verstärkten Hebungen im Gebiet des Schwarzwaldes und der Vogesen machen sich in unserer Region erstmals im mittleren Miozän bemerkbar. Das akzentuierte Relief im Hebungsbereich führt zu groben Geröllschüttungen, die wir heute in Form der sogenannten Juranagelfluh in

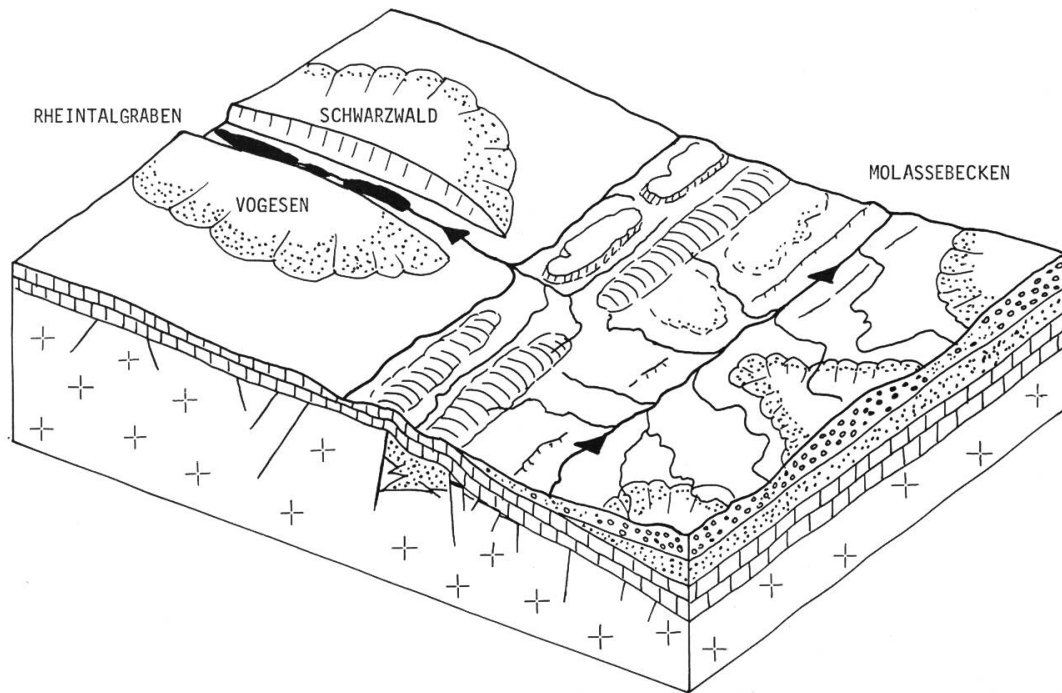


Fig. 7: Schematisches Blockbild der Verhältnisse im Oberoligozän (Untere Süßwassermolasse)

Von den entstehenden Alpen im Süden erstrecken sich grosse Schuttfächer über das Molassebecken. Die Flüsse des Alpenvorlandes sammeln sich in einem grossen Strom (Ur-Donau), der nach Osten fliesst und E der Gegend von München ins Meer mündet. Im Norden machen sich die Hebungen im Gebiet von Schwarzwald und Vogesen als grossräumige Aufwölbung bemerkbar. Zwischen den beiden Gebirgen ist der Rheintalgraben eingebrochen. Zur Zeit des Mitteloligozäns noch Meeresarm blieben im Oberoligozän lediglich einige Restseen übrig. Im Gebiet des nachmaligen Juras machten sich die paläogenen Flexuren wohl als Geländestufen bemerkbar.

unserer Gegend antreffen. Der Name wird vom Geröllinhalt dieser Konglomerate abgeleitet, der von Komponenten aus Jurakalken dominiert wird. Es handelt sich um den Verwitterungsschutt des ehemaligen mesozoischen Deckgebirges des Schwarzwaldes. Die Geröllmassen ergossen sich nach Süden über das Gebiet des nachmaligen Juras, dessen Auffaltung noch bevorstand. Als Grund dieser starken Hebungen vermutet man eine Aufwölbung des Erdmantels und damit verbunden eine Verdünnung der Erdkruste im betroffenen Gebiet. Anstelle des Krustenmaterials ist heisseres und damit weniger dichtes Material aus dem oberen Erdmantel nachgerückt und hat die beobachteten Hebungen ausgelöst.

