

Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Schaffhausen
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Schaffhausen
Band: 46 (2001)

Artikel: Die Erdgeschichte des Paläozoikums und Mesozoikums der Region Schaffhausen im Lichte der Ergebnisse der Nagra-Bohrung Benken
Autor: Bitterli-Dreher, Peter
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-584884>

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: 02.05.2026

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

Die Erdgeschichte des Paläozoikums und Mesozoikums der Region Schaffhausen im Lichte der Ergebnisse der Nagra-Bohrung Benken

von

Peter Bitterli-Dreher

Zusammenfassung: Mit der Bohrung Benken wurde eine Gesteinsserie vom kristallinen Grundgebirge, bis zu den Meeresablagerungen des Malms, fast vollständig mit Bohrkernen aufgeschlossen. Diese Gesteinsabfolge repräsentiert die erdgeschichtliche Entwicklung eines Zeitraums von mehr als 100 Millionen Jahren. Im Paläozoikum wird das Geschehen in der Region von der Entwicklung gewaltiger Trogstrukturen dominiert, die mit Sedimenten des Karbons und Perms gefüllt wurden. Die Tröge ziehen nördlich und südlich der Kristallin-Zone von Benken vorbei. Das Mesozoikum der Region umfasst sowohl festländische, als auch marine Ablagerungen. Bei ihrer Bildung war der Anstieg des Meeresspiegels ein bestimmendes Element, da er in Konkurrenz mit der allgemeinen Subsidenz, aufgrund der Absenkung der abkühlenden kontinentalen Erdkruste, die Wassertiefe oder das Ausmass der Überflutung der Festländer bestimmte. Die Meerestiefe blieb dabei meist im Bereich einiger Zehner von Metern. Ein wichtiges Element bei der Entstehung der Gesteinsschichten waren katastrophale Stürme, die das bereits abgesetzte Sediment aufwühlten und ihm so ihren Stempel aufprägten. Die Meere des Mesozoikums zeichneten sich durch extrem breite Schelfgürtel aus. Die besonderen Sedimentationsbedingungen in diesen untiefen Meeren führten zur Bildung spezieller Sedimente, wie bituminöser Tonschiefer und Eisenoolithe. Die festländischen Ablagerungen zeichnen sich, entsprechend den extremen Klimabedingungen auf dem Superkontinent Pangaea, durch zahlreiche Evaporitformationen aus, die mit Schüttungen klastischer Sedimente aus den umliegenden Hochzonen abwechseln.

1 Einleitung

Das Studium der Natur bloss aus Büchern zu holen, ist ein Widerspruch in sich selbst und wird nie zu wirklichem Erfolg führen. Der Geologe vor allem muss hinaus, immer wieder hinaus, in Felder und Wälder, in Berge und Bäche, in Schluchten und Gräben, in Steinbrüche und Tongruben, kurz überall dahin, wo ein «Aufschluss» sich findet d. h. wo die Erdschichten sei' s durch Kunst oder Natur entblösst sind und der «gewachsene Boden» zu Tag tritt.

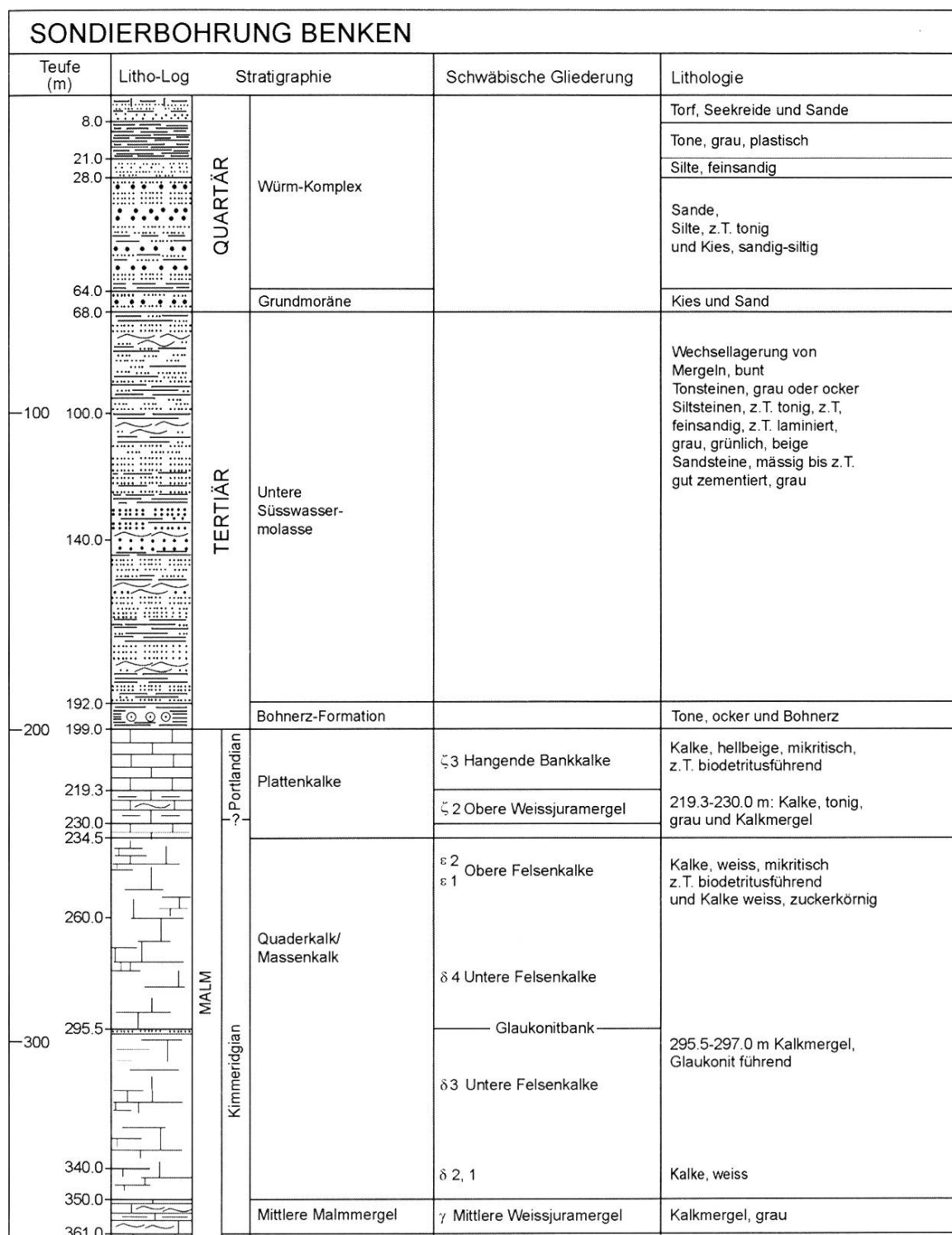
Aus: Theodor Engel (1911): Geologischer Exkursionsführer durch Württemberg.

