Zeitschrift: Berichte der St. Gallischen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft
Herausgeber: St. Gallische Naturwissenschaftliche Gesellschaft
Band: - (2005)

Artikel: Die geologische Geschichte der Landschaft des Hochrheingebietes
Autor: Bitterli-Dreher, Peter
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-832656

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: 30.08.2025

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

Die geologische Geschichte der Landschaft des Hochrheingebietes

Peter Bitterli-Dreher (Endingen)

1 EINLEITUNG

Der Rhein fliesst von der Quelle des Hinterrheins beim Paradiesgletscher 1237 km weit bis zur Nordsee. Für uns Menschen ist er Inbegriff eines gewaltigen Naturphänomens, das wohl schon ewig vorhanden war. Doch schaut der Geologe genauer hin, so offenbart sich der heutige Rheinlauf als junge, in ihrer heutigen Form erst während der Eiszeiten vollendete Bildung. Er ist das Resultat einer lang dauernden Entwicklung, die wesentlich vom Spiel der geologischen Kräfte des Erdinnern bestimmt wurde.

Bereits vor rund 300 Millionen Jahren wurden die ersten geologischen Strukturen geschaffen, die für die Entwicklung zum heutigen Gewässernetz der Hochrheinregion von Bedeutung sind. Diese alten Strukturen wurden im Verlaufe der Zeit unter veränderten Spannungsbedingungen der Erdkruste wiederbelebt und verändert (Abb. 1). Dieses Geschehen dauert wenn auch in abgeschwächter Form bis in unsere Tage an. Wie hatte doch der Geologe Blösch in seiner Arbeit zur Tektonik des Schweizer Tafeljura 1910 geschrieben: Es kracht noch immer in den alten Fugen!

2 KARBON/PERM: DER SUPERKONTINENT PANGAEA ENTSTEHT

Zahlreiche Bohrungen in den tieferen Untergrund der Nordschweiz haben gezeigt, dass ausgedehnte *paläozoische Trogstrukturen* das Gebiet von W nach E durchziehen. Diese paläozoischen Tröge sind in das Grundgebirge aus Granit und Gneis eingetieft. Mit der Bohrung Weiach wurde die Füllung eines Permokarbontroges durchbohrt und detailliert untersucht. Mit den Erkenntnissen dieser Bohrung sowie weiteren Studien konnte in den vergangenen Jahren ein neues Bild dieser weit zurückliegenden Periode gezeichnet werden.

Die Anordnung der Kontinente und Meere im **Spätpaläozoikum** sah gänzlich anders aus als heute. Zwei grosse Kontinente, *Gondwana* und *Laurussia*, lagen inmitten eines beinahe weltumspannenden Ozeans. Ein kleinerer östlich anschliessender Kontinent (Angara) war durch das Ural-Meer von Laurussia getrennt. Zur Zeit des Unterkarbons drifteten Gondwana und Laurussia gegeneinander und vereinigten sich zum Superkontinent Pangaea. Dabei wurde das zwischen den beiden Kontinenten liegende Meeresbecken zusammengeschoben und ein Gebirgsgürtel aufgefaltet. Es entstanden das *armorikanische Gebirge* im Westen Frankreichs und das *variskische Gebirge* in Mitteleuropa, dessen Reste heute im Schwarzwald und in den Vogesen studiert werden können. Diese plattentektonischen Vorgänge waren von intensiver vulkanischer Tätigkeit begleitet. Thermisch bedingte Hebungen in der Spätphase dieser Gebirgsbildung führten zur Dehnung der Erdkruste, was granitischen Magmen den Aufstieg in höhere Krustenteile ermöglichte. Dabei entstanden Granitstöcke und Gangbildungen, wie sie im Südschwarzwald zahlreich auftreten.

Die grosse Landmasse der *Pangaea* blieb nicht lange stabil. Gegen Ende des **Unterkarbons** änderte sich die Bewegungsrichtung des von Gondwana stammenden Teils, er begann langsam gegen Osten, gegen Angara, zu driften. Dabei wurde das Ural-Meer geschlossen und das gleichnamige Gebirge aufgefaltet. Im Gebiet des späteren Mitteleuropa entwickelten sich bei diesen Vorgängen langgestreckte Verschiebungszonen (Transpressionszonen), längs denen der variskische Gebirgsgürtel zerrissen und in langgestreckte Segmente zerlegt wurde. Einzelne Segmente wurden gehoben, andere senkten sich ein, so entstand ein ausgedehntes System von etwa E-W verlaufenden Grabenbrüchen, in denen in der Folge oberkarbonische und

permische Sedimente abgelagert wurden. Der Nordschweizer Permokarbontrog ist solch ein spätpaläozoischer Grabenbruch.

Doch wie sah die Welt aus, in der sich die geschilderten Vorgänge abspielten? Das Gebiet des späteren Europa lag an der Wende vom **Karbon** zum **Perm** (etwa 300 Millionen Jahre) in Äquatornähe, es herrschte ein feuchtwarmes Klima mit reichlich Niederschlägen. Regenwälder überzogen das junge variskische Gebirge, und Flüsse transportierten viel Verwitterungsschutt in die Senken der Permokarbontröge. Im Troginnern entstanden langgestreckte Seen, an deren Rändern ausgedehnte Sumpfwälder mit fremdartigen Bäumen (Schuppenbäume, Siegelbäume [Sigillarien] usw.) wucherten. Die kräftigen Stürme im feuchtwarmen Klima führten dazu, dass viel Bruchholz im seichten Wasser dieser *Kohlensümpfe* abgelagert und rasch eingebettet wurde. So entwickelten sich nach und nach Kohlenflöze von beachtlicher Mächtigkeit, in der Bohrung Weiach wurden 32 m Kohle durchbohrt! Da sich das Gebiet der Tröge andauernd absenkte, wurden nach und nach mächtige Sedimentserien angehäuft. In Weiach sind die entsprechenden Ablagerungen mehr als 700 m mächtig (MATTER et al., 1988). Dass die Erdkruste noch nicht zur Ruhe gekommen war, bestätigen Lagen aus vulkanischen Tuffen, die auf intensiven *Vulkanismus* während dieser Periode der Erdgeschichte schliessen lassen.

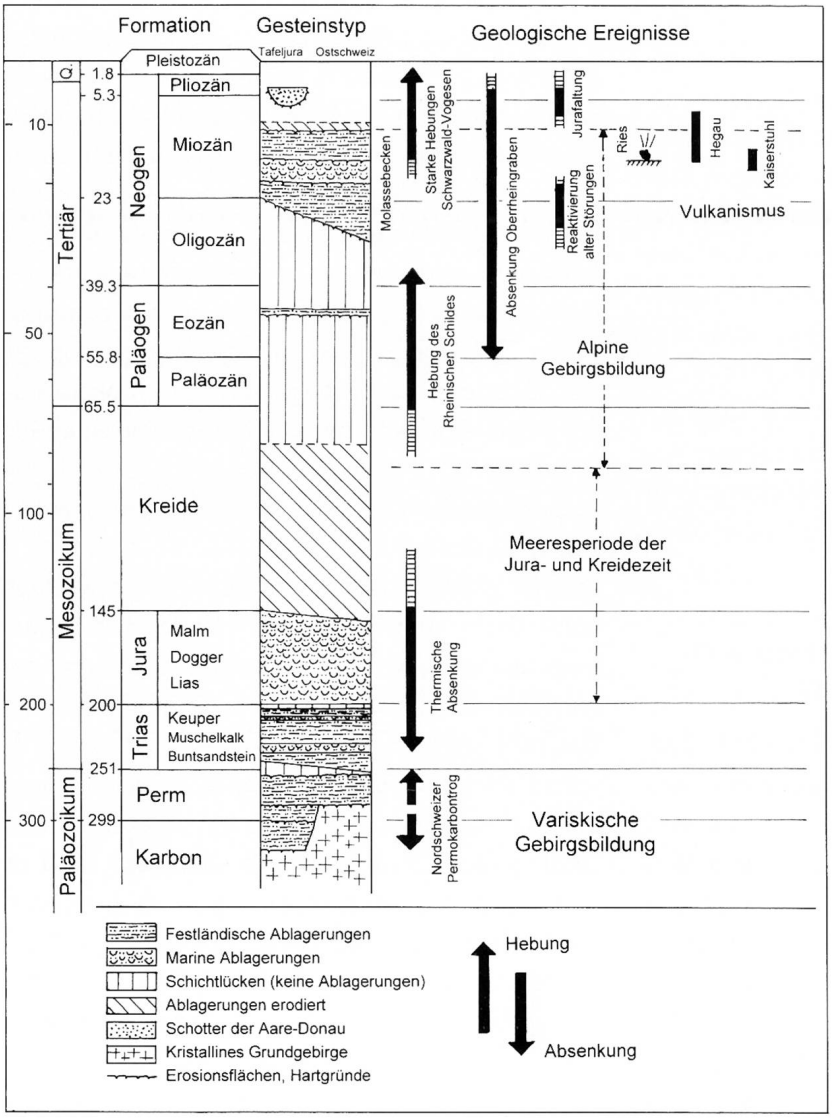

Abb. 1. Erdgeschichtlicher Überblick.
Alter der Formationen aus GRADSTEIN et al. (2004).

Die paläozoische Sedimentserie der Bohrung Weiach gibt weitere Anhaltspunkte zur Entwicklung der Region. Dunkel gefärbte See- und Flussablagerungen des **frühen Perms** werden von groben, rot gefärbten Sandsteinen und Konglomeraten überlagert. Diese klastischen Gesteine zeigen, dass im **späten Perm** der tropische Regenwald einer trockenen wüstenhaften Landschaft Platz gemacht hatte. Die Konglomerate enthalten grosse Kristallinkomponenten; sie lassen darauf schliessen, dass tektonische Vorgänge das Relief zwischen Trogsenke und Gebirge drastisch verstärkt hatten. Anhand von Untersuchungen der thermischen Reife des organischen Materials der Permsedimente im Trog konnte KEMPTER (1987) zeigen, dass im Dach des Perms eine rund 1000 m mächtige Abfolge der Erosion zum Opfer fiel. Dies ist eine

Folge der intensiven Zerscherung Mitteleuropas an der Wende vom Unter- zum Oberperm (ZIEGLER, 1988). Die Geologen bezeichnen diese tektonischen Vorgänge als **Saalische Phase** der variskischen Gebirgsbildung.

Im Verlaufe des späten Perms, das aufgrund der vorherrschenden Gesteinsfarbe als **Rotliegendes** bezeichnet wird, wurden die im Permokarbontrog abgelagerten Sedimente zunehmend feinkörniger. Rote Siltsteine dominieren nun die Ablagerungen, ab und zu unterbrochen durch sandige Einschaltungen. Man interpretiert diese Gesteine als Playa-*Ablagerungen*, das sind typische Wüstenablagerungen, die in abflusslosen Becken entstehen. Die Sandsteinlagen entstanden bei episodischen Regengüssen, wenn gröberes Sediment in die Ebenen geschwemmt wurde. Da diese Ablagerungen kaum organische Reste enthalten, ist ihre zeitliche Einstufung schwierig.

3 TRIAS: SAVANNEN, WÜSTEN UND SALZLAGUNEN

Im Verlauf der Triaszeit brach der Kontinent Pangaea auseinander und von Osten her drang ein Meeresarm keilförmig vor, der *Tethys-Ozean* entstand. Quer durch den Superkontinent entwickelte sich eine Kontinentalplattengrenze, längs der Magma aus dem Erdinnern aufstieg und zum Auseinanderdriften der Kontinente führte (vor etwa 200 Millionen Jahren). Anfänglich, zur Zeit des **Buntsandsteins**, war das Gebiet Mitteleuropas noch durch das Böhmisch-Vindelizische Festland vom jungen Ozean getrennt, doch schon in der mittleren Trias drang das Meer in das Tiefland vor, das als *germanisches Becken* bezeichnet wird. Da diese Beckenlandschaft während der gesamten Trias im Bereich der Meereshöhe lag und ein geringes Relief aufwies, bewirkten Meeresspiegelschwankungen und tektonische Bewegungen immer wieder Meereseinbrüche in das Becken (HAUSCHKE und WILDE, 1999).

Das Auseinanderbrechen Pangaeas war von intensivem Vulkanismus begleitet, und auch im Gebiet Sibiriens kam es an der Wende Perm-Trias zu ausserordentlich grossen Deckenbasaltausbrüchen. Es wird vermutet, dass durch die vulkanischen Aschen und Gase eine schwerwiegende *Umweltkatastrophe* ausgelöst wurde, die eine weltweite Klimaverschlechterung bewirkte. Die paläozoische Artenvielfalt von Fauna und Flora wurde dabei drastisch reduziert, und viele Arten starben wegen der tiefen Temperaturen und der Millionen Jahre andauernden Bildung anoxischer Wässer im Tethys-Schelf aus (KOZUR, 1999).