Fig. 8 zeigt die geophysikalisch ermittelte Grenze zwischen Erdkruste und Erdmantel (Mohorovičić-Diskontinuität) in Mitteleuropa. Man erkennt gut die kreisförmige Aufwölbung der Grenzfläche und das im Zentrum liegende Vulkangebiet des Kaiserstuhls, das seine Hauptaktivität im mittleren Miozän zur Zeit der stärksten Hebungen entwickelte.

Fig. 9 zeigt schematisch die Verhältnisse im Obermiozän. Schwarzwald und Vogesen sind herausgehoben worden. Flüsse aus dem Gebirge verfrachten die Schuttmassen ins Vorland. Zur Zeit des Mittelmiozäns erfolgten die Schüttungen noch ins Molassemeer (Obere Meeresmolasse), nach dessen Verlandung über die ausgedehnten Ebenen der oberen Süßwassermolasse. Aufgrund des subtropischen bis tropischen Klimas muss man sich eine Regenwaldlandschaft mit grossen mäandrierenden Flüssen vorstellen, die sich in eine breite Rinne ergossen, in der eine Ur-Aare das Gebiet des Mittellandes gegen Westen entwässerte. Die Hebungen hatten demnach zu einer Umkehrung des im Paläogen gegen Osten, zur Ur-Donau, gerichteten Entwässerungssystems geführt.

In den Alpen spielten sich die letzten grösseren Faltungen und Deckenbildungen im Miozän ab. Man bezeichnet diese Ereignisse auch etwa als neogene Phase der alpinen Orogenese. Die gebirgsbildenden Vorgänge griffen nun weit über das Gebiet der Alpen hinaus und verursachten durch Fernschub die Verfaltung des Deckgebirges im Jura. Während die alpinen Decken über die zentralen Massive hinweg auf das Molassebecken überschoben wurden, kam es auch im tieferen Untergrund zu Deformationen der Gesteine. Der Gesteinsstapel des mesozoischen Deckgebirges und der tertiären Molasse wurde im Niveau der Evaporitgesteine der Trias (Gips, Anhydrit, Salz) abgeschert und nach Norden geschoben. Da die Absenkung des Molassebeckens im Gefolge der paläogenen Gebirgsbildung am Alpenrand am stärksten war, nimmt die Mächtigkeit der