Auch die Geologen unserer Tage gehen «hinaus» um die Gesteinsschichten zu erkunden, sie gehen aber vor allem auch mit Hilfe von Bohrungen und Seismik in die Tiefe der Erdkruste. In den Jahren 1998/1999 hat die Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle, Nagra, im Gebiet des Zürcher Weinlandes umfangreiche Untersuchungen durchgeführt. Mit Hilfe der Bohrung Benken wurde der Aufbau der Schichtenfolge im Untergrund erkundet und mit einer breit angelegten Seismik-Kampagne der tektonische Aufbau der Region abgebildet. Der Autor konnte diese Arbeiten im Rahmen seiner Tätigkeit bei der Hauptabteilung für die Sicherheit der Kernanlagen (HSK) von Anfang an mitverfolgen. Nachfolgend werden die Ergebnisse der Bohrung in einen grösseren erdgeschichtlichen Rahmen eingebunden und ein Bild vom Ablauf eines langen Abschnittes der Erdgeschichte der Region Schaffhausen entworfen. Es ist die Absicht, die faszinierende Geschichte der geologischen Entwicklung einem breiteren, naturkundlich interessierten Leserkreis aufzuzeigen.

2 Das Paläozoikum: Kontinente auf der Reise

Die seit zwei Jahrzehnten andauernden Untersuchungen (Nagra, Erdölindustrie) des tieferen Untergrundes in der Nordschweiz haben gezeigt, dass weite Teile dieser Region nicht von kristallinem Grundgebirge, sondern von Trogstrukturen mit paläozoischen Ablagerungen unterlagert werden. Diese paläozoischen Tröge sind in das Grundgebirge aus Granit und Gneis eingetieft. Aufgrund der seismischen Aufnahmen erwartete man auch im Gebiet von Benken paläozoische Ablagerungen, da zumindest im Gebiet südlich der Bohrung deutliche Anzeichen dafür vorlagen. So war es denn für die Geologen eine Überraschung, als in der Bohrung Benken unter den mesozoischen Schichten Grundgebirge in Form gebänderter Gneise (Tafel 2, Kerne 27–30) angebohrt wurde (Fig. 1). Dies

lässt sich aber verstehen, wenn man sich in diese weit zurückliegenden Zeiten zurückversetzt und das damalige Geschehen wieder aufleben lässt.



Figur 1: Geologisches Profil der Bohrung Benken
Nagra, Untersuchungsbericht Bohrung Benken, 2001.

SONDIERBOHRUNG BENKEN

Teufe (m)	Litho-Log	Stratigraphie	Schwäbische Gliederung	Lithologie				
380.0		MALM	β 2 Wohlgeschichtete Kalke (Weissjura β)	Kalke, graubeige gefleckt, mikritisch, mit dünnen Tonmergelzwischenlagen, z.T. mit weissen Echinodermenbruchstücken				
394.80					Oxfordian	β 1	ab 394.80 m Kernstrecke	
412.62								
436.66					Hornbuck-Schichten (Lochen-Schichten)	α Untere Weissjura mergel	wie Wohlgeschichtete Kalke jedoch mit Schwammkalkbänken	
450.40					Impressa-Mergel/ Effinger Schichten		Tonmergel mit Kalkbänken, Ammoniten, Belemniten	
451.15					Call.	Glaukonit-Sandmergel	ζ Ornamenton/Grenzkalk	Glaukonit- und Sand-führende Mergel, eisenoolitische Kalke
454.33						Grenzkalke, Anceps-O. Macrocephalus-Oolith		
466.90					Bathonian	Varians-Schichten	ε Varians-Schichten	Kalk- und Tonmergel, biodetr.
495.05					?	Parkinsoni-Württembergica-Schichten	ε Württembergica-Schichten	Tonmergel, siltig bis feinsandig 492.11-493.17 m Eisenoolith
							δ Parkinsoni Schichten	
499.41	Bajocian	Subfurcaten-Schichten	Subfurcatum-Oolith	Eisenoolith fossilreich Tonmergel, siltig Eisenoolith fossilreich				
504.41		Blagdeni-Schichten	δ Blagdeni-Schichten					
507.55		Humphriesi-Schichten	Humphriesanum-Oolith					
538.84		DOGGER	Aalenian	γ Wedelsandstein	Sandsteine, kalkig, knauerig und Kalkmergel, sandig 538.68-538.84 m: Sowerby-Oolith			
						Wedelsandstein		
						Murchisonae-Schichten	Dogger β	539.61-539.70 m: Oberbeta-Oolith Tonsteine, siltig b. feinsandig
						Opalinuston	Dogger α	Tonsteine, siltig bis feinsandig, kalkig, dunkelgrau und Tonmergel, siltig bis feinsandig, z.T. mit cm-dünnen Sandsteinlagen und -linsen, Pyrit, bräunlichen Sideritlagen und -knollen gegen unten mit Ammoniten
558.52								
590.11								
652.04	LIAS	Toar.	ζ Ob. Schwarzjura mergel	Kalke, knauerig und Tonmergel				
658.13			ε Posidonienschiefer	Tonmergel und Stinkkalkbänke				
667.58			γ+δ Ob. Schwarzjuratone	Kalke, Tonmergel, Phosphorit und Belemniten				
670.72			Numismalischmergel					
684.05			β Unt. Schwarzjuratone	Tonsteine, dunkelgrau				
687.64			α Arietenkalk+Angulatensch.	Kalke, biodetrusreich, Muscheln				
692.30			α Psiloceratenschichten	Tonsteine mit Sandsteinlinsen				
692.90			Het.					
709.12	KEUPER	Rhät	Obere Keuper	Tonsteine, schwarz u. 2 Sst.-lagen				
720.60			Knollenmergel	Tonsteine, dolomitisch, rot und grünlich				
728.10			Stubensandstein-Format.	Stubensandstein-Schichten	Dolomitbrekzien, sandige Mergel Sandsteine, mergelig			
729.68			Obere Bunte Mergel	Obere Bunte Mergel, Kieselst.	Tonmergel, dolomitisch, rot und grünlich			
735.76			Gansinger Dolomit	u.a. Hauptsteinmergel	Anhydrit, knollig			
752.00			Schilfsandstein-Format.	Schilfsandstein	Tonsteine, sandig und Sandsteine			
760.66			Gipskeuper	Gipskeuper	Tonsteine, Tonmergel, dolomitisch, grau und schwarz mit Anhydritknollen			
781.25					Zyklische Serie: Tonsteine, schwarz mit Anhydritadern; Tonsteine mit Dolomit und Anhydritlagen; Mosaik-Anhydrit			
796.20					Feingeschichtete Serie: Tonsteine rot, grün u. schwarz, Anhydritlagen			
					Anhydrit, massig, mit Dolomitlagen			