Die älteste Formation der Triaszeit, der **Buntsandstein**, besteht aus Flussablagerungen und Bodenbildungen. Sie entstanden in einer Halbwüste mit karger Vegetation, die während der Regenzeiten von intensiven Wasserfluten und Schlammströmen heimgesucht wurde. Pangaea war zur Zeit der Trias eine riesige Landmasse, sie lag damals etwa zu gleichen Teilen nördlich und südlich des Äquators. Die beiden Hälften waren jeweils grösser als das heutige Asien, so dass sich jahreszeitlich extrem kräftige Hoch- und Tiefdruckgebiete entwickeln konnten. Kräftige Monsunsysteme sorgten für den Druckausgleich zwischen den Extremen. Dieser *Megamonsun* (PARRISH, 1999) bewirkte ein Klima mit langen, sehr trockenen Sommern und kurzen winterlichen Regenzeiten mit intensiven Niederschlägen. Da unser Gebiet entfernt von den Ozeanen lag, waren wohl auch die jahreszeitlichen Temperaturgegensätze extrem. Dieser Klimatyp widerspiegelt sich in den Ablagerungen der Buntsandsteinzeit, indem Flusssysteme mit verflochtenen, instabilen Flussrinnen auftraten, die nur in der Regenzeit Wasser führten. Bei den Starkniederschlägen des Monsuns kam es zu Überschwemmungen, bei denen die zwischen den Flüssen liegenden Ebenen mit Feinsediment überzogen wurden. Während der Trockenperiode wurden durch aufsteigendes Grundwasser und Verdunstung in den feinkörnigen Ablagerungen Krustenkalke (Caliche) gebildet.

Die roten und violetten Gesteine des Buntsandsteins werden von dunkelgrauen Tonsteinen und Tonmergeln abgelöst, die lagenweise Muscheln enthalten. Diese marinen Ablagerungen zeigen auf den Schichtflächen ab und zu Rippelmarken, daher die alte Bezeichnung «*Wel-*

lengebirge». Mit diesen Schichten beginnt die **Muschelkalk**-Formation. Absenkungen im Südteil des germanischen Beckens, verbunden mit einem weltweiten Anstieg des Meeresspiegels (Abb. 2), hatten den Meeresvorstoss ausgelöst. Er erfolgte von Osten, von Schlesien her, von hier wanderten Faunen des Tethys-Meeres ein. Muschel- und Schilllagen in den Gesteinen des Wellengebirges sind die Zeugen dieses Geschehens. Allerdings entwickelte sich im germanischen Meeresbecken nie ein reiches Leben, denn die Salinität des Wassers im abgeschlossenen Randmeer war meist hoch, so dass nur eine robuste, artenarme, aber individuenreiche Fauna gedeihen konnte.

Ein wichtiges Element in der geologischen Geschichte des Gebietes sind *Meeresspiegelschwankungen* (Abb. 2). Im Verlaufe der Trias- und der Jurazeit stieg der Meeresspiegel um bis zu 175 m an. Das Gebiet Europas wies zu jener Zeit ein geringes Relief auf, deshalb wirkten sich Spiegelschwankungen stark auf die Sedimentbildung aus. Hohe Gebirge fehlten, der variskische Gebirgsgürtel war nur noch ein Rumpfgebirge. In dieser wenig gegliederten Landschaft hatte bereits ein geringer Anstieg des Meeresspiegels grosse Auswirkungen, indem weite Gebiete überflutet wurden. Der Wechsel zwischen Festland und Meer ist deshalb für die Trias Mitteleuropas typisch. Die Effekte der Meeresspiegelschwankungen überlagerten sich der allgemeinen Subsidenz, verursacht durch die Abkühlung der kontinentalen Kruste nach dem Abklingen der variskischen Gebirgsbildung. Tektonische Bewegungen sind in der Triaszeit verbreitet, denn unmittelbar südlich des Gebietes lag die Naht, längs der der Superkontinent Pangaea auseinanderbrach.

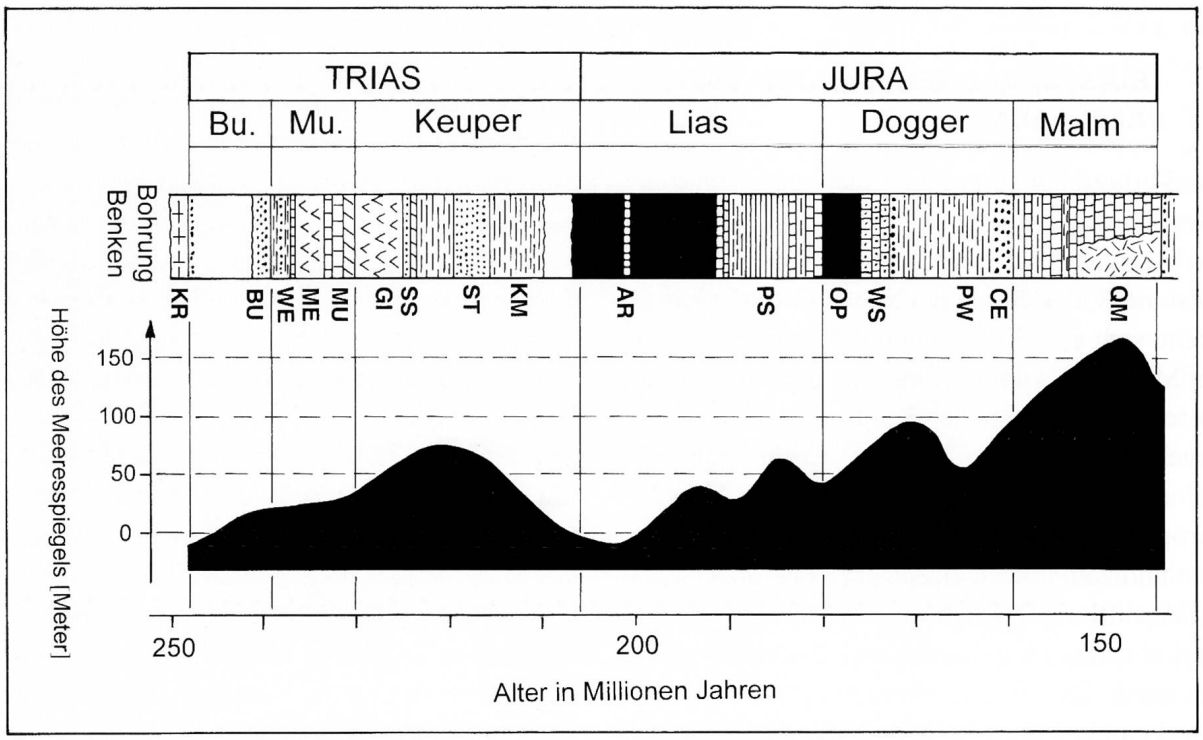

Abb. 2. Meeresspiegelhöhen im Verlaufe der Trias- und der Jurazeit. Dargestellt sind die grossen Zyklen, im Detail überlagern sich diesen Grosszyklen kleinere Schwankungen. Für die Jurazeit konnten beispielsweise 28 Transgressions-Regressions-Zyklen belegt werden. Das Bohrprofil der Bohrung Benken ist als Zeitprofil dargestellt, das heisst, die Schichten erscheinen nicht in ihrer Mächtigkeit, sondern gemäss der Zeitspanne ihrer Bildung. Meeresspiegelkurve aus GRADSTEIN et al. (1995).
Legende Bohrung: **QM** Quaderkalk/Massenkalk; **CE** Callovian/Ob. Bathonian-Eisenoolith; **PW** Parkinsoni-Württembergica-Schichten; **WS** Wedelsandstein; **OP** Opalinuston; **PS** Posidonienschiefer; **AR** Arietenkalk/Angulatenschichten; **KM** Knollenmergel; **ST** Stubensandstein; **SS** Schilfsandstein; **GI** Gipskeuper; **MU** Muschelkalk-Karbonate; **ME** Muschelkalk-Evaporite; **WE** Wellengebirge; **BU** Buntsandstein; **KR** Kristallines Grundgebirge.

Über dem Wellengebirge liegt in der Nordschweiz eine gut 60 m mächtige Evaporitserie (Eindampfungsgesteine), die *Anhydritgruppe*. Tektonische Hebungen hatten zur Abschnürung des germanischen Beckens vom Weltmeer geführt. Da ein arides Klima herrschte, kam es zur Verdunstung des Meerwassers, und es bildeten sich Sulfatgesteine (Anhydrit, Gips) mit Steinsalzlagen. Evaporite können unter Wasser (subaquatisch) oder aber im Gezeitenbereich subaerisch entstehen. Letztere Bildungsräume werden *Sabkhas* genannt, nach dem arabischen Wort für Salzsumpf. Bei der Bildung der Evaporite in der Nordschweiz haben beide Prozesse stattgefunden. Die Gesteinsabfolgen zeigen häufig einen zyklischen Aufbau, der eine Zunahme der Salinität des Meerwassers im Verlauf eines Ablagerungszyklus widerspiegelt.

Über den Evaporiten der Anhydritgruppe liegen Kalkformationen (*Hauptmuschelkalk*), die zeigen, dass nun offen-marine Verhältnisse herrschten. Die Ursache liegt in einem globalen Anstieg des Meeresspiegels zu dieser Zeit (Abb. 2). Die Schichtflächen sind teilweise mit Muscheln gepflastert, häufig auch mit den Schalen von Brachiopoden. Vermutlich war im Muschelkalkmeer unserer Gegend, am Südrand des germanischen Beckens, der Salzgehalt zeitweise erhöht, denn es breiteten sich vor allem spezialisierte Faunen aus. Das Muschelkalkmeer war ein untiefes abgeschlossenes Randmeer, die Wassertiefe betrug nur einige wenige Meter bis Zehner von Metern. Dies zeigen *Sturmablagerungen* (*Tempestite*), die im Hauptmuschelkalk der Bohrungen Benken und Weiach auftreten (BITTERLI, 2001). Es handelt sich um Kalkarenitbänke (gröbere Kalksande), die mit mikritischen Kalken (Kalkschlamm) wechsellagern. Stürme, wohl eigentliche Hurrikane, zogen aus dem tropischen Tethys-Meer in das Muschelkalkbecken. Im untiefen Randmeer wurde dabei das Sediment grossflächig aufgewirbelt und danach gradiert abgelagert. So entstanden am Meeresboden Schilllagen (Lagen mit zusammengeschwemmten Muschelschalen), während das Feinmaterial in tiefere Beckengebiete umgelagert wurde (AIGNER, 1999).

Der oberste Abschnitt des Muschelkalkes wird als *Trigonodus-Dolomit* bezeichnet. Es handelt sich um knollig geschichtete Dolomite mit mergeligen Zwischenlagen, die gegen oben in massige Oolithbänke übergehen, die Lösungshohlräume enthalten. Der Trigonodus-Dolomit entspricht nicht einem stratigraphischen Niveau, es handelt sich vielmehr um einen Komplex von verschieden alten Gesteinen, die bei der Diagenese (Verfestigung des losen Sediments zum Gestein durch abgeschiedene Mineralien wie Kalzit oder Dolomit) dolomitisiert wurden. Die Dolomitisierung des ursprünglich als Kalk abgelagerten Sedimentes geht auf die paläogeographische Situation zurück und greift unterschiedlich tief in den liegenden Hauptmuschelkalk hinein.

Die Phase des Muschelkalkmeeres wurde von einer regressiven Entwicklung abgelöst, der germanische Golf verlandete zunehmend und die wechselhaften, meist farbenprächtigen Ablagerungen des **Keupers** wurden gebildet. In der Bohrung Benken zeugt ein Gesteinsstapel von rund 119 m Mächtigkeit von der Keuperzeit, die mit rund 25 Mio. Jahren dreimal länger dauerte als die Muschelkalkzeit, deren Ablagerungen in Benken aber mit 164 m wesentlich mächtiger sind. Der Grund liegt in den zahlreichen Sedimentationsunterbrüchen und Bodenbildungen, die grosse Zeiträume beinhalten. Der Keuper wurde deshalb auch als ein «Stapel von Schichtlücken» bezeichnet, die durch eher geringmächtige Sedimentpakete getrennt werden (BEUTLER et al., 1999).

Die so genannte *Lettenkohle* leitet das Zeitalter des Keupers ein. Der Name stammte von bescheidenen Kohlenvorkommen, die stellenweise in dieser Formation auftreten. Sie beginnt über einer ausgeprägten Schichtlücke (Hartgrund) im Dach des Trigonodus-Dolomites. An der Basis liegen die dunklen *Estherienschiefer*, Tonsteine mit Sand- und Biodetrituslagen. Sie wechseln ab mit Dolomiten, die faziell dem Trigonodus-Dolomit noch ähnlich sind, und einzelnen Lagen mit Muschelschill, die kleine schwarze Zahn- und Knochenfragmente sowie Anhydritlinsen enthalten. Es handelt sich um Ablagerungen eines Flach- oder Wattenmeeres,

wobei die verarmte Fauna darauf hinweist, dass durch Süsswasserzuflüsse zeitweise brackische Verhältnisse herrschten. Es ist anzunehmen, dass zeitweise der Meereszugang abgeschnitten wurde und brackische Seen innerhalb ausgedehnter kontinentaler Playas entstanden. Lagen, die Knochen und Zahnfragmente von Sauriern enthalten (Bonebeds), weisen darauf hin.