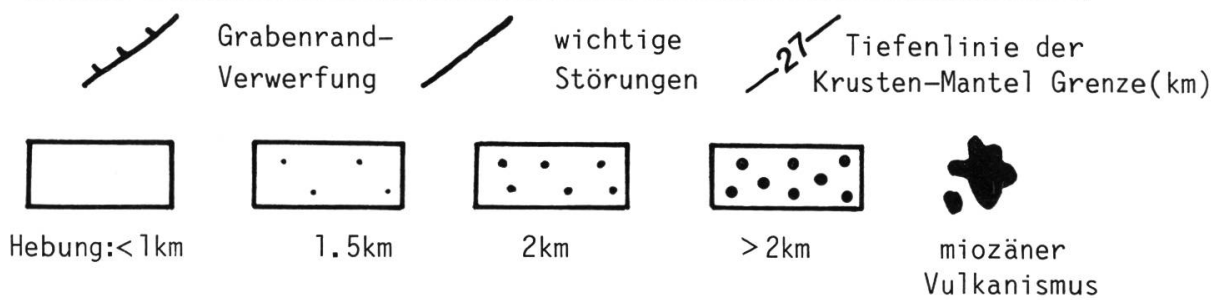
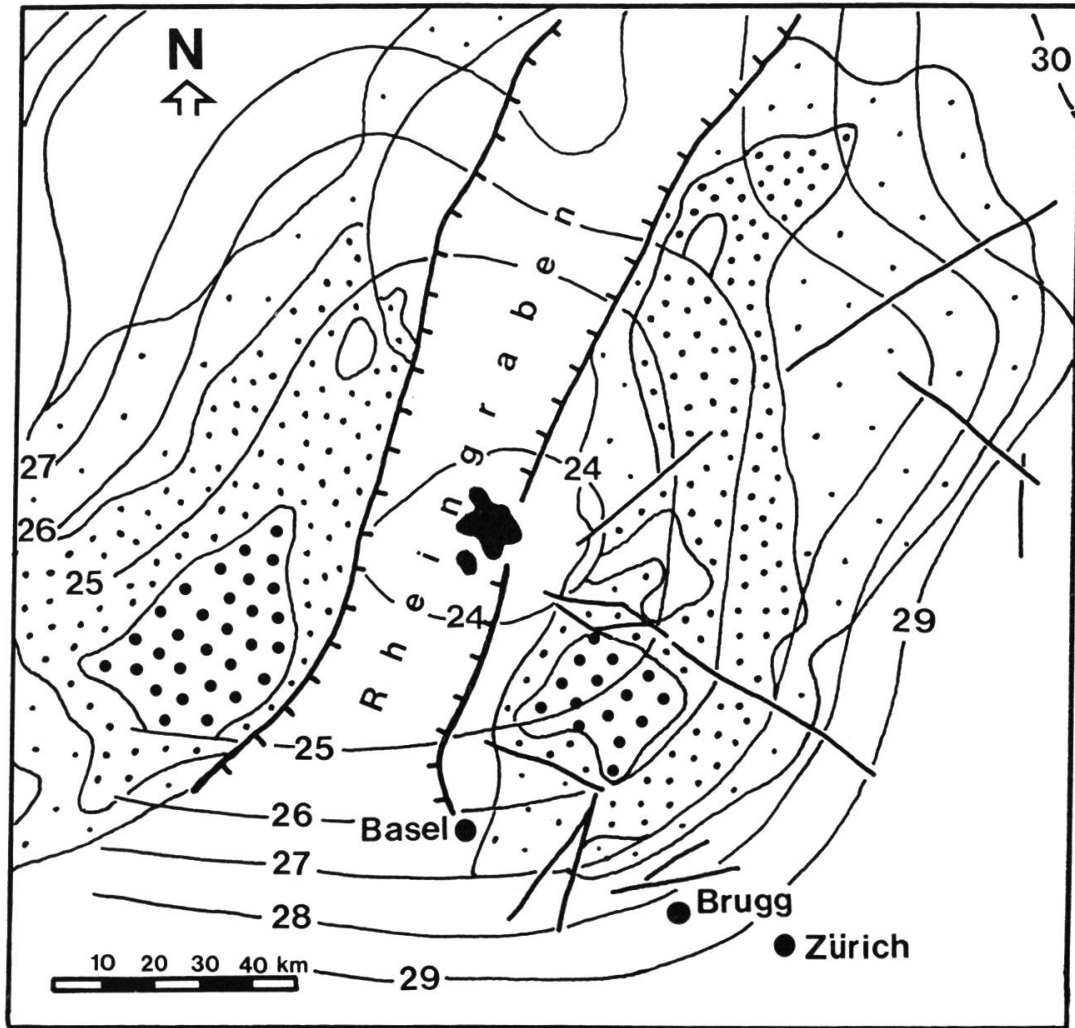


Fig. 8: Heraushebung des Gebietes von Schwarzwald und Vogesen sowie Tiefenlinien der Grenzfläche zwischen Erdkruste und Erdmantel. Die Hebungen sind auf eine kreidezeitliche Festebene (Peneplain) bezogen.

Sedimentfüllung des Molassetroges gegen Süden stetig zu und erreicht in Alpennähe einige Kilometer. Dieser dicke Molassekeil erlaubte die Übertragung der gewaltigen Schubkräfte von den Alpen ins Gebiet des Juras, wo es ohne wesentliche Auflast zur Deformation des Deckgebirges kam.

Die Hypothese eines Fernschubes von den Alpen wurde bereits zu Beginn dieses Jahrhunderts geboren und danach in vielen Details verfeinert und ausgebaut. So wurde beispielsweise postuliert, dass die Platznahme der einzelnen Falten und Überschiebungen des Juragebirges eng mit alten Bruchstrukturen im kristallinen Sockel verknüpft sei. Dies liess sich aber nicht direkt nachweisen, man konnte diesen Schluss lediglich aufgrund von geologischen Profilkonstruktionen ziehen.