SONDIERBOHRUNG BENKEN					
Teufe (m)	Litho-Log	Stratigraphie	Schwäbische Gliederung	Lithologie	
807.25 811.35		Lettenkohle	Lettenkeuper	Dolomit und schwarze Tonsteine	
		Trigonodus-Dolomit	Trigonodus-Dolomit	Dolomit, massig, bräunlichbeige, porös löcherig; mit Oolith- u. Schillbänken; ab 828.05 m: massiger, zahlreiche Styloлите, weniger porös, Calcit-, Sulfat- und Ton-gefüllte Poren, Tonsteinlagen	
848.47		Hauptmuschelkalk	Tonplattenregion	Mikritische Kalke, grau mit Tonsteinlagen, zahlreiche Trochitenbänke	
874.30			Trochiten-Schichten		
886.33		Dolomit der Anhydritgruppe	Obere Dolomitzone	Dolomit, laminiert, beige, Drusen mit Calcitkristallen	
900		Obere Sulfatschichten	Obere Sulfatzone	Tonsteine, schwarz, z.T. grünlich-schwarz, mit Anhydritlagen und mächtigen -bänken, z.T. duktil deformiert	
918.93		Salzlager	Steinsalzlager	Halit, mit Tonstein und Anhydrit intensiv durchsetzt	
931.94		Untere Sulfatschichten	Untere Sulfat- und Dolomitzone	Tonsteine und Mergel, mit Anhydritlagen und -linsen	
942.03 948.32		Orbicularis-Mergel	Orbicularis-Schichten	Kalk- u. Tonmergel, dolomitisch mit dünnen Sandstein- u. Muschellagen	
		Wellenmergel	Mittleres Wellengebirge	Tonmergel und kalkige Tonsteine, dunkelgrau bis schwarz, siltig, mit Feinsandstein- und Muschellagen	
969.42 975.62		Wellendolomit	Unteres Wellengebirge	Tonsteine, Dolomite und Sandst.	
983.30		BUNTSANDSTEIN		Sandsteine, grünlich und weiss, z.T. tonig; unten bunt, mit Klasten	
1000 1007.00		KRISTALLIN		Migmatitische Biotit-Plagioklas-Gneise, bräunlichrot bis grau	

Die spätpaläozoische Welt sah gänzlich anders aus als die heutige. Zwei grosse Protokontinente, Gondwana und Laurussia, lagen inmitten eines riesigen Ozeans. Weiter im Osten lag der Angara-Kontinent, der durch das Ural-Meer von Laurussia getrennt war. Zur Zeit des Unterkarbons driften Gondwana und Laurussia gegeneinander und vereinigten sich zum Superkontinent Pangaea. Dabei wurde das zwischen den beiden Kontinenten liegende variskische Meeresbecken zusammengeschoben und ein Gebirgsgürtel aufgefaltet. Es entstanden das armorikanische Gebirge, das heute weiter westlich liegt und das variskische Gebirge, dessen Reste heute in 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, so entstanden die Granitstöcke, die heute das variskische Grundgebirge durchsetzen. Ein Aplitgang, der in einer Tiefe von 999 Metern in der Bohrung Benken angetroffen wurde, ist ein Ausläufer eines entsprechenden Granitstocks.

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 zu driften. Dabei wurde das östlich liegende Uralmeer geschlossen und das gleichnamige Gebirge aufgefaltet. Im Gebiet des späteren Mitteleuropa entwickelten sich bei diesen Vorgängen langgestreckte Verschiebungszonen (Transpressionszonen), längs denen der variskische Gürtel zerrissen und in langgestreckte Krustenblöcke zerlegt wurde. Einzelne Blöcke wurden gehoben, andere senkten sich ein, so entstand ein ausgedehntes System von Grabenbrüchen in denen in der Folge oberkarbonische und permische Sedimente abgelagert wurden. Die nordschweizer Permokarbontröge sind solche spätpaläozoischen Grabenbrüche. Aufgrund der Seismik-Resultate wird vermutet, dass es sich beim Kristallinvorkommen von Benken um eine horstartige Struktur von ca. 3 Kilometer Breite handelt, die West-Ost verläuft und die als Hochzone von Benken bezeichnet wird. Es könnte sich dabei um einen, bei den geschilderten Transpressionsphasen gebildeten Kristallinkeil handeln, der bei den gewaltigen Verschiebungen aus dem umliegenden Permokarbon herausgedrückt wurde.

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 in Äquatornähe, es herrschte ein feuchtwarmes Klima mit reichlich Niederschlägen. Urwälder überzogen das noch 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 etc.) wucherten. Die kräftigen Stürme im feuchtwarmen Klima führten dazu, das 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 seinerzeit 32 m Kohle durchbohrt! Da sich das Gebiet der Tröge andauernd absenkte, wurden nach und nach mächtige Sedimentserien gebildet, in Weiach sind die entsprechenden Ablagerungen mehr als 700 m mächtig! Dass die Erdkruste noch nicht zur Ruhe gekommen war, bestätigen auch vulkanische Tuffe (Bohrung Weiach), die auf intensiven Vulkanismus während dieser Periode der Erdgeschichte schliessen lassen. Sowohl nördlich wie auch südlich der Hochzone von Benken sind auf den seismischen Aufnahmen entsprechende Trogablagerungen erkennbar.