Das Klima wurde im **mittleren Keuper** arider und heisser, was die Bildung mächtiger Evaporitserien ermöglichte. In Norddeutschland wurden damals Evaporitabfolgen von mehreren hundert Meter Mächtigkeit gebildet. Damit dies möglich war, musste zeitweise Meerwasser ins germanische Becken strömen. Die Evaporite des Keupers werden in der Nordschweiz vor allem durch die Formation des *Gipskeupers* repräsentiert. In der Bohrung Benken macht er mit mehr als 71 m Mächtigkeit den Hauptteil der Keuperserie aus. Er kann in vier Gesteinssequenzen unterteilt werden, die die Veränderungen des Ablagerungsmilieus im Verlaufe der Zeit widerspiegeln. Dolomitische Tonsteine mit knolligen Anhydritbänken, die über gebändertem Anhydrit liegen, zeigen, dass sich bei fallendem Meeresspiegel ausgedehnte Küstensabkhas bildeten. Diese Salzmarschen liegen nur wenig über dem mittleren Hochwasserniveau. Durch Eindunstung des vom Meer zuströmenden salzhaltigen Grundwassers können Evaporite abgeschieden werden. In mehrjährigen Abständen können Sabkhas von Springfluten überspült und die Verdunstung unterbrochen werden. Die einzigen Lebewesen in heutigen Sabkhas sind Salzkrebse und vor allem Blaugrünalgen, deren Matten so genannte Stromatolithen bilden.

Über den evaporitischen Ablagerungen des Gipskeupers folgen in den Bohrungen Weiach und Benken unvermittelt Sandsteine, sandige Tonschiefer und bunte Mergel des *Schilfsandsteins*. Der Name stammt von Schachtelhalmresten, die ab und zu gefunden werden und die wie Schilf aussehen. Sie künden von einer gewaltigen Umgestaltung der Landschaft. Nachdem das Gebiet während Jahrmillionen in Küstennähe gelegen hatte, schnitten sich nun von Norden kommend Flüsse in die «Gipskeuperebene» ein. Eine Phase intensiver tektonischer Bewegungen in der Obertrias hatte zu einer Hebung des *Baltischen Schildes* geführt. Grosse Stromsysteme ergossen sich nun von dieser Hochzone nach Süden (WURSTER, 1968; NAGEL, 1990). Es handelt sich um breite Stromrinnen, die sich nach und nach in die liegenden Formationen des Gipskeupers eingruben. Durch Verlagerungen der Flussrinnen bildeten sich im Laufe der Zeit mehrere Kilometer breite Sandsteinstränge. Die feinen Sandsteine und die bunten Mergel dazwischen wurden bei Überschwemmungen gebildet, wenn das Wasser über die Rinnen hinaus auf die Ebenen strömte und seine Sedimentfracht aus Feinsand und Silt ablagerte. Die Schüttung des Schilfsandsteins hatte gewaltige Ausmasse, die Sandmassen erreichten zeitweise die Nordküste des Tethys-Ozeans. Bei hohen Meeresspiegelständen drang das Meer in die Flussmündungen, und es bildeten sich ausgedehnte Ästuare. Dunkle tonige Sandsteine, die teilweise auch Glaukonit enthalten, belegen diese Meeresvorstösse in die Schilfsandsteintäler. Temporäre Aufschlüsse bei Ennetbaden zeigten, dass der Meereseinfluss wohl zeitweise auch das Gebiet der Nordschweiz erreichte.

Auf die Evaporite des Gipskeupers folgen bunte Tonsteine und Mergel, die durch eine dolomitische Einschaltung in Untere und Obere *Bunte Mergel* unterteilt werden können. Die Dolomite bestehen in der Bohrung Weiach aus dünnbankigen Stromatolithenlagen, d. h. Algenmatten, die in übersalzenem, gut durchlichtetem Seichtwasser gedeihen. In Aufschlüssen bei Ennetbaden fanden sich neben gebankten, feinkörnigen Dolomiten auch grobe Brekzien aus aufgearbeiteten Stromatolithenkrusten. Diese Dolomite sind östliche Äquivalente des *Gansinger-Dolomits*, der im Aargauer Jura eine marine Fauna aus Schnecken und Muscheln enthält. Im Wutachgebiet werden ähnliche Schichten als Hauptsteinmergel bezeichnet. Im Gebiet des Randen zeigt das Gestein Hohlräume, die oft mit faserigem Aragonit überkrustet sind, man bezeichnet es hier als «Durröhrlestein» (HOFMANN et al., 2000), es ist ähnlich dem Hauptsteinmergel Süddeutschlands. Der Gansinger-Dolomit

und seine Äquivalente verdanken ihre Bildung einem Meeresvorstoss, der von Burgund her ins germanische Becken erfolgte.

Die *Oberen Bunten Mergel* gehen in der Bohrung Benken in bräunlichrote bis rotviolette dolomitische Tonmergel, die lagenweise beige Dolomitknollen enthalten, über. Es sind dies die *Knollenmergel.* Sie wurden nur in der Ostschweiz abgelagert, weiter westlich endet die kontinental geprägte Keupersedimentation mit den Oberen Bunten Mergeln. Die Rotschichten entstanden in ausgedehnten Überschwemmungsebenen, wobei bei der Bodenbildung durch aufsteigende Grundwässer Dolomitknollen abgeschieden wurden (Calcretes). In diese Rotschichten eingelagert sind die Sandsteinzüge des *Stubensandsteins.* In der Bohrung Weiach und bei Ennetbaden fanden sich lediglich geringmächtige sandige Dolomitmergel, die an der Basis aufgearbeitete Dolomitmergelgerölle enthalten. In der Bohrung Benken wurde die Formation in untypischer Ausbildung angetroffen. Über gefleckten bunten Sandsteinen und sandigen Mergeln fand sich eine poröse brekzierte Dolomitlage, die als Bodenhorizont interpretiert wird. Der Stubensandstein, der erst weiter nördlich in grösserer Mächtigkeit auftritt, wurde im Gegensatz zum Schilfsandstein aus Südosten, aus dem Vindelizischen Festland und dem Böhmischen Massiv geschüttet. Diese Festländer trennten während der gesamten Triaszeit das germanische Becken vom Tethys-Ozean im Süden.

Wir müssen uns die Nordschweizer Landschaft gegen Ende des mittleren Keupers als weite, wenig gegliederte Schwemmebene vorstellen, in die sich die Stubensandsteinflüsse eingruben, die wohl nur jahreszeitlich Wasser führten. Das Klima war heiss, aber vermutlich etwas feuchter als zur Zeit der Evaporitbildungen. In den tiefsten Stellen der Playa-Ebenen bildeten sich nach Schichtfluten grosse Tümpel oder gar temporäre Seen. Die grossen Plateosaurier, die in Frick und Trossingen ausgegraben wurden, fanden in diesen Schlammlöchern ihr Ende. Aus der einheitlichen Fundlage der Skelette, auf der Seite liegend mit dem Hinterkörper tief eingesunken, wird geschlossen, dass die urweltlichen Riesen im Schlamm einsanken und verendeten.

Der **oberste Keuper**, das so genannte *Rhät*, zeigte sich in der Bohrung Benken in Form dunkler Tonsteine mit Muschelabdrücken. In Weiach und im östlichen Tafeljura fehlen Ablagerungen des Rhät. Das Rhät von Benken ist wohl bereits eine marine oder brackische Bildung und leitet den Meeresvorstoss der Jurazeit ein. Das geringmächtige Rhät repräsentiert ein Zeitintervall von rund 7 Millionen Jahren. Markant ist der Farbumschlag; nach den bunten Gesteinen des Knollenmergels bestimmen nun dunkle Gesteine das Bild. Der Vorstoss des Meeres erfolgte von Norden, vom Gebiet der britischen Inseln her, denn dort hatten sich die paläogeographischen Verhältnisse grundlegend verändert. Die ersten Riftbewegungen, die zur Entstehung des Protoatlantiks führten, setzten ein. Über einer Grabenzone bildete sich ein Meeresarm, der eine Verbindung zum Nordmeer öffnete. Hinweise, dass tektonische Vorgänge das wechselhafte Geschehen während der Trias steuerten, können seismischen Linien im Gebiet des Zürcher Weinlandes entnommen werden. Sie zeigen Bruchzonen, die den Grundgebirgssockel und die Trias durchschlagen, aber kaum noch in die Schichten der Juraformationen eindringen (BIRKHÄUSER et al., 2001).

4 JURA: UNENDLICHE SCHELFMEERE UND MEERESSPIEGELSCHWANKUNGEN

Während der Triaszeit wechselten in der Nordschweiz Zeiten mit Meeresbedeckung und festländische Perioden ab. Mit der Jurazeit begann eine Phase anhaltender Meeresbedeckung, die rund 120 Mio. Jahre bis in die Kreidezeit hinein andauerte. Zu keiner Zeit in der Erdgeschichte überdeckte das Meer in Mitteleuropa grössere Gebiete als im späten Jura. Die Gesteine der Jurazeit sind in der Nordschweiz grossflächig aufgeschlossen. Sie tragen wesentlich zum Landschaftsbild bei, indem die harten Kalkformationen des Doggers und des Malms die Felszüge der Tafeljuraberge und die Falten des

Kettenjuras aufbauen. Die harten Kalksteine des Malms sind Ursache einiger Stromschnellen im Rhein und bilden auch die Felsschwelle unter dem Rheinfall bei Neuhausen.

Die Juraformationen der Nordschweiz werden im **Lias** und **Dogger** von Tonsteinen, sowie Ton- und Kalkmergeln dominiert, im **Malm** herrschen eher Kalke vor. Die Gesteine entstanden in einem seichten Schelfmeer. Die *Schelfgürtel der Jurazeit* unterschieden sich erheblich von den heutigen, denn sie erstreckten sich über weite Teile der damaligen Kontinente und waren teilweise hunderte von Kilometern breit (*epikontinentale Schelfmeere*). In diesen untiefen Meeren herrschten spezielle Sedimentationsbedingungen, indem sowohl die Wirkung der vom Wind verursachten Wellen, als auch die Gezeiten im Innern der Schelfe kaum mehr wirksam waren (HALLAM, 1981). In diesen extrem seichten Ablagerungsräumen beeinflussten bereits geringe topografische Unterschiede die Strömungen und die Art der Sedimentation. Die Wassersalinität war in weiten Gebieten erhöht, wo Flüsse in den Schelf mündeten, bildeten sich Brackwasserareale. Diese ungewöhnlichen Verhältnisse führten zur Bildung spezieller Sedimente, einerseits bituminöse Tonschiefer, die sich in stagnierenden Becken des Schelfmeeres bildeten, andererseits Eisenoolithe, die vor allem im Dogger häufig auftreten. Diese Formationen können über hunderte von Kilometern in gleicher Ausbildung vorliegen, was die Besonderheit dieser Ablagerungsräume weiter illustriert.

Während der Jurazeit lag das Gebiet ständig unter Wasser, und es bestand eine fast uneingeschränkte Verbindung zu den Ozeanen. Dies spiegelt sich im ausserordentlichen *Reichtum an Lebensformen* wider, der in den Ablagerungen dieser Periode auftritt. In der Bohrung Weiach sind die Juraformationen gut 500 m mächtig. Damit sich dieser Gesteinsstapel bilden konnte, musste der Meeresboden kontinuierlich absinken, sonst wäre das Jurameer, das im Gebiet der Nordschweiz höchstens rund 150 m tief war, bald verlandet. Die Absenkungen sind, wie erwähnt, auf die andauernde Abkühlung der kontinentalen Kruste zurückzuführen, denn die Phase der variskischen Gebirgsbildung, die die Erdkruste erwärmt hatte, lag schon weit zurück. Allerdings wurde das Geschehen auch von der *Entwicklung des Meeresspiegels* bestimmt, der im Verlauf der Jurazeit weiter anstieg. Für den Zeitraum vom unteren Lias bis in den mittleren Malm wird der Anstieg auf etwa 175 m geschätzt (Abb. 2). Er erfolgte schubweise, und im Wechselspiel mit der Absenkung der Erdkruste bestimmte er die Wassertiefe des Jurameeres, welches aber stets ein untiefes Schelfmeer blieb.

Zur Zeit des **Lias** wurden die Festlandgebiete des Keupers mehr und mehr zurückgedrängt, das *Böhmisch-Vindelizische Festland* wurde allmählich überschwemmt. In den tiefsten Lagen des Lias der Bohrung Benken sind noch Sandschüttungen vom böhmischen Festland erkennbar, doch bereits mit den *Arietenkalken* werden reine Flachwasser-Karbonate gebildet. Eine Besonderheit des Lias ist der *Posidonienschiefer.* Die dunklen bituminösen Tonschiefer verdanken ihre Entstehung den besonderen Bedingungen auf dem epikontinentalen Schelf des Jurameeres. Die Schichten entstanden in abgeschlossenen Becken des Liasmeeres, die über seichte Schwellen mit dem offenen Schelf in Verbindung standen. Im tropisch warmen Meerwasser konnte sich im extrem ruhigen Sedimentationsraum eine Wasserschichtung ausbilden, die nahe der Wasseroberfläche gute Lebensbedingungen für das Plankton bot. Im tieferen Wasser wurde durch herabsinkende abgestorbene Lebewesen der Sauerstoff aufgezehrt und Schwefelwasserstoff gebildet. Es entstanden am Meeresgrund lebensfeindliche Verhältnisse mit giftigem *Faulschlamm.* Die Ruhe wurde von Zeit zu Zeit von tropischen Stürmen unterbrochen, diese drückten Wassermassen vom offenen Ozean auf den Schelf und zerstörten die Wasserschichtung der Posidonienschieferlagunen. Dadurch ergaben sich kurzzeitig akzeptable Lebensbedingungen für spezialisierte Muscheln («Posidonien»), die auf dem durch Bakterienrasen stabilisierten Schlammgrund kurzzeitig ein Massenwachstum entfalteten. Mit Muschelabdrücken übersäte Schichtflächen in Aufschlüssen des Randens

(Beggingen) künden uns noch heute von diesem Geschehen.