Die seismischen Aufnahmen im Zusammenhang mit den Arbeiten der Nagra haben nun in eindrücklicher Weise die Hypothesen der Geologen bestätigt und uns direkten Einblick in den Bau des Juragebirges verschafft. Wir zeigen nachfolgend einige instruktive Beispiele aus unserer Region:

a) Die tertiären tektonischen Strukturen

Fig. 4 zeigt einen Schnitt durch die Mandacher-Überschiebung. Diese seit langem bekannte Struktur erstreckt sich von der Gegend um Frick bis östlich des unteren Aaretals. Die Untersuchungen haben nun gezeigt, dass diese junge Oberflächenstruktur den Nordrand des Permokarbon-Troges nachzeichnet (Fig. 1). Richtet man das Augenmerk auf die Details der seismischen Sektion, dann zeigt sich ein wesentlich komplexeres Bild als beim Beispiel der Rekinger-Flexur (Fig. 3). Die Schichten des mesozoischen Deckgebirges gehen hier nicht kontinuierlich über die Struktur hinweg, sie werden vielmehr abrupt abgeschnitten und stossen mit steilem Winkel (diskordant) an das beinahe flach liegende Deckgebirge nördlich der Struktur.

Die beobachteten Verhältnisse lassen sich gut mit der geschilderten tektonischen Entwicklung des Gebietes in Einklang bringen. Ausgangspunkt war eine paläogene Flexur über der reaktivierten nördlichen Randstörung des Permokarbon-Troges. Diese Flexur wurde im Verlauf der neogenen Tektonik starken nordwestwärts gerichteten Schubkräften ausgesetzt. Sie wirkte dabei als Schwachstelle, längs der der mesozoische Schichtstapel zerbrach und auf die nördlich angrenzenden Schichten

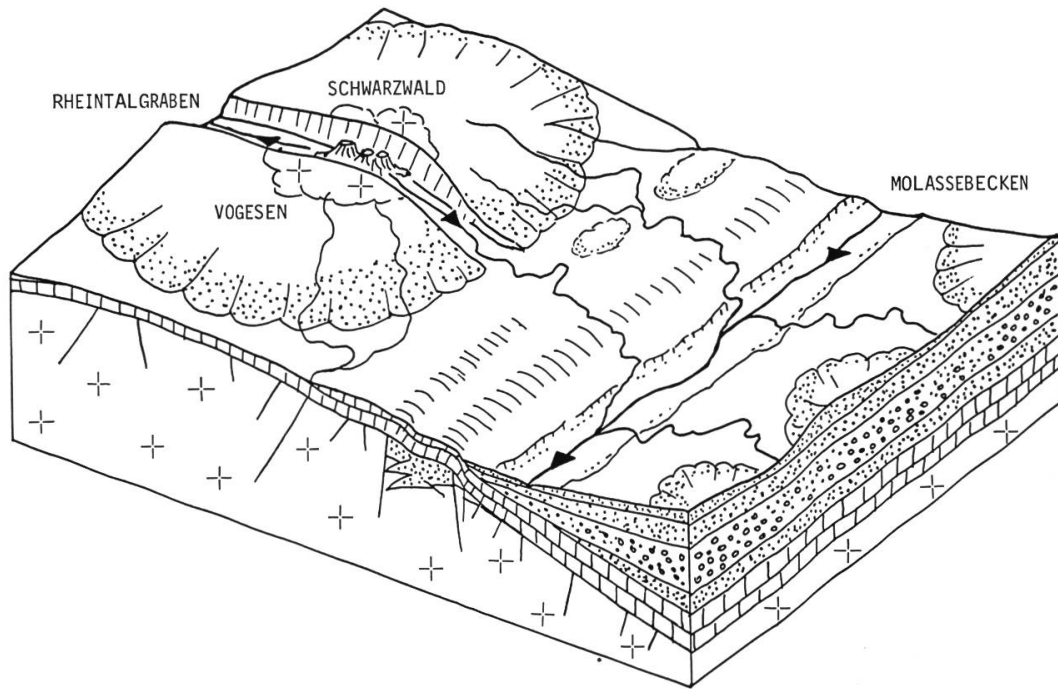


Fig. 9: Schematisches Blockbild der Verhältnisse im Obermiozän (Obere Süßwassermolasse)