Eine genauere Analyse der Sedimentserie im Trog gibt weitere Anhaltspunkte zur Entwicklung der Region. In der Bohrung Weiach werden die dunkel gefärbten See- und Flussablagerungen des Unteren Perms, von groben, rot gefärbten Sandsteinen und Konglomeraten überlagert. Diese klastischen Gesteine zeigen uns, 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 Trog-senke 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 Zerschering Mitteleuropas an der Wende vom Unter- zum Oberperm (ZIEGLER 1988). Die Geologen bezeichnen diese tektonischen Ereignisse als Saalische Phase der variskischen Gebirgsbildung. Die intensiven Scherbewegungen wurden durch die Ostdrift Gondwanas ausgelöst.

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

Ob im Gebiet der Bohrung Benken einst auch permokarbonische Sedi-mente abgelagert und später wieder erodiert worden sind, wissen wir nicht. Immerhin zeigt die rund 1.75 m mächtige Verwitterungszone im Dach des kristallinen Grundgebirges, dass der Horst von Benken während langer Zeit offen lag und der Verwitterung ausgesetzt war. Vermutlich ragte er als Härtling aus den den wüstenhaften Playa-Ebenen der Troggebiete hinaus. Im verwitterten Gneis der Bohrkerne (Tafel 2, Kern 26) beobachtet man grüne Ton- und rote Karneoladern sowie Horizonte aus weissen oder rosaroten Quarz- und Karbonatknollen; diese Neubildungen entstanden während der langen Phase mit Bodenbildung, als das Grund-gebirge offen lag.

3 Die Triaszeit: Salzlagen und Megamonun

Im Verlauf der Triaszeit begann eine neue Entwicklung, die grosse Auswirkungen auf unser Gebiet hatte. Von Osten her drang ein Meeresarm keilförmig in den riesigen Urkontinent Pangaea vor, der Tethys-Ozean entstand. Die Ursache dieses Meeresvorstosses lag im Auseinanderbrechen Pangaeas. Quer durch den Superkontinent entwickelte sich zur Triaszeit eine Kontinentalplattengrenze, längs der Magma aus dem Erdinnern aufstieg und seitlich wegdriftete. Anfänglich, zur Zeit des Buntsandsteins, war das Gebiet des zentralen Europa noch durch das Böhmisches-Vindelizische Festland vom jungen Ozean getrennt, doch schon in der mittleren Trias drang das Meer in ein ausgedehntes Tiefland im Gebiet des heutigen Mitteleuropa, es wird als germanisches Becken bezeichnet, vor. Dabei geriet auch das Gebiet von Schaffhausen zeitweise unter Wasser. Da diese Beckenlandschaft während der gesamten Trias im Bereich der Meereshöhe lag und ein geringes Relief aufwies, bewirkten Meeresspiegelschwankungen und tektonische Bewegungen immer wieder Meeresinbrüche (Transgressionen) ins germanische Becken. Das Auseinanderbrechen Pangaeas war von katastrophalem Vulkanismus begleitet, besonders in Sibirien wurden an der Wende Perm-Trias ausgedehnte Deckenbasalte von mindestens 2.5 Mio. km² Oberfläche gebildet. Es wird angenommen, dass dadurch 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 Ablagerungen der Triaszeit werden in drei Formationen unterteilt: Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper. Die Sedimentation des Buntsandsteins und Keupers war vorwiegend festländisch, der Muschelkalk ist eine marine Bildung.

3.1 Der Buntsandstein: Schichtfluten und Playawüsten

Der Buntsandstein von Benken besteht, wie bereits angedeutet, an der Basis aus einer Konglomeratlage mit bis zu 15 cm grossen Komponenten, die in einer sandigen Grundmasse stecken (Tafel 2, Kern 25). Dies

zeigt, dass zu Beginn der Triaszeit eine Phase intensiver Erosion die Grundgebirgsoberfläche geformt hatte. Im nahen Hotzenwald beobachtet man stellenweise Reliefunterschiede der Grundgebirgsoberfläche von bis zu 20 m (BLÄSI 1987), die mit Schüttungen des Buntsandsteins aufgefüllt wurden. Über der Konglomeratlage folgt in Benken ein gut 1 m mächtiger Sandsteinhorizont mit roten Karneoladern, den man als Bodenbildung interpretiert. Der darüber liegende Plattensandstein besteht aus kreuzgeschichteten Sandsteinen mit Tonstein-Zwischenlagen (Tafel 2, Kern 24). Die Basis der Kreuzschichtungskörper wurde erosiv gebildet und enthält aufgearbeitete Tonscherben.

Die Anlieferung der Sande und Konglomerate des Buntsandsteins erfolgte aus Südwesten, aus dem Gebiet des armorikanischen Massivs (französisches Zentralmassiv). Die alte Vorstellung einer wüstenhaften, trockenen Buntsandsteinzeit muss man heute revidieren, denn die Ablagerungen des Buntsandsteins deuten in ihrer Mehrzahl auf Transport in fließendem Wasser hin, auch Fauna und Flora waren auf Wasser angewiesen. Besser ist wohl das Bild einer Halbwüste mit karger Vegetation, die während der Regenzeiten von intensiven Wasserfluten aus den nahen Gebirgen erfasst 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 das Gebiet entfernt von den Ozeanen lag, waren wohl auch die jahreszeitlichen Temperaturoegensätze extrem. Dieser Klimatyp spiegelt sich in den Ablagerungen des Buntsandsteins wider, 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, in dem sich anschliessend während der Trockenperiode durch aufsteigendes Grundwasser und Verdunstung Kalkkrusten oder -knollen (sogen. Caliche) bildeten. Der Plattensandstein von Benken entspricht derartigen Flussablagerungen. Bodenbildungen mit Caliche-Knollen sind