Nachdem zur Zeit des Lias in weiten Gebieten Mitteleuropas Tone und Mergel abgelagert wurden, entstand während dem mittleren und oberen Jura (**Dogger** und **Malm**) im Gebiet des Pariser Beckens eine ausgedehnte Karbonat-Plattform. Solche Plattformen sind untiefe Meeresgebiete, die durch das Wachstum von Kalk produzierenden Organismen entstehen (Korallen, Echinodermen usw.). Die heutigen Bahama-Inseln sind ein modernes Analogon einer derartigen Plattform. Östlich dieser Burgunder Plattform, die das Gebiet des Pariser Beckens bis in den Schweizer Jura umfasste, war das Meer tiefer, und tonig-mergelige Formationen dominieren hier die Gesteinsabfolgen. Man spricht von der *schwäbischen Fazies* der Formationen, im Gegensatz zur *Keltischen* im Westen. In den Bohrungen Weiach und Benken ist der gesamte Dogger in dieser schwäbischen Fazies ausgebildet. Die rund 200 m mächtige Serie besteht aus Tonen, Ton- und Kalkmergeln sowie kalkigen Sandsteinen. In die Abfolge eingeschaltet sind eisenoolithische Horizonte, die für die Gliederung eine wichtige Rolle spielen. Ihre Bildung hängt eng mit dem warmen und humiden Klima zur Zeit des Doggers zusammen. Intensive Niederschläge förderten auf den Festländern eine lateritische Verwitterung, bei der erhebliche Mengen Eisen aus den Gesteinen gelöst und an Tonmineralien gebunden ins Meer verfrachtet wurden. Während der Bildung der Ablagerungen des Doggers, die rund 25 Millionen Jahre dauerte, stieg der Meeresspiegel rund 70 m an. Der Anstieg erfolgte nicht kontinuierlich, sondern in Schüben, unterbrochen von Phasen, in denen sich der Spiegel wieder absenkte. Das Vindelizisch-Alemannische Festland, das im Lias als trennende Barriere zwischen germanischem Becken und Tethys-Ozean lag, wurde im Dogger nach und nach überflutet, so dass nun eine direkte Verbindung zur Tethys bestand.

An der Basis des **Doggers** liegt der rund 100 m mächtige Opalinuston, dessen Tonsteine vor allem in den oberen Lagen dünne Sandsteinbänkchen oder -linsen enthalten. Regionale Untersuchungen haben gezeigt, dass sich zur Zeit der Ablagerung der Tone das Gebiet der Nordschweiz in Absenkung befand. Es wird vermutet (ALLIA, 1996), dass die Mächtigkeitsverteilung des Opalinustons durch *synsedimentäre Bewegungen* der alten paläozoischen Bruchschollen verursacht sei. Im mittleren und oberen Dogger dominieren im schwäbischen Faziesraum Mergel- und Tonserien, in die dünne kalkarenitische und eisenoolithische Horizonte eingeschaltet sind. Man beobachtet oft einen zyklischen Aufbau: Tone und Mergel werden von Kalkareniten überlagert, die im Dach einen Hartgrund mit Bohrlöchern und sessiler Fauna tragen. Eine geringmächtige Eisenoolithlage überlagert den Hartgrund. Diese *Ablagerungszyklen* wurden von Meeresspiegelschwankungen verursacht, wobei im Verlaufe der Entwicklung die Wassertiefe von einem Ablagerungsmilieu unterhalb der Wellenbasis, wo tonig-mergelige Sedimente abgelagert wurden, in ein seichtes Milieu mit hoher Wasserenergie wechselte, wo ausgewaschene tonfreie Kalksande (Kalkarenite) gebildet wurden. Beim Wiederanstieg des Meeresspiegels wurde das Ablagerungsmilieu tiefer, und im Bereich der Wellenbasis kam es im nicht mehr durchbewegten Sediment zur Verfestigung (Zementation) des Kalksandes: Es entstand ein Hartgrund, der für längere Zeit frei von Sediment blieb und auf dem eine sessile Fauna ideale Lebensbedingungen fand. Über dem Hartgrund liegen eisenoolithische Schichten, die ein tieferes Ablagerungsmilieu anzeigen. Die Bildung von Eisenooiden geschah vermutlich auf den Hartgründen, wobei das Eisen vom ausgetriebenen Porenwasser der unterliegenden Tonsteine stammte (BITTERLI, 1979 und 2001).

Während der Zeit des **Malms** entstanden im Gebiet Mitteleuropas ausgedehnte *Barriereriffe*. Der Riffgürtel am Aussenrand der Burgunder Plattform erstreckte sich über weite Gebiete des Schweizer Juras. Die Ostgrenze dieser Riffbarriere ist heute wegen der tertiären Erosion weitgehend abgetragen, sie muss etwa im Gebiete des Aargauer Tafeljuras verlaufen sein. Im schwäbischen Becken, weiter östlich, war das Wasser für Korallen zu tief, hier entwickelten sich eigenarti-

ge *Schwammriffe*. Das sind riffartige Bauten aus umkrusteten Kieselschwämmen, die als Hügel aus dem schlammigen Meeresgrund ragten. Nebst Schwämmen bestehen sie vor allem aus Mikrobenmatten. Nach neueren Beobachtungen bildeten sich die Schwammriffe der schwäbischen Alb am Rand von Lagunen mit Karbonatsanden und Ooiden, also in verhältnismässig seichtem Wasser (KOCH et al., 2003). Aus der Nordschweiz sind keine zusammenhängenden Schwammriffgürtel beschrieben worden, kleine Schwammriffe treten aber in den Gesteinen des oberen Malms verbreitet auf.

Die paläogeographische Situation hatte sich im Malm gegenüber dem Dogger stark verändert. Die *mitteldeutsche Schwelle* (Brabanter- und Rheinisches Massiv) wuchs zunehmend gegen das Böhmische Festland und riegelte das Randmeer gegen die Einflüsse der kälteren Nordmeere ab (ZIEGLER, 1988). Da im Süden eine trennende Landmasse fehlte, war das Weissjurameer Mitteleuropas gegen den Tethys-Ozean hin offen, was den Zustrom kalkreicher Tethyswässer ins Randmeer ermöglichte. Durch Erwärmung des Wassers wurde viel Kalk ausgefällt. Möglicherweise haben dabei klimatische Schwankungen die Kalk-Mergel-Wechsellagerung verursacht, die für grosse Teile der Malmformationen, etwa die Effinger Schichten oder die Wohlgeschichteten Kalke des Randens, typisch ist.

5 KREIDEZEIT: VOM SCHELFMEER ZUM TROPISCHEN REGENWALD

Zur Kreidezeit bedeckt lange Zeit ein untiefes Schelfmeer Mitteleuropa. Gegen Ende der **Kreide** begann sich ein domartiges Gebiet, der *Rheinische Schild*, herauszuheben, und weite Gebiete des Kreidemeeres fielen trocken. Das Zentrum der Hebung lag am Nordende des Oberrheingrabens. Die Hebungen hängen mit plattentektonischen Ereignissen zusammen, die eine Umgestaltung Europas einleiteten. Nachdem der Gondwana-Kontinent seit der Triaszeit von Eurasien weggedriftet war und sich dabei der penninische Ozean, der mit dem Tethys-Ozean verbunden war, geöffnet hatte, begann nun der aus Gondwana stammende Afrikanisch-Arabische Kontinent gegen Eurasien zu driften. Die Bewegungen der Kontinente waren komplex, da das Geschehen in der Tethys über grosse Transversalverschiebungszonen mit dem gleichzeitig auseinander driftenden Südatlantik verbunden war. Der *Penninische* und der *Tethys-Ozean* wurden ab der Oberkreide mitsamt den in diesen Meeren liegenden Mikrokontinenten und Inselbögen (Penninischer Mikrokontinent, adriatische Platte u. a.) allmählich zusammengeschoben. Die ozeanische Kruste wurde dabei ins Erdinnere subduziert und die untiefere Erdkruste mitsamt den auflagernden Sedimentabfolgen zum alpinen Gebirgsgürtel übereinander gestapelt.

Durch die Aufdomung des Rheinischen Schildes wurde auch die Nordschweiz allmählich Abtragungsgebiet. Die Ablagerungen der Kreidezeit wurden dabei vollständig erodiert und erst weit im Westen, im Neuenburger Jura, blieben Meeresablagerungen der Kreide erhalten. Die Schichtlücke in den Sedimentabfolgen der Nordschweiz umfasst die Zeitspanne vom Oberen Malm bis ins mittlere Eozän, es gibt darum über einen Zeitraum von rund 120 Millionen Jahren wenig Information über die erdgeschichtliche Entwicklung (Abb. 1). Einzig sedimentäre Füllungen von Karstspalten geben Zeugnis über Fauna und Flora sowie über die Klimabedingungen dieses Zeitraumes (BOLLIGER, 1999). Die Erosion an den Flanken des Rheinischen Schildes hatte erhebliches Ausmass, denn die tertiären Formationen ruhen am Schwarzwaldsüdrand auf Schichten des Unteren Malm und des Oberen Doggers. Bei feuchtwarmem tropischem Klima überzogen zur späten Kreidezeit Regenwälder das Gebiet der Nordschweiz, und eine intensive Karstverwitterung sorgte für den Abtrag der obersten Juraformationen.

6 TERTIÄR: RANDMEERE, STROMTÄLER UND ERSTE VORLÄUFER DES RHEINS

In der Tertiärzeit wird die Entwicklung zunehmend von den Auswirkungen der *alpinen Gebirgsbildung* auf das nördliche Vorland

bestimmt. In der späten Oberkreide wurde das nördlich des penninischen Mikrokontinentes liegende Nordpenninische Meer von der Gebirgsbildung erfasst, und im frühen Tertiär (**Paläogen**) kam es zur Subduktion der europäischen Kruste unter das entstehende Gebirge. Über dem abtauchenden Krustenspan bildete sich ein Vorlandtief, welches ab dem Oligozän mit den Erosionsprodukten des allmählich aus dem Meer auftauchenden alpinen Gebirges gefüllt wurde. Weiter im Norden bewirkte das Abbiegen (Flexur) der Kruste Hebungen, die je nach Intensität der Gebirgsbildung schwächer oder stärker ausfielen.

Die erdgeschichtlichen Ereignisse im Tertiär der Nordschweiz waren durch die Entwicklung von *Vorlandtrog* und *Vorlandschwelle* mit den gebirgsbildenden Vorgängen im Alpenorogen verbunden. Die Intensität der Orogenese steuerte die Erosion und Sedimentation im Vorlandbecken. Die vorläufig letzten intensiven Phasen der Gebirgsbildung, gegen Ende der Tertiärzeit, schufen schliesslich die Voraussetzungen, dass vor rund zwei Millionen Jahren erstmals ein dem heutigen Rheinsystem ähnliches Entwässerungsnetz entstehen konnte. Doch bis es soweit war, hat das Vorlandtief, wir bezeichnen es als *Molassebecken,* eine wechselvolle Geschichte erlebt.

Im **frühen Tertiär** intensivierten sich die Hebungen im Gebiet von Schwarzwald und Vogesen, und im Untergrund der Nordschweiz erwachten tektonische Kräfte, die die Landschaft einschneidend veränderten. Das erste Ereignis, welches auch die Hochrheinregion betraf, war der *Einbruch des Oberrheingrabens*, der im **Eozän** (etwa vor 55 Millionen Jahren) begann (ROLL, 1979). Mitten im Rheinischen Schild bildete sich eine rund 300 km lange, NNE-SSW verlaufende Senkungszone. Die sedimentäre Füllung dieses Grabenbruchs ist teilweise mehr als 3000 m mächtig und besteht aus tertiären und quartären Ablagerungen. Die Absenkung war anfänglich im Südteil des Grabens stärker, später verlagerte sich das Senkungsmaximum in den Norden. Während Jahrmillionen lag in der entstehenden Senke ein Süsswassersee, der im ariden Klima gegen Ende des Eozäns als abflussloses Becken allmählich versalzte. Dabei wurden die bedeutenden *Kalisalzvorkommen* des Oberrheingrabens gebildet. Schliesslich drang im **unteren Oligozän** (Rupelian) das Meer von Norden her in den Graben und es wurden im Südteil rund 1000 m mächtige marine Tone und Mergel abgelagert.

Die extensiven tektonischen Kräfte, die die Grabenbildung auslösten, wirkten sich auch auf das Gebiet des Tafeljuras aus. Es entstanden die markanten, N-S streichenden Gräben und Horste, wie sie vor allem für den Baselbieter Jura typisch sind. Auch in der südlichen Fortsetzung des Rheintalgrabens kam es zu Absenkungen, das Senkungsgebiet wird als *raurachische Senke* bezeichnet. Sie bildete vermutlich zur Zeit der **Unteren Meeeresmolasse** einen Meeresarm, der das Molassemeer mit dem Rupelian-Meer im Rheintalgraben verband. Östlich des Tafeljuras sind die N-S streichenden rheinischen Störungen seltener zu beobachten, hier dominieren die WNW-ESE gerichteten alten variszischen Störungen. Allerdings sitzen die Hegau-Vulkane, die im späten Tertiär aktiv waren, auf Rheingraben-parallelen «rheinischen» Störungszonen (SCHREINER, 1992).