Die Situation hat gegenüber dem Oberoligozän (Fig. 7) stark geändert. Eine grossräumige Absenkung im westlichen Molassebecken hatte im mittleren Miozän einen Meeresvorstoss zur Folge (Obere Meeresmolasse). Erneute Hebungen im oberen Miozän führten zur Verlandung dieses Meeres, das Flussnetz entwässerte danach gegen Westen in das ehemalige Senkungsgebiet. Da in den Alpen die Erosion zur Freilegung des kristallinen Grundgebirges geführt hatte, wurden nun grosse Mengen glimmerreiche Sande nach Norden verfrachtet. Das grosse nach Westen verlaufende Stromtal wird deshalb auch als Glimmersandrinne bezeichnet. Schwarzwald und Vogesen wurden stark gehoben und bilden nun massive Gebirgskörper. Das kräftige Relief führt zu ausgedehnten Geröllschüttungen ins Gebiet der Nordschweiz, wir bezeichnen die entsprechenden Ablagerungen als Juranagelfluh. Im Innern des Gebirges hatte die Erosion im oberen Miozän bereits das Grundgebirge erreicht. Im Zentrum der Hebung entstand im Mittelmiozän der Vulkankomplex des Kaiserstuhls, der eine neue Wasserscheide im Rheintalgraben verursachte.

überschoben wurde. Die seismische Sektion zeigt schön das Aufbiegen des südlichen Schichtstapels und die darunterliegende, teilweise aufgestaute nördliche Schichtserie.

Die Übertragung der gewaltigen Schubkräfte hat auch im Deckgebirge südlich der Mandacher Überschiebung Spuren hinterlassen. Die Abscherung des Deckgebirges führte im Aargauer Tafeljura stellenweise zur Ausbildung von Knickfalten, die die Schichten entsprechend dem Zusammenschub verkürzten. Man hat hier gewissermassen embryonale Jura-falten vor sich, die einem frühen Entwicklungsstadium der mächtigen Falten des westlichen Faltenjuras entsprechen. Man stellte somit überraschend fest, dass auch im Tafeljura Faltenstrukturen auftreten.

Im Gebiet des Aaretals sucht man diese Knickfalten auf den seismischen Sektionen vergeblich, man beobachtet hier einen völlig anderen Deformationsstil. Der Zusammenschub des Deckgebirges wurde hier durch zahlreiche kleine Überschiebungen kompensiert. Fig. 9 zeigt ein Beispiel aus dem Gebiet der Bohrung Riniken. Da diese Überschiebungen die Erdoberfläche nicht erreichen, können sie nicht direkt beobachtet werden.

Die beschriebenen Beispiele stammen alle aus dem Gebiet nördlich der Jura-Hauptüberschiebung, hier war der Zusammenschub des Deckgebirges verhältnismässig gering. Die beschriebenen Strukturen sind aus diesem Grunde recht einfach gebaut und auf den seismischen Sektionen erkennbar. Dies ändert, wenn man sich in das Gebiet südlich der Jura-hauptüberschiebung begibt. Der ungleich grössere Zusammenschub führte hier zur Entstehung zahlreicher Überschiebungen, durch die das Deckgebirge in einzelne, als Schuppen bezeichnete Späne zerlegt wurde (Fig. 10). Die Erkundung dieser Strukturen ist ungleich schwieriger als bei den eingangs erwähnten Beispielen. Sie erforderte neben dem Studium der seismischen Sektionen auch ausgedehnte Feldarbeiten zur Verfeinerung der Oberflächenkenntnisse.

b) Die Rolle des paläozoischen Sockels

Die seismischen Sektionen demonstrieren uns eindrücklich den Formenschatz der tertiären Tektonik in unserem Gebiet. Ein Blick auf Fig. 1 zeigt uns jedoch noch einen anderen Aspekt, der aus den neuen Untersuchungen hervorging: Die meisten jungen tektonischen Strukturen fallen mit alten paläozoischen Störungszonen zusammen. Wir nannten das Bei-