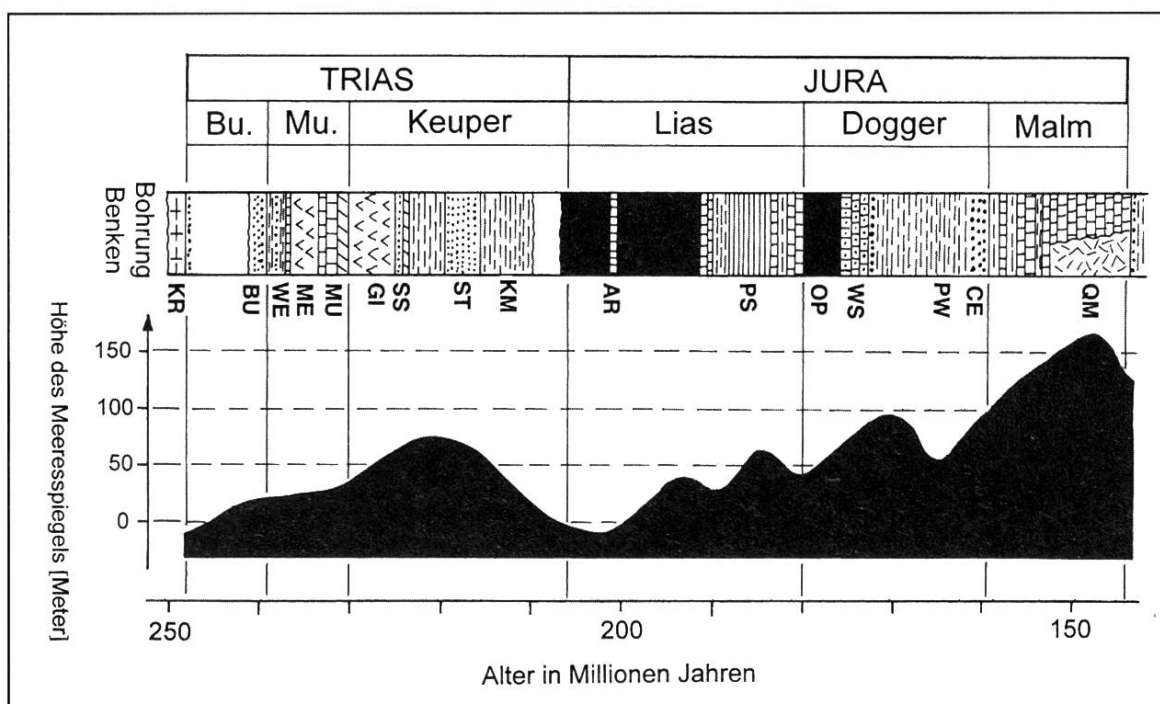
in der Bohrung Benken nicht beobachtet worden, sie sind aber im Wutach-Gebiet weit verbreitet.

Wo der Monsun auf Erhebungen traf, wurden die Niederschläge verstärkt, was die Erosion in den variskischen Gebirgsrümpfen förderte. Der Schutt wurde gegen Norden, wo ausgedehnte Playas entstanden waren, transportiert. Bereits zur Zeit des unteren Buntsandsteins drang das Meer von Osten, vor allem von Schlesien (schlesische Pforte) her, in diese Senken und bildete ein seichtes Binnenmeer, das aber nur bis ins Gebiet der Nordvogesen reichte. Diskordanzen im südlichen Teil des germanischen Beckens lassen auf eine intensive Blocktektonik zur Zeit des oberen Buntsandsteins schliessen, was wohl auf Vorgänge im jungen Tethys-Ozean zurück geht. Im Gebiet der Vogesen, wurden dabei grobe Konglomeratserien gebildet, bei uns zeugt nur eine Diskordanz von diesen einschneidenden Ereignissen. In den seismischen Profilen der Gegend von Benken finden sich allerdings deutliche Spuren tektonischer Aktivität in der Trias. Man beobachtet zahlreiche Brüche, die die Triasschichten versetzen und in den überlagernden Schichten der unteren Jurazeit ausklingen.

3.2 Der Muschelkalk: Das Meer dringt in die Wüste vor

Ein markanter Farbumschlag in den Bohrkernen markiert den Beginn der Muschelkalk-Stufe. Die roten und violetten Sand- und Siltsteine des Buntsandsteins werden von dunkelgrauen Tonsteinen und Tonmergeln abgelöst, die lagenweise Muscheln enthalten (Tafel 2, Kerne 22 und 23). Es sind marine Ablagerungen, sie zeigen auf den Schichtflächen ab und zu Rippelmarken, darum die alte Bezeichnung Wellengebirge. Absenkungen im Südteil des germanischen Beckens, verbunden mit einem weltweiten Anstieg des Meeresspiegels, hatten den Meeresvorstoss ausgelöst. Er erfolgte von Osten, von der schlesischen Pforte her, von hier wanderten Faunen aus dem Tethys-Meer ein. Muschel- und Schilllagen im Wellengebirge von Benken sind die Zeugen dieses Geschehens. Allerdings entwickelte sich im germanischen Golf nie ein reiches Leben, denn die Salinität des Wasser im abgeschlossenen Randmeer war meist zu hoch, so dass nur eine robuste, artenarme, aber individuenreiche Fauna gedeihen konnte. Der Name Muschelkalk weist auf diese Fauna hin, allerdings handelt es sich meist nicht um Muscheln, sondern um Schalen von Brachiopoden (Armfüßler).

Die auf Figur 2 dargestellten Meeresspiegelschwankungen sind ein wesentliches Element in der geologischen Geschichte des Erdmittelalters. Im Verlaufe der Trias- und der Jurazeit stieg der Meeresspiegel um rund 150 m an. Das Gebiet Europas wies zur Triaszeit nur ein geringes Relief auf. Hohe Gebirge fehlten, die alten variszischen Gürtel waren zu einem Rumpfgebirge abgetragen. In dieser wenig gegliederten Landschaft hatten bereits geringe Änderungen der Meeresspiegelhöhe 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 variszischen Gebirgsbildung. Auch tektonische



Figur 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/Ober Bathonian-Eisenoolith; PW Parkinsoni-Württembergica-Schichten; WS Wedelsandstein; OP Opalinuston; PS Posidonienschiefer; AR Arietenkalk; KM Knollenmergel; ST Stubensandstein; SS Schilfsandstein; GI Gipskeuper; MU Muschelkalk-Karbonate; ME Muschelkalk-Evaporite; WE Wellengebirge; BU Buntsandstein; KR Kristallines Grundgebirge.

Bewegungen sind in der Triaszeit verbreitet, den unmittelbar südlich des Gebietes lag die Naht, längs der der Superkontinent Pangaea auseinanderbrach. Auch diese tektonischen Ereignisse beeinflussten das Geschehen im germanischen Becken.