Das Klima wurde im frühen Tertiär zunehmend trockener, und es kam im Oberrheingraben, wie erwähnt, zur Bildung mächtiger Kalisalzlager. In weiten Gebieten der Nordschweiz herrschte zu jener Zeit eine intensive Karstverwitterung. Bei tiefem Grundwasserspiegel entstanden ausgedehnte Karstschlote und Höhlen in den Kalkformationen des Malms. *Bolustone* und *Bohnerze* als Füllung dieser Karstlöcher oder als dünne Bedeckung der Malmkalke, sowie Krustenkalke sind in der Nordschweiz die einzigen Zeugen dieser langen Erosionsphase. Im Gebiet des kleinen Randens und auch andernorts wurden die eozänen Bohnerze als Eisenerz ausgebeutet (BIRCHMEIER, 1986).

Die *Heraushebung der Alpen* zum Gebirgsbogen fand erst nach der meso-alpinen Deckenbildung im **Oligozän** statt (TRÜMPY, 1984). Im späten Oligozän waren die Alpen bereits ein Hochgebirge mit wohl bis zu 6000 m

hohen Gipfeln. Aus der Gebirgskette wurden mächtige Flyschabfolgen (Trübeströme) in das vorerst noch tiefe Randmeer geschüttet. Diese Tiefseeablagerungen wurden im frühen Oligozän allmählich von flachmarinen Sedimenten der Unteren Meeresmolasse abgelöst. Es handelt sich dabei vor allem um Fein- und Grobsande, Silte und Konglomerate. Brackwasserfossilien (Muscheln, Gastropoden, Ostrakoden usw.) zeigen, dass das Wasser der Alpenflüsse im schmalen Meeresarm den Salzgehalt erniedrigte. Die Sedimente der Unteren Meeresmolasse verzahnen sich in den Basislagen noch mit den Flyschbildungen (BÜCHI und SCHLANKE, 1977). Die Nordgrenze des etwa 40–50 km breiten Meeresarms lag etwa im Bereich des heutigen Alpennordrandes. Gesteine der Unteren Meeresmolasse finden sich darum heute nur in den Schuppen der subalpinen Molasse.

Der *Zusammenschub der subalpinen Molasse* begann im **späten Oligozän**. Das Meer verlandete, und in der Vorlandsenke entstand bei feuchtwarmem tropischem Klima eine weite Flussebene, in der sich die aus den Schuttfächern der jungen Alpen austretenden Flüsse zu einem grossen Strom vereinigten, der in einen Meeresarm weit im Osten mündete (Abb. 3). Wir bezeichnen die Ablagerungen dieses Stromsystems als **Untere Süsswassermolasse**. Es handelt sich um bunte Mergel, in die Lagen mit Knauern und mächtige Sandsteinbänke eingebettet sind. Die Sandsteinlagen sind Ablagerungen der mäandrierenden Flussläufe, die feinkörnigen Mergel sind Bodenbildungen der Flussauen, die bei saisonalen Überschwemmungen gebildet wurden. Aus den jungen Alpen bauten Alpenflüsse mächtige Schuttfächer in die Schwemmebene. Der zentrale Flussstrang verlief im Gebiet der grössten Absenkung, er verlagerte sich mit dieser im Verlauf der Sedimentation der Unteren Süsswassermolasse immer weiter nach Norden. Die Vorlandschwelle befand sich zur Zeit der Unteren Süsswassermolasse noch im Gebiet des Molassebeckens. Dadurch kam es zur Bildung erster Flexuren über den Randstörungen des Nordschweizer Permokarbontroges.

An der Wende **Oligozän-Miozän** (vor rund 23 Millionen Jahren) erreichte die Vorlandschwelle das Gebiet des Schwarzwaldes, und intensive Hebungen setzten ein. Zudem hatte sich im Untergrund, vermutlich bereits in der späten Kreide, die Erdkruste ausgedünnt, so dass das Material des heissen Erdmantels näher zur Erdoberfläche aufsteigen konnte. Auch noch heute liegt die Krustenbasis (Moho) im Gebiet des Kaiserstuhls nur 24 km tief, gegenüber mehr als 30 km in den umliegenden Gebieten. Dieser Manteldiapir (aufsteigendes, heisses Magma, das aufgrund seiner geringen Dichte aus grossen Tiefen nach oben dringt; diese Stellen werden auch «Hotspot» genannt) förderte die Hebung zusätzlich. Es ist bislang unklar, wie er entstanden ist, er war jedenfalls bereits vor der Ankunft der Vorlandschwelle für die Aufwölbung des Rheinischen Schildes verantwortlich. Die Hebungen führten zu kräftiger Erosion der mesozoischen Sedimenthüllle. Der Abtragungsschutt wurde von den Schwarzwaldflüssen in die Molassesenke getragen, und es entstanden so auch am Beckennordrand Schuttfächer. Die Konglomeratschüttungen werden nach ihrem Geröllinhalt als *ältere Juranagelfluh* bezeichnet. Sie enthalten als Komponenten vor allem Malmgerölle, dazu wenige aus dem Dogger. Das Schwarzwaldkristallin lag also zu diesem Zeitpunkt noch unter einer mächtigen Sedimenthülle.

Durch die intensive Hebung des Schwarzwaldes wurden die Gesteinsschichten in der Nordschweiz um einige Grad nach Südosten gekippt. Die Aufwölbung führte zur Dehnung der Gesteinskörper, was eine Reaktivierung der alten variskischen Störungszonen auslöste. So bildeten sich beispielsweise die NW-SE streichenden Gräben und Horste der Südabdachung des Schwarzwaldmassivs. Die auffälligste Struktur ist der *Freiburg-Bonndorf-Bodensee-Graben*, der den gesamten Südschwarzwald durchschneidet und an dessen Enden die *jungtertiären Vulkangebiete* des Kaiserstuhls und des Hegaus liegen. Auch die Vorwald- und die Eggberg-Störung, die die südlichsten Schollen des Schwarzwaldes begrenzen, wurden reaktiviert. Am Südende interferierten sie mit den

Störungen des Nordschweizer Permokarbontroges, so dass in dessen Umgebung ein komplexes Bruchmuster entstand (DIEBOLD et al., 1992).

Auch im Gebiet des Molassebeckens wurden variskische Strukturen, insbesondere die Randstörungen des Nordschweizer Permokarbontroges, wieder belebt. Die alten Störungszonen pausten sich in Form von Flexuren durch das sedimentäre Deckgebirge. Aufgrund der Kippung der Schichten gewinnt die Untere Süsswassermolasse gegen Süden rasch an Mächtigkeit. Die Schrägstellung des Deckgebirges führte am Südhang des Schwarzwaldes dazu, dass ein über den Trias-Evaporiten (Salz, Anhydrit, Gips) liegender, rund 10 km breiter Gesteinskörper instabil wurde und nach Süden abglitt. Über einer alten Störung im Grundgebirgssockel wurde er zur komplexen, gegen Süden gerichteten *Mettauer-Überschiebungsmasse* im Aargauer Tafeljura aufgestapelt.

Im frühen **Miozän** (vor etwa 20 Millionen Jahren) verstärkte sich die Absenkung des alpinen Vorlandes, verursacht durch eine markante Krustenverdickung, die durch die Aufwölbung des lepontinischen Doms (Tessin und Simplonmassiv) und durch die Aufstapelung der *helvetischen Decken* ausgelöst wurde. Die Sedimentation konnte die Absenkung nicht mehr ausgleichen, so dass das Meer erneut ins Molassebecken eindringen konnte. Es bildete sich eine untiefe, langgezogene Meeresstrasse mit kräftigen Gezeitenströmungen, in der die Ablagerungen der **Oberen Meeresmolasse** entstanden (Abb. 4). Die kräftigen Gezeitenströmungen im seichten Meeresarm führten zu starkem Küstenversatz, es bildeten sich ausgedehnte Kiesbänke, die wir heute als Geröllbänder und -lagen in den groben Sandsteinen der Meeresmolasse beobachten können. Die Hauptmasse der Sedimente bilden grünliche schräggeschichtete Sandsteine, die oft Austern- und Muschelreste enthalten. Die nördliche Küstenlinie des Molassemeeres, teilweise als Felskliff ausgebildet, folgte oft den über reaktivierten alten Störungszonen liegenden Flexuren, die teilweise während der Sedimentation der Meeresmolasse weiter bewegt wurden. In der Nordschweiz hat die spättertiäre oder quartäre Erosion die Klifflinie meist zerstört, im Ostaargau ist sie aber mancherorts noch erkennbar. Die synsedimentäre Entstehung eines Felskliffs über der Endinger Flexur konnte bei Endingen im Aargau belegt werden (BITTERLI, 1999).

Im **Mittelmiozän** zog sich das Meer nach Westen zurück, es kam zu einer Strukturierung des Molassebeckens. Vom Gebiet der Lägern bis zum Bodenseegebiet bildete sich eine Schwellenzone, auf der sich bei ariden Klimabedingungen *Süsswasser- und Krustenkalke* bildeten. Nördlich dieser Schwelle entstand ein Flusstal, in dem grobkörnige Sande, man nennt sie *Graupensande*, abgelagert wurden. Sie bestehen hauptsächlich aus Quarz- und Feldspatkörnern, weiter enthalten sie dunkle Lydite (silurische Kieselschiefer), die zweifelsfrei aus dem Fran-

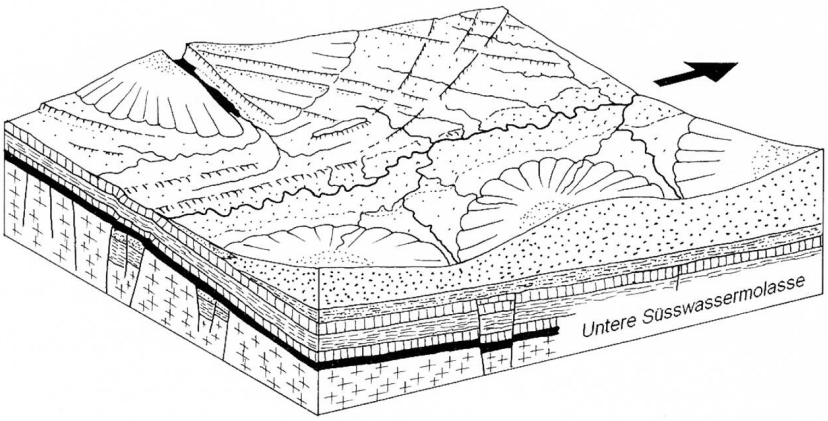

Abb. 3. Schematisches Blockbild der Nordschweiz im Oberoligozän zur Zeit der Unteren Süsswassermolasse.
Eine Ur-Donau im Vorland der jungen Alpen sammelt das Wasser der Alpenflüsse und führt es gegen Osten in ein Meer im Bayrischen Molassebecken. Aus der Alpenkette werden grosse Schuttfächer in die Ebene geschüttet. Im Norden werden Schwarzwald und Vogesen stark gehoben. Reaktivierte paläozoische Bruchsysteme zeichnen sich in der Landschaft durch Flexuren und Geländestufen ab. Im jungen Oberrheingraben, der noch im Mitteloligozän einen Meeresarm bildete, sind nur noch Restseen übrig geblieben. Über dem Permokarbontrog zieht eine Flexur nach Osten, sie verhindert die Entwässerung in den Oberrheingraben.

kenwald stammen. Die Graupensande sind somit eine Schüttung aus dem Böhmischen Massiv. Der Flusslauf kann vom Frankenwald bis zur Einmündung ins Molassemeer im Klettgau verfolgt werden. Durch den zeitweisen Rückzug des Molassemeeres konnte sich der Fluss bis zu 70 m tief in ältere Formationen einschneiden. Diese *Graupensandrinne* verlief weitgehend parallel zur Klifflinie.

Der Graupensandfluss hatte im Molassebecken nicht lange Bestand. Das Meer kehrte zurück und es bildete sich erneut ein seichter Meeresarm mit Brackwasserablagerungen. Der Fluss mündete nun weiter östlich ins Molassemeer, es entstanden die marinen Graupensande von Benken-Wildensbuch, aus denen eine vielfältige Meeresfauna geborgen wurde. Die Sedimentschüttungen ins Molassebecken kamen nun zunehmend aus Südwesten und lieferten das Material für die *Austernnagelfluh*. Im Konglomerat dominieren helle, gut gerundete Gerölle, häufig aus Quarz oder Quarzit, die in einer sandigen Grundmasse liegen. Die Sande zeigen das Schwermineralspektrum des Napfschuttfächers. Das Gestein enthält lagenweise zahlreiche Austern, die wohl in den ruhigen Phasen zwischen den stärkeren Geröllschüttungen den Meeresboden besiedeln konnten.