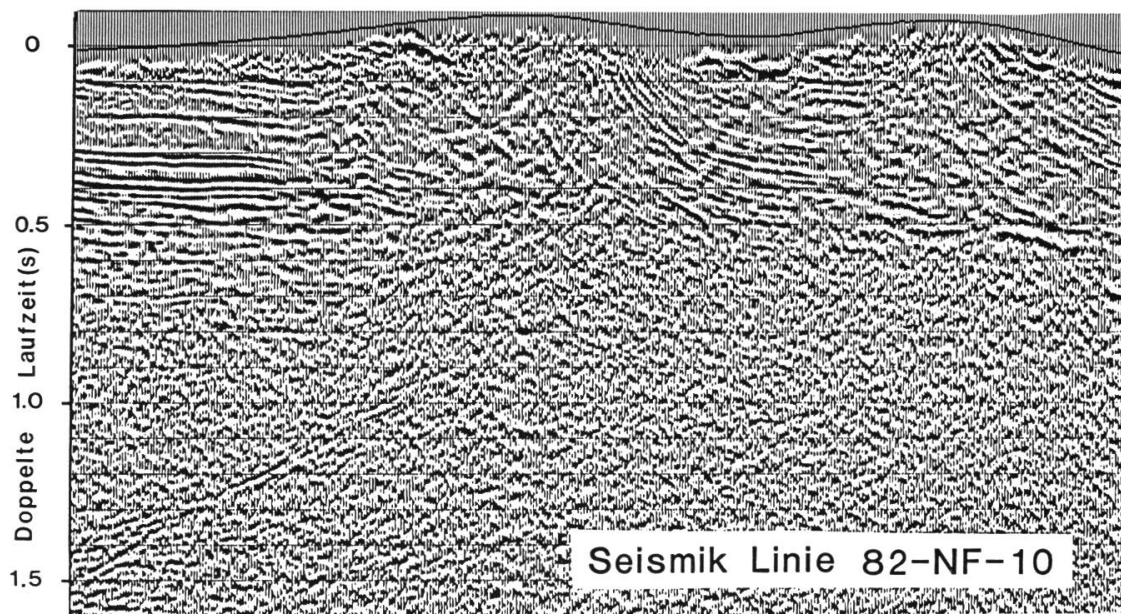
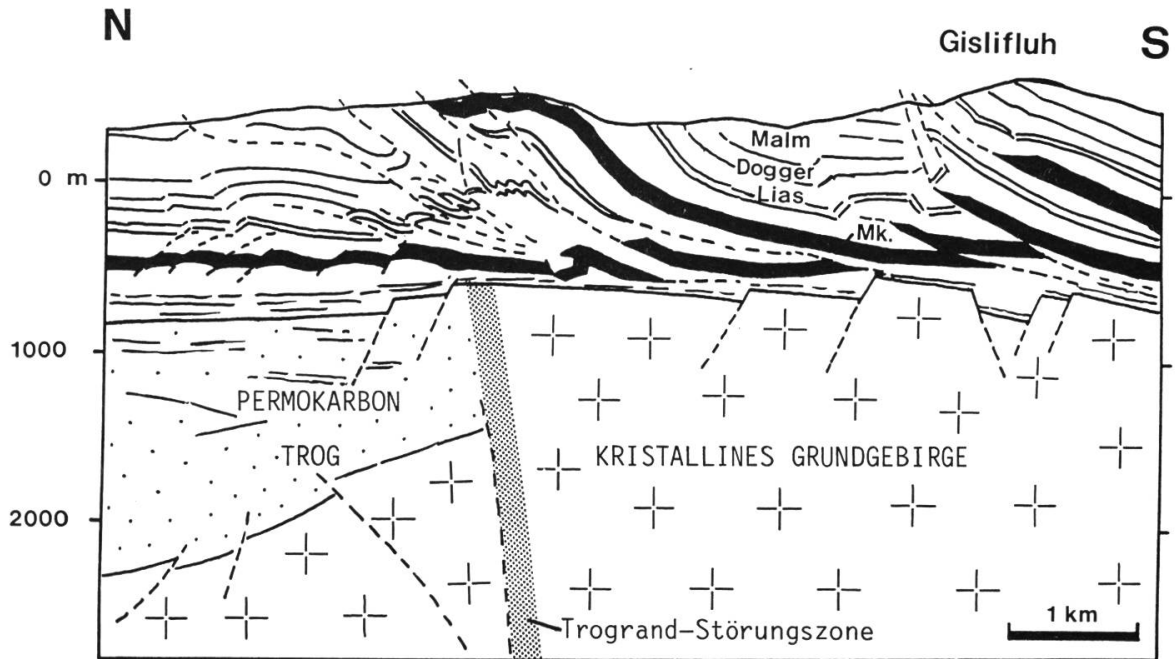