Über dem Wellengebirge traf man in der Bohrung Benken eine rund 67 m mächtige Evaporitserie («Eindampfungssedimente»), die Anhydritgruppe (Fig. 1). Tektonische Hebungen im Bereich der schlesischen Pforte hatten zur Abschnürung des germanischen Golfes vom Weltmeer geführt. Da ein arides Klima herrschte, kam es zur Verdunstung des Meerwassers und zur Bildung ausgedehnter Sulfatablagerungen (Tafel 2, Kerne 19 und 20). In der Bohrung wurde neben Gips, Anhydrit und Dolomit auch ein 13 m mächtiger Horizont mit Steinsalz, das von Tonstein- und Anhydritlagen durchsetzt ist, angetroffen (Tafel 2, Kern 21). Es ist dies das erste schweizerische Salzvorkommen im Gebiet östlich der Salzlager von Zurzach.

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 der Bohrung Benken dürften beide Prozesse gespielt haben. Die Gesteinsabfolgen zeigen häufig einen zyklischen Aufbau, der eine Zunahme der Salinität des Meerwassers im Verlauf eines Zyklus widerspiegelt und der durch eine Erosionsfläche im Dach der Serie abgeschlossen wird. Es ist denkbar, dass die während der heißen Jahreszeit gebildeten Salzlaugen während einer kurzen Regenzeit durch die eingeschwemmten Süßwasserfluten einen verminderten Salzgehalt bekamen und dass dabei bereits abgeschiedenes Salz teilweise wieder aufgelöst wurde. Dieser Vorgang würde die Struktur des Salzes in Benken erklären, das nebst Steinsalz zahlreiche Tonlagen und Anhydritbrekzien enthält. Da die Evaporitserien in den nordschweizerischen Nagra-Bohrungen recht gut korreliert werden konnten, darf man annehmen, dass die Entwicklung in weiten Gebieten des Beckens ähnlich abgelaufen ist. Es scheint, dass sich lokale tektonische Bewegungen dem Muster der ozeanischen Meeresspiegeländerungen überlagerten und so die wechselhafte Sedimentation der Sulfate bewirkten. Damit sich die mächtigen Sulfatablagerungen bilden konnten, musste zeitweise Meerwasser vom offenen Meer nachgeliefert werden. Tektonische Bewegungen hatten längs einer Achse von Basel gegen das schwäbische Becken, zu einer Absenkung geführt. Dadurch konnte nun erstmalig Meerwasser von der Burgundischen

Pforte her ins germanische Becken strömen. Dieser Seeweg wurde im späteren Verlauf der Triaszeit zunehmend wichtiger.

Über den Evaporiten der Anhydritgruppe liegen in der Bohrung Kalkformationen; sie zeugen davon, dass nun offen-marine Verhältnisse herrschten. Die Ursache liegt in einem globalen Anstieg des Meeresspiegels zu dieser Zeit (Fig. 2). Die Schichtflächen sind teilweise mit Muscheln gepflastert, häufig auch mit den Schalen von Brachiopoden (*Terebratula*). Aus dem an Karbonat gesättigten Wasser konnten zahlreiche Organismen Kalk ausscheiden. Vermutlich war aber im Muschelkalkmeer unserer Gegend, am Südrand des germanischen Beckens, der Salzgehalt zeitweise erhöht. Es breiteten sich vor allem spezialisierte Faunen aus, erst weiter im Norden beobachtet man einen Übergang zu normalen Faunen des Tethysmeeres. Das Muschelkalkmeer war ein untiefes, abgeschlossenes Randmeer, die Wassertiefe betrug nur einige wenige Meter bis Zehner von Metern. Dies zeigen Sturmablagerungen (Tempestite) die auch im Hauptmuschelkalk von Benken auftreten (Tafel 2, Kern 18). Es handelt sich um Kalkarenitbänke (gröbere Kalksande), die mit mikritischen Kalken (Kalkschlamm) wechsellagern. Stürme, vermutlich eigentliche Hurrikane, zogen aus dem tropischen Tethys-Meer durch die Burgundische Pforte in den Muschelkalkgolf. Im untiefen Randmeer wurde dabei das Sediment grossflächig aufgewirbelt und danach gradiert abgelagert. So entstanden am Meeresboden grossflächig Schillbänke, während das Feinmaterial in tiefere Beckengebiete transportiert wurde (AIGNER 1999). Teilweise wiederholte sich dieser Vorgang mehrfach, dabei konnten dezimetermächtige Kalkarenitbänke entstehen. Auch in der Bohrung Benken treten solche Bänke mehrfach auf. Die Kalkarenite bestehen vorwiegend aus Echinodermen- und Muscheltrümmern. Vor allem die runden Stielglieder von Crinoiden sind lagenweise häufig; diese Gesteine werden deshalb auch als Trochitenkalke bezeichnet (Tafel 2, Kern 18). Der Name Trochiten stammt von den trommelförmigen Seelilien-Stielgliedern, die schon im Mittelalter als Radsteine, Sonnenräder, eben als Trochiten bezeichnet wurden.

Der oberste Abschnitt des oberen Muschelkalkes wird als *Trigonodus-Dolomit* bezeichnet (Fig. 1). Die Mächtigkeit beträgt in Benken gut 37 m. Es handelt sich dabei um knollig geschichtete Dolomite mit mergeligen Zwischenlagen (Tafel 2, Kern 17), die gegen oben von massigen Oolithbänken abgelöst werden, die Lösungshohlräume enthalten. In den im

Dach der Serie liegenden porösen Dolomiten treten grosse, kavernös ausgelaugte Hohlräume auf, die mit Calcitkristallen ausgekleidet sind. Der Trigonodus-Dolomit entspricht nicht einem stratigraphischen Niveau, es handelt sich vielmehr um einen Komplex von verschiedenen alten Gesteinen, die bei der Diagenese 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. Mit dem Hauptmuschelkalk hatte die Trias-Transgression ihren Höhepunkt erreicht, der Meeresspiegel bildete sich in der Folge zurück, die geringere Wassertiefe wird in Benken durch die Bildung von bioklastischen- und Oolith-Bänken angezeigt (Tafel 2, Kern 16). Ooide entstehen in heutigen Meeren nur in sehr warmem, wenige Meter tiefem Wasser. Die Bildung der Trigonodus-Dolomit-Oolithe erfolgte demnach in seichten, küstennahen Lagunen. Diese wurden zunehmend vom offenen Meer abgeschnitten, wobei die Salinität des Meerwassers zunahm. Dabei entstanden magnesiumreiche Porenwässer, die die Umwandlung der Kalksedimente in Dolomite bewerkstelligen konnten.