Die marine Sedimentation im Molassebecken endet mit den *Melaniensanden*, die sich durch einen hohen Gehalt an hellem Glimmer auszeichnen. Der Meeresarm reichte zu dieser Zeit bis ins bayrische Molassebecken. Gegen Ende des Mittelmiozäns zog sich das Molassemeer aufgrund von Hebungen des Beckens, möglicherweise unterstützt von einer kräftigen eustatischen Meeresspiegelabsenkung, endgültig nach Südwesten zurück. Im trocken fallenden Becken bildete sich nun eine Auenlandschaft mit trägen Flüssen, die die Wassermassen der Alpen nach Westen zum Mittelmeer führten. Wir nennen diese Ablagerungen die **Obere Süsswassermolasse** (Abb. 5). An den Beckenrändern entstanden Seen und Moore, in denen sich *Süsswasserkalke* und auch *Braunkohlen* (Käpfnach) bildeten. Von den zu dieser Zeit emporsteigenden Ostalpen wurden Sande, die reich an Glimmer waren, nach Westen transportiert, das zentrale Flusstal wird deshalb als *Glimmersandrinne* bezeichnet. Aus Pflanzenfunden kann auf ein warm-gemässigtes, durch Monsune bestimmtes Klima geschlossen werden.

Seit dem **Untermiozän** bestand im Oberrheingraben eine Schwelle, die den Graben gegen Norden abriegelte. Nördlich dieser Schwelle entwickelte sich das Flusssystem eines *Ur-Rheins*, welches die Wässer der Nordabdachung des Rheinischen Schildes zur Nordsee führte. Die Hebungen der Grabensohle lagen im Gebiet des *Kaiserstuhl-Vulkans*, der im **Mittelmiozän** (vor 18–16 Millionen Jahren) aktiv war. Danach hatte die mit vulkanischen Ablagerungen bestückte Schwelle Bestand bis ins Pliozän. Die Flüsse südlich der Schwelle (z. B. Ur-Wiese)

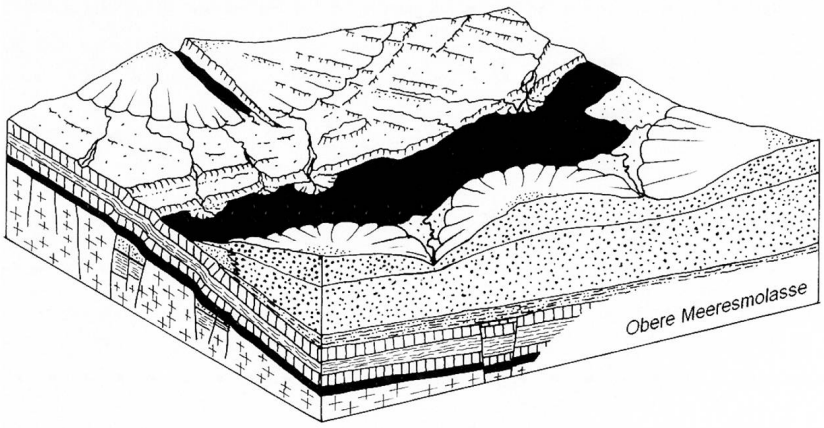

Abb. 4. Schematisches Blockbild der Nordschweiz im Untermiozän zur Zeit der Oberen Meeresmolasse.
Im unteren Miozän drang das Meer ins Molassebecken vor. Eine markante Verdickung der Erdkruste aufgrund der alpinen Gebirgsbildung hatte die kräftige Absenkung des Beckens ausgelöst. Der nördlich anschliessende Schwarzwald-Vogesen-Dom wurde weiterhin kräftig gehoben, und die Gebirgsflüsse gruben eigentliche Canyons in die Bergflanken. Die Flüsse brachten viel Schutt, und am Nordufer des Molassemeeres wuchsen Schuttkegel ins Wasser (Ältere Juranagelfluh). Am Nordufer des Meeres entstand längs der Schichtstufen eine Kliffküste. Das Meer war erneut in den Oberrheingraben eingedrungen, seine Südküste lag zeitweise im Gebiet des Baselbieter Juras (Muschelagglomerate der Tenniker Fluh). Es gab aber keine Verbindung zum Molassemeer.

nahmen den Weg nach Süden, über das Gebiet des späteren Juragebirges zur Glimmersandrinne. Sie hinterliessen dort an Nagelfluh reiche Schuttfächer mit Komponenten aus Schwarzwald- und Vogesengesteinen.

Durch verstärkte Hebungen im Schwarzwald, zur Zeit der **Oberen Süsswassermolasse**, gewannen die Gebirgsflüsse an Kraft und erodierten teils tiefe Canyons in die Abhänge. Das Klima war subtropisch, und immergrüne Wälder überzogen die Flussniederungen. In den höheren Lagen des Schwarzwaldes jedoch war die Vegetation spärlicher, und bei saisonalen Starkregen wurden Schlammströme (Murgänge) ausgelöst, die durch die Canyons in die Ebene geschüttet wurden. In diesen als *jüngere Juranagelfluh* bezeichneten Ablagerungen finden sich deshalb auch mehr als kopfgrosse, kaum gerundete Komponenten. Bei den Geröllen dominieren nun die Trias-Formationen und es treten auch einzelne Gesteine des Schwarzwälder Grundgebirges auf, das nun stellenweise von der Erosion angeschnitten wurde.

Während der Ablagerung der **Oberen Süsswassermolasse** kam es im nahen Hegau zu den ersten *vulkanischen Eruptionen*. Es handelte sich zu Beginn um explosive Ausbrüche, die mächtige Tuffmassen zu Tage förderten. In der Nordschweiz werden die verwitterten Tuffe, die der Wind hierher verfrachtete, als *Bentonite* bezeichnet. Für die älteste Bentonitlage in der OSM bei Bischofszell wurde ein Alter von etwa 14,6 Millionen Jahren bestimmt, was mit den ältesten Deckentuffen im Hegau übereinstimmt (SCHREINER, 1992). Es wurde aber auch vermutet, dass die Ostschweizer Bentonite zum Teil von einem Eruptionsschlot in diesem Gebiet stammen (HOFMANN, 1961).

Zur gleichen Zeit ereignete sich in Mitteleuropa eine kosmische Katastrophe, ein *Meteoritenschwarm* traf die Erde. Der grösste Brocken, ein mehrere hundert Meter grosser Meteorit, schlug einen rund 23 km weiten Krater in die schwäbische Alb bei Nördlingen: das Nördlinger Ries. Zahlreiche weitere Krater umsäumen das Ries, darunter das Steinheimer Becken mit 3,5 km Durchmesser. Man nimmt an, dass die verheerenden Einschläge das Gelände grossräumig einebneten. Beim *Ries-Ereignis* wurden 70–130 km^3 Gestein herausgeschlagen und verfrachtet. Ein Horizont mit kantigen Fragmenten von Oberjura-Gesteinen, der in der Oberen Süsswassermolasse der Ostschweiz gefunden wurde, wird auf die Katastrophe zurückgeführt (HOFMANN und HOFMANN, 1992). Ein Stück Strahlenkalk unter den Komponenten ist ein gutes Indiz für die Herkunft aus dem Impaktereignis. Die Komponenten sind dabei rund 180 km weit geschleudert worden und gingen als verheerender Gesteinshagel über das östliche Molassebecken nieder. Nach dem Einschlag

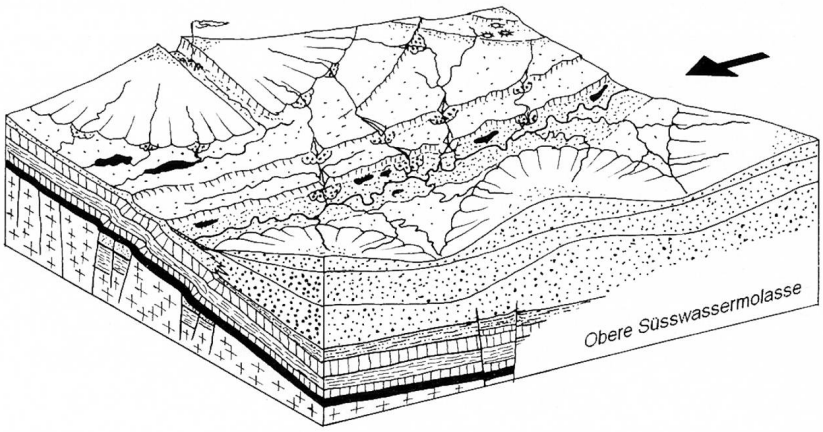

Abb. 5. Schematisches Blockbild der Verhältnisse im Obermiozän: Obere Süsswassermolasse.
Die grossräumigen Absenkungen im westlichen Molassebecken, die dem Molassemeer den Zugang zum Becken geöffnet hatten, führten nach dem Rückzug des Meeres zum Wechsel der Entwässerungsrichtung nach Westen. Das breite, gegen Südwesten ziehende Stromtal, in dem helle glimmerreiche Sande aus den kristallinen Alpen verfrachtet wurden, wird als Glimmersandrinne bezeichnet. Anhaltende Hebungen in Schwarzwald und Vogesen verstärkten im Obermiozän das Relief und bewirkten, dass Geröllschüttungen (Jüngere Juranagelfluh) von Norden in die Glimmersandrinne geschüttet wurden. Vor allem am Beckennordrand entstanden einige Seen, in denen Süsswasserkalke abgelagert wurden. Im Oberrheingraben war der Kaiserstuhl-Vulkan aktiv, im Hegau hatten sich in den Tuffschloten des Deckentuffvulkanismus Maarseen gebildet.

waren weite Teile Mitteleuropas verwüstet, das Leben weitgehend erloschen. Dicke Lagen aus steinigem Staub und Glasasche bedeckten die Landschaft. Neue Flusssysteme entwickelten sich, und der Rieskrater staute im Altmühlgebiet einen See von der doppelten Grösse des Bodensees. Das Leben erholte sich schnell, denn bereits die untersten Lagen in den Seeablagerungen der Kraterseen enthalten viel organisches Material, und etwas jüngere Lagen lieferten prachtvoll erhaltene Überreste von Wirbeltieren (HEIZMANN und REIFF, 2002).

In einem Zeitfenster von 12,4 bis 9,4 Millionen Jahren klang die Molassesedimentation allmählich aus. Dies ergibt sich aus der Datierung der sicher nachmolassischen *Höwenegg-Schichten*, bzw. der gleichaltrigen Hornblendetuffe (SCHREINER, 1992). Zu jener Zeit (**Obermiozän**) bildete das Mittelland eine weitgehend eingeebnete Landschaft vor den Schuttfächern des Alpengebirges. Die Zeit bis zum Beginn der Eiszeiten vor rund 2,6 Millionen Jahren ist nur sehr lückenhaft mit Ablagerungen belegt. Die andauernde Hebung sorgte für Erosion, und die gebildeten Ablagerungen wurden meist wieder erodiert, so dass wir aus diesem rund 8 Millionen Jahre dauernden Zeitabschnitt nur wenig Belege für das geologische Geschehen haben, unsere Kenntnisse über die erdgeschichtliche Entwicklung dieser Periode sind darum lückenhaft.

In der Zeitspanne von 9 bis 4 Millionen Jahre hat sich die *Auffaltung des Juragebirges* abgespielt. Die vorläufig letzte intensive Überschiebungsphase in den Alpen führte dazu, dass im Vorland auf den leicht verformbaren (duktilen) Evaporithorizonten der mittleren Trias (Steinsalz, Anhydrit) das gesamte darüber liegende Gesteinspaket des Molassebeckens nach Nordwesten geschoben wurde. Dieser als *Fernschub* bezeichnete Vorgang wurde in den vergangenen Jahren durch Beobachtungen in Tiefbohrungen und durch seismische Aufnahmen im Mittelland bestätigt (SOMMARUGA, 1997). Der *Sedimentkeil* des Molassebeckens wurde als fester Block verschoben, erst im Gebiet der Nord- und Westschweiz, wo die Gesteinsüberlagerung geringer war, wurden die Formationen über dem Abscherhorizont zu den Falten und Überschiebungen des Juragebirges zusammengestaucht. Der Betrag des Zusammenschubs im Jura kann mehrere Kilometer betragen, er nimmt gegen Osten ab und misst bei der Lägern noch etwa 1,5 km. Östlich der Lägern beobachtet man an der Erdoberfläche kaum Anzeichen der kompressiven Juratektonik, sie ist aber auf den zahlreichen Seismik-Linien dieses Gebietes zweifelsfrei feststellbar.

Lange Zeit galt die Stirn des Kettenjuras, die so genannte *Hauptüberschiebung*, die an der Erdoberfläche von der Mont-Terri-Kette bis zur Lägern verfolgt werden kann, als nördliche Front des Faltenjuras. Bei der detaillierten Auswertung neuerer Seismiklinien (NAEF et al., 1995) fanden sich Hinweise, dass auch im Vorland der Hauptüberschiebung, im Tafeljura, Überschiebungen und Verbiegungen des Deckgebirges vorkommen. So zieht im Untergrund nördlich der Lägern eine Überschiebung weiter gegen Norden und stösst im Gebiet des Rheins, bei Rümikon, gegen die Erdoberfläche. Der Ausbiss ist unter den Quartärformationen verborgen und darum an der Oberfläche nicht erkennbar. Diese, in abgeschwächtem Ausmass vom Fernschub erfasste Zone, wurde als Vorfaltenzone bezeichnet. Die Überschiebungen und Falten entstehen meist bei Störungen oder Verbiegungen des Abscherhorizontes. Da diese Störungen ihren Ursprung im Grundgebirgssockel haben, sprechen die Geologen von Sockelsprüngen. So entwickelte sich die Überschiebung bei Rümikon über der nördlichen Randstörung des tiefen Permokarbontroges. Bei der Lägern wird ein Zusammenhang mit dem Südrand des Permokarbontroges vermutet (NAGRA, 2003). Die ererbten, im Tertiär reaktivierten paläozoischen Strukturen spielen somit auch bei der Platznahme der Falten und bei Überschiebungen des Juragebirges eine entscheidende Rolle.