Fig. 10: Jura-Hauptüberschiebung

Über dem südlichen Rand des Permokarbon-Troges bildete sich im Aargauer Jura ein komplexes System von abgescherten Schuppen. Man bezeichnet diese Struktur auch etwa als Jura-Hauptüberschiebung. Die einzelnen Überschiebungen wurzeln meist an Stufen des Grundgebirgssockels (sogen. Sockelsprünge), sie sind in der Regel nur schlecht erkennbar, ihre

spiel der Mandacher Überschiebung, die mit dem Nordrand des Nordschweizer Permokarbon-Troges übereinstimmt, oder die Jura-Hauptüberschiebung, die dessen Südrand nachzeichnet. Wir haben gesehen, dass dieses Zusammentreffen kein Zufall ist, sondern dass die paläozoischen Strukturen bei der jungen Tektonik eine wichtige Rolle als tektonische Vorzeichnung spielten. Sie dienten gewissermassen als Schienen für die paläogene Tektonik, wobei durch Verstellungen der alten Schollen ein Sockelrelief entstand. Als sich das Deckgebirge unter der Wirkung des alpinen Fernschubes nach Norden bewegte, wirkten diese Sockelstörungen als Schwachstellen, an denen die Bildung der Überschiebungen und Falten ausgelöst wurde.

Auf Fig. 10 ist die Wirkung des Sockelreliefs bei der neogenen Abschertektonik gut erkennbar. Die meisten Überschiebungsbahnen werden an Sockelstörungen ausgelöst und ziehen dann den weicheren (inkompetenten) Schichten des Deckgebirges folgend zur Erdoberfläche. Die Sockelstörungen sind auf der seismischen Sektion allerdings schlecht erkennbar, da das kristalline Grundgebirge keine seismisch wirksame Schichtung enthält. Das Relief kann aber indirekt ermittelt werden, indem man geologische Sektionen entwirft, die dem Kriterium der Massenerhaltung der beteiligten Schichten genügen.

5. Letzter Akt: Die Erosion des jungen Juragebirges

Man nimmt an, dass die gebirgsbildenden Vorgänge im Jura zu Beginn des Pliozäns (Tab. 1) abklangen. Das junge Gebirge wurde kräftig erodiert, Flüsse schnitten sich in die aufsteigenden Falten ein und schufen so die prächtigen Klusen des Juragebirges. Die Hebungen des Molassebeckens im Zusammenhang mit der Jurafaltung führten im Pliozän zu einer erneuten Umkehrung der Entwässerungsrichtung (Fig. 11). Die Ur-Aare wird nun wieder gegen Nordosten geleitet und muss das neu entstandene Gebirge umfliessen. Am Ostrand des Gebirges bei Brugg gelingt es ihr mit den Hebungen Schritt zu halten und sich in das entstehende

Darstellung wird aus geologischen Profilkonstruktionen abgeleitet. In der nördlichen Hälfte des Profils ist ein Teil des Permokarbon-Troges sichtbar. (Seismische Linie: Nagra 82–NF–10)