3.3 Der Keuper: Playas und Endseen prägen das Bild

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 als die Muschelkalkzeit dauerte, 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 von meist geringmächtigen Sedimentpaketen getrennt werden (BEUTLER et al. 1999).

Die sogenannte Lettenkohle leitet das Zeitalter des Keupers ein. Sie wird neu als Erfurt-Formation bezeichnet, der traditionelle Name stammte von unbedeutenden Kohlevorkommen, 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, es sind Tonsteine mit Sand- und Biodetrituslagen (Tafel

1, Kern 15). Sie wechseln ab mit Dolomiten, die faziell dem Trigonodus-Dolomit noch ähnlich sind. Sie enthalten Lagen mit Muschelschill und kleine schwarze Zahn- und Knochenfragmente sowie Anhydritlinsen. Die Abfolgen zeichnen sich andernorts durch eine artenarme Fauna aus; es handelt sich um Ablagerungen eines Flach- oder Wattenmeeres, wobei die verarmte Fauna darauf hinweist, dass durch Süßwasserzuflüsse wohl ab und zu brackische Verhältnisse herrschten. Es ist anzunehmen, dass zeitweise der Meereszugang abgeschnitten wurde und brackische Seen innerhalb ausgedehnter kontinentaler Playas entstanden. Auf dies weisen auch die Lagen, die Knochen und Zahnfragmente von Sauriern enthalten (Bonebeds). 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 in das germanische Becken strömen. Die Evaporite des Keupers werden vor allem durch die Formation des Gipskeupers (Grabfeld-Formation) repräsentiert. In 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. Zuunterst liegt weisser, geschichteter Anhydrit mit dünnen Dolomit- und Tonsteinlagen (Gebänderter Anhydrit/Dolomit, Tafel 1, Kerne 13 und 14). Es handelt sich dabei um Ablagerungen, die in einer vom offenen Meer abgeschlossenen Lagune subaquatisch gebildet wurden. Dolomitische Tonsteine mit knolligen Anhydritbänken (Tafel 1, Kern 12), die über dem gebänderten Anhydrit liegen, zeigen, dass sich bei fallendem Meeresspiegel ausgedehnte Küstensabkhas gebildet hatten. Sabkhas sind breite Salzmarschen, die nur wenig über dem mittleren Hochwasserniveau liegen. Durch Eindunstung des vom Meer zuströmenden salzhaltigen Grundwassers, werden Evaporite abgeschieden. 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 Stromatolithen bilden.

Eine sandreiche Dolomitbank mit Muschelschillagen (Bleiglanzbank, Tafel 1, Kern 11) in den Sabkhaablagerungen zeigt uns, dass es zeitweise zu Meereseinbrüchen kam, die wiederum grosse Gebiete unter Wasser setzten. Es folgt eine zyklische Serie mit geringmächtigen Ablagerungszyklen, die sich mehrfach wiederholen. Sie wird als subaerische Boden-

bildung in einer Inland-Playa interpretiert. Man beobachtete in der Bohrung Tonsteine mit Anhydritadern (Tafel 1, Kern 9), dolomitische Tonsteine mit Dolomitlagen (Kern 10) und knollige Anhydritbänke aus lückenlos gefügten Anhydritknollen (sogen. Mosaikanhydrit, Kern 9). Tonsteine mit Anhydritknollen (Tafel 1, Kern 8) sind ebenfalls typische Bildungen der Sulfatpedogenese in der Playa. Ein weiterer mariner Vorstoss, repräsentiert durch eine siltig-feinsandige Dolomitbank mit intensiver Bioturbation, liegt inmitten dieser Bodenbildungen. Dieser kurzzeitige Meeresvorstoss zeigt, dass im Ablagerungsraum nach wie vor nur ein geringes Relief vorlag.

Über den evaporitischen Ablagerungen des Gipskeupers folgen in der Bohrung unvermittelt die Sandsteine, sandigen Tonsschiefer und bunten Mergel des Schilfsandsteins (Tafel 1, Kern 7). Der Name stammt von Schachtelhalmresten, die ab und zu gefunden werden und wie Schilf aussehen. Sie kündeten von einer gewaltigen Umgestaltung der Landschaft. Nachdem das Gebiet während Jahrmillionen in Küstennähe gelegen hatte, schnitten sich nun von Norden kommend Flüsse in die «Gipskeuper-ebene» 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. Es handelt sich um breite Stromrinnen, die sich nach und nach in die liegenden Formationen des Gipskeupers (Grabfeld-Formation) eingruben. Durch Verlagerungen der Flussrinnen bildeten sich im Laufe der Zeit mehrere Kilometer breite Sandsteinstränge. Benken lag nicht in einer dieser Stromrinnen, sondern im Gebiet dazwischen. Die feinen Sandsteine und die bunten Mergel 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 durch die Burgundische Pforte hindurch den Nordrand der Tethys.

Über den bunten Tonsteinen im Dach der Schilfsandstein-Formation lag in der Bohrung eine weisse, knollige Anhydritbank. Sie ist ein östliches Äquivalent des Gansinger-Dolomits, der im Aargauer Jura eine marine Fauna aus Schnecken und Muscheln enthält (WILDI 1976). Im Wutachgebiet wird die Schicht als Hauptsteinmergel bezeichnet. An der Erdoberfläche, im Gebiet des Randen, zeigt das Gestein lagige Hohlräume die oft mit faserigem Aragonit überkrustet sind. Es wird hier als «Durröhrlestein»

bezeichnet (HOFMANN et al. 2000) und ist ähnlich dem Hauptsteinmergel. Der Gansinger-Dolomit und seine Äquivalente verdanken ihre Bildung einem Meeresvorstoss, der von der Burgundischen Pforte her ins Becken erfolgte. In der Bohrung Weiach enthielt der Horizont Stromatolithen, d. h. Algenmatten, die in übersalzenem, gut durchlichtetem Seichtwasser gedeihen. Auch der Anhydrit in Benken enthält zuoberst Lagen mit Dolomitlaminae, die möglicherweise von Stromatolithen stammen.