Die Zeit des Jurafernschubs blieb nicht ohne Auswirkungen auf das Flussnetz der Nordschweiz. Die grossräumigen Hebungen führten zur Bildung einer noch heute bestehenden Wasserscheide im westlichen Mittelland. Die Entwässerung erfolgte nun am Fuss des entste-

henden Faltenjuras entlang gegen Nordosten. Eine Ur-Aare sammelte das Wasser der Zuflüsse aus den Alpen und aus dem entstehenden Jura und leitete es nach Nordosten zur Ur-Donau. Dieser *Aare-Donau-Fluss* ist durch Schottervorkommen auf dem Villiger Geissberg bei Brugg, dem Eichberg bei Blumberg und durch Schotterrelikte längs des oberen Donautales belegt. Zu dieser Zeit tritt erstmals auch ein *Alpenrhein* ins Blickfeld, er entwässerte hoch über der heutigen Landoberfläche die Ostalpen nach Norden. Über das Gebiet des späteren Bodensees hinweg mündete er bei Ehingen-Blaubeuren in die Aare-Donau und hinterliess flussabwärts in den Schottern charakteristische Gerölle aus den Bündner Alpen.

Die Aare-Donau-Entwässerung hatte bis vor etwa 4,2 Millionen Jahren Bestand. Dann führten die anhaltenden Hebungen des Schwarzwaldes dazu, dass die Aare die östlichen Ausläufer des Hebungsgebietes nicht mehr überwinden konnte. Es gelang dem Fluss, sich im Gebiet des heutigen unteren Aaretals in den entstehenden Ketten- und Tafeljura einzuschneiden, so dass er die Senke zwischen dem Schwarzwaldsüdhang und dem jungen Juragebirge erreichen und nach Westen fliessen konnte (Abb. 6). Dem Nordrand des jungen Juragebirges entlang strömte der Fluss in den Sundgau. Starke Absenkungen des Bressegrabens hatten dazu geführt, dass der *Ur-Doubs* sich weit gegen den Sundgau zu eingeschnitten hatte. Er zapfte darum die durchs Sundgau fliessende Aare an. Es entstand ein *Aare-Doubs*, der das westliche Mittelland, den entstehenden Jura, die Südvogesen und den Sundgau zum Mittelmeer hin entwässerte. Der Aare-Doubs-Fluss hat Spuren in den *Sundgauschottern* hinterlassen, indem diese Geröllkomponenten des alpinen Einzugsgebiets der Aare enthalten. GIAMBONI et al. (2004) konnten zeigen, dass nur die Sundgauschotter mit einem Alter von 4,2 bis 2,9 Millionen Jahren alpine Schwerminerale in der Sandfraktion enthalten, in den jüngeren Sundgauschottern fehlen alpine Komponenten. Hingegen treten ab 2,9 Millionen Jahren alpine Schwermineralien in den Schottern des Oberrheingrabens auf. Es war dem Fluss offenbar gelungen, die Kaiserstuhl-Wasserscheide zu überwinden und fortan durch den Graben nach Norden zu fliessen. Die Entwässerung des Schweizer Mittellandes erfolgte ab diesem Zeitpunkt am Ende des **Pliozäns** erstmals durch den Oberrheingraben in die Nordsee. Die Landschaft des Mittellandes hatte zu dieser Zeit vermutlich ein moderates Relief, welches durch die höchsten heute noch erhaltenen Molasseanhöhen nachgezeichnet wird.

Die vergangenen 2,6 Mio. Jahre zeichnen sich durch eine drastische *Abkühlung* aus. Die Alpengletscher stiessen mehrfach ins Mittelland vor, und grosse Teile der Nordschweiz wurden

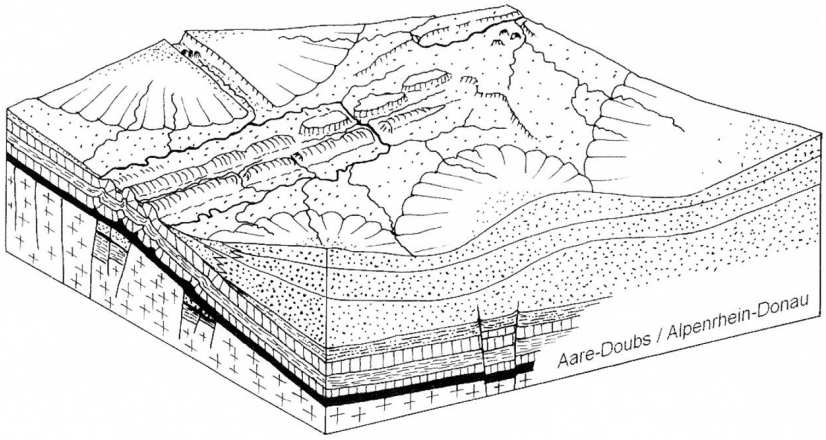

Abb. 6. Schematisches Blockbild der Nordschweiz im Pliozän: Aare-Doubs-Entwässerung.
Das Landschaftsbild in der Nordschweiz hat sich durch die Auffaltung des Juragebirges entscheidend verändert. Im Zuge der Jurafaltung wurde das westliche Molassebecken gehoben. Die pliozäne Aare floss vorerst dem jungen Juragebirge entlang nach Nordosten zur Donau, bis ihr im Gebiet des unteren Aaretales der Durchbruch durch die entstehenden Jurafalten gelang. Hebungen der Ostabdachung des Schwarzwaldes zwangen die Aare in die Senke zwischen Jura und Schwarzwald, wo sie nach Westen in den Sundgau floss. Dort vereinigte sie sich mit dem Doubs zum Aare-Doubs, der in den Bresse-Graben und schliesslich ins Mittelmeer floss. Im Oberrheingraben verhinderte die Kaiserstuhl-Schwelle bis ins Spätpliozän die Entwässerung nach Norden. Im Nordosten des Gebietes sammelten sich die Wässer in der Donau, die zum Schwarzen Meer floss.

unter Eis begraben. Diese Vorgänge haben Ablagerungen hinterlassen, die zeigen, dass sich in der Schweiz mindestens *15 Eisvorstösse* bis ins Mittelland ereigneten (MÜLLER et al., 2002). Diese Eiszeiten gaben unserer Landschaft den «letzten Schliff» und schufen die Voraussetzungen für die Ausgestaltung des heutigen Rheinlaufes. Die wesentlichen Ereignisse spielten sich dabei im Verlaufe der ältesten Vereisungszyklen, den *Deckenschotter-Eiszeiten,* ab, insbesondere erfolgte im Verlaufe der ersten Warmzeiten die Ablenkung des Alpenrheins zum *Aare-Rhein.* Zu dieser Zeit war der Walensee-Rhein-Gletscher das dominierende Gletschersystem. In den Warmzeiten des Höheren Deckenschotters wurde darum der Alpenrhein allmählich ins Walenseetal umgelenkt (Abb. 7), als *Walensee-Rhein* führte er die Wassermassen der Ostalpen gegen Westen zur Aare (GRAF, 1993). Der weitere Flusslauf verlief über das Gebiet des Aargauer Tafeljuras, bis durch tektonische Hebungen an der Mandacher Aufschiebung der Fluss gegen Osten ins heutige Aaretal umgelenkt wurde.

Zu Beginn der Deckenschotter-Eiszeiten gab es noch keinen *Bodensee.* Erst in den Warmzeiten dieser frühen Vergletscherungen hatte sich vermutlich im Zungenbecken eines Gletschers ein vorerst noch Nord-Süd gerichteter seichter See gebildet. Erst in den späten Deckenschotter-Eiszeiten wurde das heutige, mehr West-Nordwest gerichtete Becken geschaffen, in dem sich nun in den Warmzeiten bereits ein stattliches Gewässer, ein *Ur-Bodensee,* formen konnte. Die Ausbildung des Bodensees ist dabei stark an das tektonische Bruchmuster gebunden, was sich in der variskischen Ausrichtung des Seebeckens äussert. Hebungen zwischen Walensee und Rheintal bewirkten in der späten Deckenschotter-Zeit eine Umlenkung des Rheins in die Senke des jungen Bodensees (Abb. 7). Mit diesem Bodensee-Rhein, der vorerst durch das Klettgau nach Westen strömte, hatte das Flusssystem des Rheins im grossen Ganzen seine heutige Form angenommen (vgl. HANTKE in diesem Werk).

7 EIN BLICK IN DIE ZUKUNFT: DER MENSCH BESTIMMT DAS SCHICKSAL DES RHEINS

Es wurde nun vieles über die Vergangenheit berichtet, zum Schluss soll nun auch ein kurzer Blick in die Zukunft gerichtet werden. Dabei stellt sich zuerst die Frage, wie es mit den tektonischen Bewegungen in der Nordschweiz weitergehen wird. Vor rund 10 Millionen Jahren lag

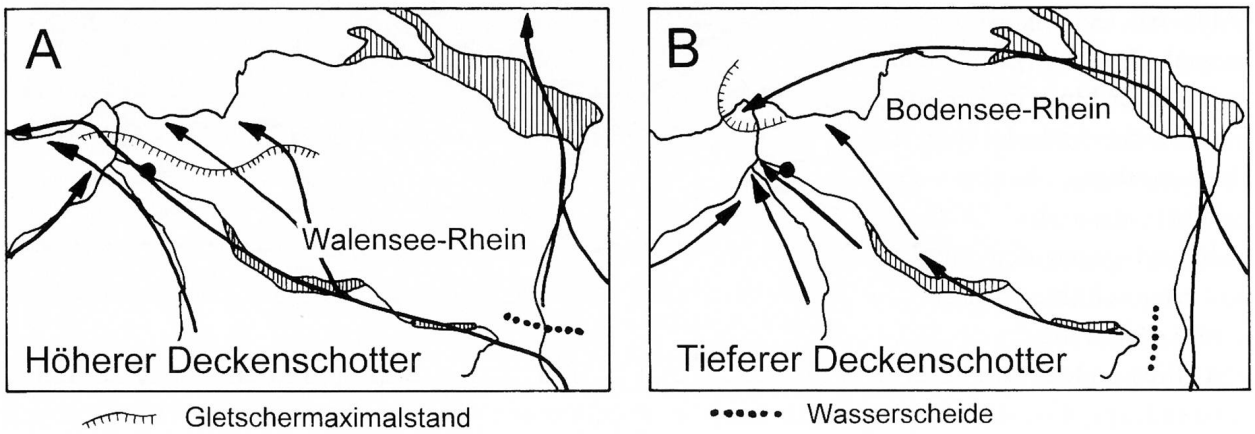

Abb. 7. Der Rhein während der frühen Eiszeiten.
A: Entwässerung zur Zeit der ältesten Deckenschotter: Der Alpenrhein floss durch das Walenseetal nach Westen. Über das Gebiet des Tafeljuras hinweg erreichte dieser Walensee-Rhein den Oberrheingraben. Das St. Galler Rheintal entwässerte zur Donau.
B: Entwässerung zur Zeit der jüngsten Deckenschotter: Durch Hebungen zur Zeit der jüngsten Deckenschotter bildete sich im Walenseetal eine Wasserscheide. Der Rhein wurde nach Norden abgelenkt und floss nun durch die Senke des späteren Bodensees und durch das Klettgau nach Westen. In der Rinne des Walensee-Rheins entstand eine Ur-Limmat (nach GRAF, 1993).

auf dem Aarmassiv und der Simplonregion ein 10 bis 15 km mächtiger Deckenstapel (helvetische und penninische Decken). Er wurde in den 10 Mio. Jahren bis zur Gegenwart vollständig erodiert, was nur möglich war, weil die Alpen in diesem Zeitraum entsprechend gehoben wurden (STECK und HUNZIKER, 1994). Im Mittel ergibt sich daraus eine Hebungsrate von 1 bis 1,5 mm/Jahr. Nachmessungen des geodätischen Landesnivellements, mit denen Höhenänderungen von Messpunkten einige Jahrzehnte nach der Erstmessung bestimmt wurden, ergaben für die Region Brig vergleichbare Hebungswerte. Auch im Schwarzwald wurden teilweise mehr als 2 km Gestein abgetragen. Für das Molassebecken ergaben unterschiedliche Methoden übereinstimmende Hebungswerte in der Grössenordnung von 0,2 mm/Jahr am Alpenrand und 0,1 mm/Jahr im zentralen Molassebecken (MÜLLER et al., 2002). Diese Werte scheinen auf den ersten Blick sehr klein, doch werden bei entsprechend anhaltender Hebung die Gesteinsschichten im nördlichen Molassebecken in einer Million Jahren 100 m höher als heute liegen. Weit im Norden gibt es auch Gebiete mit geringer Senkungstendenz, wie etwa die Region Schaffhausen.