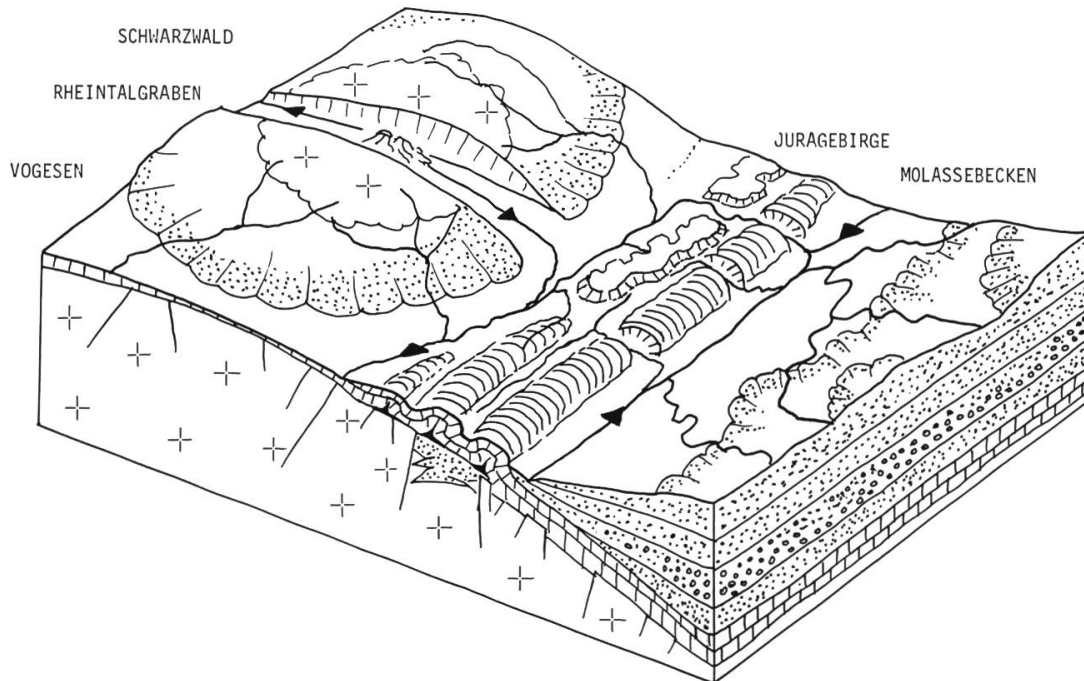


Fig. 11: Schematisches Blockbild der Verhältnisse an der Wende vom Pliozän zum Pleistozän

Das Landschaftsbild hat sich durch die Auffaltung des Juragebirges drastisch verändert. Das Flussnetz ist durch Hebungen im westlichen Molassebecken wiederum nach Osten umgelenkt worden. Diese Ur-Aare umgeht das neu entstandene Gebirge. An dessen Nordrand kann der Fluss mit der Auffaltung Schritt halten und sich in die aufsteigende Gebirgskette einschneiden. Es entsteht das untere Aare-Tal, was nun eine Entwässerung nach Norden möglich macht. Nördlich des Gebirges geht das Fluss-System einweilen noch durch das Sundgau in den Bresse-Graben, da die Kaiserstuhl-Wasserscheide noch wirksam ist. Im Juragebirge halten auch andere Flüsse mit der Hebung Schritt und schneiden sich in die Falten ein (Bildung der Klusen).

Gebirge einzuschneiden. Dadurch wird der Weg nach Norden geöffnet und die Entwässerung erfolgt nun um das Jura Gebirge herum in den Bressegraben. Erst mit dem Verschwinden der Kaiserstuhl-Wasserscheide im Altpleistozän nimmt das Gewässersystem seine heutige nach Norden gerichtete Form an.

Zum Abschluss bleibt die Frage, ob die gebirgsbildenden Vorgänge in unserer Region nun vollständig abgeklungen sind, oder ob sie in abgeschwächter Form bis heute andauern. Antworten auf diese Frage kann man finden, wenn man die jüngsten Ablagerungen unserer Gegend, die Schotter der quartären Eiszeiten untersucht oder wenn man die direkten Auswirkungen solcher Vorgänge in Form der Erdbeben analysiert. Über diesen Teil der Untersuchungen möchten wir in einem abschliessenden Aufsatz im kommenden Jahr berichten.

Ausgewählte Literatur

- Diebold P.* (1987): Geologische Resultate der reflexionsseismischen Untersuchungen der Nagra in der Nordschweiz. Nagra informiert Nr. 1 + 2, Juni 1987.
- Laubscher H. P.* (1961): Die Fernschubhypothese der Jurafaltung. *Eclogae geol. Helv.* 51/1, 221–281.
- Laubscher H. P.* (1981): Die Entwicklung des Faltenjuras – Daten und Vorstellungen. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 160/3, 289–320.
- Laubscher H. P.* (1986): The eastern Jura: Relations between thin-skinned and basement tectonics, local and regional. *Geol. Rundsch.* 75/3, 535–553.
- Laubscher H. P.* (1987): Die tektonische Entwicklung der Nordschweiz. *Eclogae geol. Helv.* 80/2, 287–303.
- Müller W. H., Huber M., Issler A., Kleboth P.* (1984): Erläuterungen zur «Geologischen Karte der zentralen Nordschweiz 1:100 000». Nagra techn. Ber. 84–25.
- Näf Hch., Diebold P., Schlanke S.* (1985): Sedimentation und Tektonik im Tertiär der Nordschweiz. Nagra techn. Ber. 85–14.
- Pflug R.* (1982): Bau und Entwicklung des Oberrheingrabens. Wiss. Buchgesellschaft, Darmstadt.
- Sprecher C., Müller W.H.* (1986): Geophysikalisches Untersuchungsprogramm Nordschweiz: Reflexionsseismik 82. Nagra techn. Ber. 85–15.