Nach neueren Untersuchungen sind Hebung und Erosion in den Alpen nicht gleichmässig erfolgt, sondern waren in den letzten 5 Millionen Jahren intensiver als zuvor (CEDERBOM et al., 2004). Die Hebungen werden meist auf den isostatischen Ausgleich der Lithosphären-Verdickung zurückgeführt. Man geht davon aus, dass die tektonischen Vorgänge der Alpenbildung vor 4 Mio. Jahren allmählich zum Erliegen kamen. Allerdings zeigen systematische Nachmessungen des geodätischen Landesnivellements ein kontroverses Bild, indem die vom Fernschub erfassten Gebiete Hebungen aufweisen, während die vor der Abscherfront liegenden Gebiete sich durch Senkungen auszeichnen (MÜLLER et al., 2002). Hinweise auf jüngere Bewegungen ergeben sich auch aus einer Kartierung der Basis der älteren Sundgauschotter (Alter: 4,2–2,9 Millionen Jahre). Diese, vor der Jurafront liegende Auflagerungsfläche war bei ihrer Bildung annähernd eben. Eine engmaschige Kartierung des Horizontes zeigte, dass er verfaltet und gegen den Jura zu angehoben ist (GIAMBONI et al., 2004). Da die gesamte Schotterlage verstellt ist, muss hier in den vergangenen 2,9 Mio. Jahren der Jurafernschub zumindest zeitweise angedauert haben. Es besteht in der Wissenschaft noch keine Einigkeit darüber, ob der von alpiner Kompression getriebene Fernschub andauert oder ob die heutige Kompression des Alpenvorlandes lediglich Ausdruck der isostatischen Resthebung des Mittellandes ist.

Doch was bedeuten die Hebungen für das Flussnetz, insbesondere für den hier im Vordergrund stehenden Rhein? Die *Reliefentwicklung* einer Landschaft wird von der Höhenlage des tiefsten Punktes des Drainagenetzes (regionale Erosionsbasis) gesteuert. Bei den geringen Hebungsraten im Molassebecken stellte sich bereits nach geologisch kurzen Zeiträumen in den Hauptabflussrinnen ein dynamisches Gleichgewicht zwischen Hebung und linearer Tiefenerosion ein. Das Erosionsgeschehen strebt ein ideales Ausgleichslängenprofil des Flusses an: Im Oberlauf herrscht Tiefenerosion vor, im Mittellauf dominiert Umlagerung und Weitertransport des Geschiebes und im Unterlauf wird hauptsächlich abgelagert. Das «reife» Ausgleichslängenprofil eines Flusses ist darum eine von Unter- zum Oberlauf konkav ansteigende Kurve. Das Profil des Hochrheins zwischen Basel und Schaffhausen ist bei dieser Betrachtungsweise zu steil. Dies erklärt sich durch zahlreiche harte Felsschwellen, die der Fluss hier überwinden muss. Zudem ist das Gebiet am Schwarzwaldsüdrand in Hebung, während sich der Oberrheingraben eher senkt. Die Erosionsbasis der mehr als 1 Million Jahre alten Deckenschottervorkommen auf den Anhöhen längs des Hochrheins zeigt ein Ausgleichslängenprofil, das mit dem Profil des heutigen Rheinlaufs gut vergleichbar ist. Man darf darum annehmen, dass es sich beim heutigen Zustand um ein langfristig eingespieltes dynamisches Gleichgewicht handelt, welches wohl noch einige Zeit Bestand haben wird.

Die ungestörte natürliche Entwicklung des Rheins würde in geologischen Zeiträumen dazu führen, dass der Rhein die Felsschwellen des

Hochrheins und die Schwelle bei Bingen überwindet. Die Anpassung des Flussprofils an die Erosionsbasis Nordsee würde dabei in der Nordschweiz zu einer Tieferlegung der Flusstäler von bis zu 100 m führen (NAGRA, 2003). Allerdings gilt dies nur, wenn nicht Hebungen die Felsstufen verstärken oder neue Felsriegel schaffen. In Wirklichkeit behindern jedoch die Staustufen, die der Mensch in den Flusslauf gebaut hat, heute wirksam die Tiefenerosion des Rheins. So ist wohl sicher, dass, solange der Mensch ins natürliche Geschehen steuernd eingreift, keine einschneidenden Veränderungen des Rheinlaufs mehr stattfinden werden.

8 VERDANKUNGEN

Besten Dank meinen Kollegen PD Dr. M. Rahn und Dr. W. H. Müller, sie haben den Text kritisch gelesen und gaben mir zahlreiche Hinweise zu neuer Literatur. Mein Arbeitgeber, die Hauptabteilung für die Sicherheit der Kernanlagen (HSK), hat meiner erdgeschichtlichen Öffentlichkeitsarbeit viel Verständnis entgegengebracht und beteiligte sich an den Druckkosten. Auch dafür herzlichen Dank.

9 LITERATUR

AIGNER, T. 1999. Dynamische Stratigraphie des oberen Muschelkalks am Beispiel Süddeutschlands. In: «Trias – Eine ganz andere Welt», N. HAUSCHKE & W. WILDE eds, pp. 115–128. Verlag Friedrich Pfeil, München, 647 pp.

ALLIA, V. 1996. Sedimentologie und Ablagerungsgeschichte des Opalinustons in der Nordschweiz. Diss. Univ. Basel, 185 pp.

BEUTLER, G., HAUSCHKE, N. & NITSCH, E. 1999. Faziesentwicklung des Keupers im germanischen Becken, pp. 129–174. In: «Trias – Eine ganz andere Welt», N. HAUSCHKE & W. WILDE eds, Verlag Friedrich Pfeil, München, 647 pp.

BIRCHMEIER, C. 1986. Bohnerzbergbau im Südranden. Neujahrsblatt der Naturforschenden Gesellschaft Schaffhausen Nr. 38. Karl Augustin AG, Thayngen-Schaffhausen, 80 pp.

BIRKHÄUSER, P., ROTH P., MEIER, B. & NAEF, H. 2001. 3D-Seismik: Räumliche Erkundung der mesozoischen Sedimentschichten im Zürcher Weinland. Nagra techn. Bericht NTB 00-03. Nagra, Wettingen, 158 pp.

BITTERLI, P. H. 1999. Die Erdgeschichte des Gebietes von Endingen. In: «1200 Jahre Endingen», K. WEIBEL, pp. 19–40. Baden-Verlag, Baden-Dättwil.

BITTERLI, P. H. 1979. Cyclic sedimentation in the Upper Bathonian-Callovian of the Swiss Jura Mountains. In: «Symposium Sédimentation Jurassique W européen», Ass. Sédimentologistes français, Publication spéciale 1, Paris, 99–109.

BITTERLI-DREHER, P. H. 2001. Die Erdgeschichte des Paläozoikums und Mesozoikums der Region Schaffhausen im Lichte der Ergebnisse der Nagra-Bohrung Benken. Mitt. natf. Ges. Schaffhausen 46, 7–53.

BLOESCH, E. 1910. Zur Tektonik des schweizerischen Tafeljuras. Diss. Univ. Zürich, 85 pp.

BOLLIGER, TH. (ed.) 1999. Geologie des Kantons Zürich. Ott Verlag, Thun, 163 pp.

BÜCHI, U. P. & SCHLANKE, S. 1977. Zur Paläogeographie der Schweizer Molasse. Erdöl-Erdgas-Z. 93, 57–69, Sonderausgabe.

CEDERBOM, C. E., SINCLAIR, H. D., SCHLUNEGGER, F. & RAHN, M. 2004. Climate-induced rebound and exhumation of the European Alps. Geology V. 32(8), 709–712.

DIEBOLD, P., NAEF, H. & AMMANN, M. 1992. Zur Tektonik der zentralen Nordschweiz, Landeshydrologie und -geologie, Geologische Berichte Nr. 14, Bern, 277 pp.

GIAMBONI, M., USTASZEWSKI, K., SCHMID, S. M., SCHUHMACHER, M. E. & WETZEL, A. 2004. Plio-Pleistocene transpressional reactivation of Paleozoic and Paleogen structures in the Rhine-Bresse transform zone (northern Switzerland and eastern France). Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.), 207–223.

GRADSTEIN, F. M., AGTERBERG, F. P., OGG, J. G., HARDENBOL, J., VAN VEEN, P., THIERRY, J. & HUANG, Z. 1995. A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale. In Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation. In: «SEPM Special Publication 54», 95–126.

GRADSTEIN, F. M., OGG, J. & SMITH, A. 2004. A Geologic Time Scale 2004, Cambridge University Press, 589 pp.

GRAF, H. R. 1993. Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz. Diss. Univ. Zürich, 1993, 151 pp.

HALLAM, A. 1981. Facies interpretation and the stratigraphic record. W.H. Freeman & Co., Oxford, San Francisco, 291 pp.

HAUSCHKE, N. & WILDE, W. Herausgeber 1999. Trias – Eine ganz andere Welt. Verlag Friedrich Pfeil, München, 647 pp.

HEIZMANN, P. J. & REIFF, W. 2002. Der Steinheimer Meteoritenkrater. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München 2002, 160 pp.

HOFMANN, B. & HOFMANN, F. 1992. An Impactite horizon in the Upper Freshwater Molasse in Eastern Switzerland: Distal Ries Ejecta? Eclogae geol. Helv. 85, 788–789.

HOFMANN, F. 1961. Ein vulkanischer Tuffhorizont in der Basiszone der OSM bei Lichtensteig im Toggenburg. Eclogae geol. Helv. 54(2), 510–512.

HOFMANN, F., SCHLATTER, R. & WEH, M. 2000. Erläuterungen zum Geologischen Atlas der Schweiz, Blatt 1011 Beggingen, Bundesamt für Wasser und Geologie, 113 pp.

KEMPTER, E. H. K. 1987. Fossile Maturität, Paläothermogradienten und Schichtlücken in der Bohrung Weiach im Lichte von Modellberechnungen der thermischen Maturität. Eclogae geol. Helv. 80(2), 534–552.

KOCH, R., HORNUNG, T., PFEIFFENBERGER, S., WAGNER, K. & WEISS, C. 2003. Becken-Hang-Plattform-Übergänge im Kimmeridge 1–3 der Nördlichen Frankenalb. Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. NF 85, 169–201.

KOZUR, H. W. 1999. Aspekte der Wende Perm/Trias. In: «Trias – Eine ganz andere Welt», N. HAUSCHKE & W. WILDE eds, pp. 23–36. Verlag Friedrich Pfeil, München, 647 pp.

MATTER, A., PETERS, T., BLÄSI, H. R., MEYER, J. & ISCHI, H. 1988. Sondierbohrung Weiach, Geologie (Text- und Beilagenband). Nagra techn. Bericht NTB 86-01. Nagra, Wettingen, 438 pp.

MÜLLER, W. H., NAEF, H. & GRAF, H. R. 2002. Geologische Entwicklung der Nordschweiz, Neotektonik und Langzeitszenarien Zürcher Weinland. Nagra technischer Bericht NTB 99-08, 438 pp.

NAEF, H., BIRKHÄUSER, P. & ROTH, P. 1995. Interpretation der Reflexionsseismik im Gebiet nördlich der Lägern-Zürcher Weinland. Nagra technischer Bericht 94-14, Wettingen, 120 pp.

NAGRA, Technischer Bericht 00-01, 2001. Sondierbohrung Benken Untersuchungsbericht. Nagra, Wettingen, 288 pp.

NAGRA, Technischer Bericht 02-03, 2003. Projekt Opalinuston. Synthese der geowissenschaftlichen Untersuchungsergebisse. Nagra, Wettingen, 120 pp.

NAGEL, R. 1990. Stratigraphie und Paläogeographie im höheren Mittelkeuper Südwestdeutschlands und der angrenzenden Gebiete. Arbeit. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N.F. 85, 111–171.

PARRISH, J. T. 1999. Pangaea und das Klima der Trias. In: Trias – Eine ganz andere Welt, N. Hauschke & W. Wilde eds, pp. 37–42. Verlag Friedrich Pfeil, München, 647 pp.

ROLL, A. 1979. Versuch einer Volumenbilanz des Oberrheingrabens und seiner Schultern. Geol. Jb. A 52, Hannover, 3–82.

SCHREINER, A. 1992. Erläuterungen zur geologischen Karte des Landkreises Konstanz 1:50 000 (3. völlig neu bearbeitete Auflage). Geol. Landesamt Baden-Württemberg, 290 pp.

SOMMARUGA, A. 1997. Geology of the Central Jura and the Molasse Basin: New insight into an evaporite-based foreland fold and thrust belt. Mém. Soc. Neuch. Sci. Nat. XII, 176 pp.

STECK, A. & HUNZIKER, J. 1994. The Tertiary structural and thermal evolution of the Central Alps – compressional and extensional structures in an orogenic belt. Tectonophysics 238, 229–254.

TRÜMPY, R. 1984. Die Plattentektonik und die Entstehung der Alpen. Njbl. Natf. Ges. Zürich, Jahrgang 129, 47 pp.

WURSTER, P. 1968. Paläogeographie der deutschen Trias und die paläogeographische Orientierung der Lettenkohle in Südwestdeutschland. Eclogae geol. Helv. 61(1), 157–166.

ZIEGLER, P. A. 1988. Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. American Association of Petroleum Geologists Memoir 43, 198 pp.

Peter Bitterli-Dreher, Dr. phil. dipl. Geologe, Wolfgalgen 4, CH-5304 Endingen,
E-Mail: staibitterli@gmx.ch