Über dem Hauptsteinmergel fanden sich in der Bohrung bräunlichrote bis rotviolette, dolomitische Tonmergel (Tafel 1, Kerne 5 und 6), sie enthalten lagenweise beige Dolomitknollen. Es sind dies die Oberen Bunten Mergel (Tafel 1, Kerne 5 und 6). Sie sind faziell nicht von den etwas jüngeren Knollenmergeln zu unterscheiden, die den Abschluss der kontinental geprägten Keupersedimentation bilden (Tafel 1, Kerne 1 und 2). Die Rotschichten der Oberen Bunten Mergel und des Knollenmergels entstanden im gleichen Ablagerungsraum; es handelt sich um feinkörnige Ablagerungen ausgedehnter Überschwemmungsebenen, in denen bei der Bodenbildung durch aufsteigende Grundwässer Dolomitknollen abgeschieden wurden (Tafel 1, Kern 5, 722.75 m). In diese Rotschichten eingelagert sind die Sandsteine des Stubensandsteins (Löwenstein-Formation). Der Name stammt aus Schwaben, wo die Sande einst als Scheuermittel bei der Reinigung der Holzböden verwendet wurden. In der Bohrung wurde die Formation in untypischer Ausbildung angetroffen. Über gefleckten, bunten Sandsteinen und sandigen Mergeln (Tafel 1, Kerne 3 und 4) fand sich eine poröse, brekzierte Dolomitlage, die vom Aufbau her als Bodenhorizont interpretiert wird. Der brekziöse Aufbau wird auf Sulfatlösung in einem Boden zurückgeführt, es handelt sich also um diagenetische Brekzien, die durch den Kollaps des ursprünglichen Gefüges entstanden (BLÄSI et. al. 1999). Der Stubensandstein, der weiter nördlich in grösserer Mächtigkeit auftritt, wurde im Gegensatz zum Schilfsandstein aus Südosten, aus dem Vindelizischen Festland und der Böhmisches Masse geschüttet. Dieses Festland trennte somit während der gesamten Triaszeit das germanische Becken vom Tethys-Ozean im Süden.

Wir müssen uns die Landschaft gegen Ende des mittleren Keupers als eine 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 Playas bildeten sich

zeitweise durch Schichtfluten grosse Tümpel oder gar temporäre Seen. In diesem Umfeld fanden die grossen Plateosaurier, die in Frick und Trossingen ausgegraben wurden, ihr Ende. Aus der einheitlichen Fundlage der Skelette, auf der Seite liegend mit dem Hinterkörper tief eingesunken, wird geschlossen, dass die urweltlichen Riesen in Schlammflöchern einsanken und verendeten (SANDER 1999). Zähne von Raubsaurier, die in den Skeletten von Frick steckten, zeigen, dass auch Raubtiere die Halbwüsten der Oberen Bunten Mergel durchstreiften.

Der oberste Keuper, das sogenannte Rhät, zeigte sich in der Bohrung Benken in Form dunkler Tonsteine mit Muschelabdrücken. Sie sind wohl bereits eine marine oder brackische Bildung und leiten den Meeresvorstoss der Jurazeit ein (Tafel 4, Kern 60). Das Alter wird durch Palynomorphen (Pollen, Sporen) bestätigt. Obwohl nur 60 cm mächtig, repräsentiert das Rhät ein Zeitintervall von rund 7 Mio. 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 wie bereits erwähnt, den seismischen Linien im Gebiet des Weinlandes entnommen werden. Man erkennt auf den geologisch ausgewerteten Sektionen Bruchzonen, die den Grundgebirgssockel und die Trias durchschlagen, aber nur noch in abgeschwächter Form in die Schichten der Juraformationen eindringen. Diese Störungen waren hauptsächlich in der späten Trias (Keuper) und auch noch im Lias aktiv. Diese tektonischen Ereignisse hängen mit den erwähnten frühen Kontinentalplattenbewegungen zusammen, die die Öffnung des Atlantiks einleiteten.

4 Die Jurazeit: Seichtes Schelfmeer so weit das Auge reicht

Während der Triaszeit wechselte das Ablagerungsmilieu mehrfach zwischen Meer und Festland, das Gebiet von Schaffhausen lag dabei die

meiste Zeit im Küstenbereich des Trias-Meeres. Mit der Jurazeit beginnt nun eine Phase anhaltender Meeresbedeckung, die über rund 55 Mio. Jahre bis in die Kreidezeit hinein, andauerte. Zu keiner Zeit in der Erdgeschichte überdeckte das Meer in Mitteleuropa grössere Gebiete als im oberen Jura. Die Gesteine der Jurazeit sind in der Umgebung Schaffhausens aufgeschlossen, sie tragen wesentlich zum imposanten Landschaftsbild des Randen bei, indem die Kalkformationen des Weissen Jura oder Malm die steilen Abhänge und Felszüge der Tafelberge aufbauen.

Die Juraformationen der Bohrung Benken werden im Lias und Dogger von Tonsteinen, sowie Ton- und Kalkmergeln dominiert, im Malm herrschen eher Kalke vor. Diese Gesteine wurden in einem seichten Schelfmeer gebildet. Die Schelfgürtel der Jurazeit unterschieden sich wesentlich von den heutigen, denn sie erstreckten sich über weite Teile der damaligen Kontinente und waren teilweise hunderte von Kilometern breit (epikontinentale Schelfmeere). In derartigen Schelfmeeren ergaben sich spezielle Sedimentationsbedingungen, indem sowohl die Wirkung der vom Wind verursachten Wellen, als auch die Gezeiten im Innern der Schelfgürtel kaum mehr wirksam waren (HALLAM 1981). In diesen extrem seichten Meeren beeinflussten bereits geringe topografische Unterschiede die Strömungen und die Art der Sedimentation. Die Wassersalinität war in weiten Gebieten erhöht, dort wo Flüsse in diese seichten Schelfe mündeten ergaben sich grosse Brackwasserareale. Diese ungewöhnlichen Verhältnisse führten zur Bildung spezieller Sedimente, einerseits bituminöser Schiefer, 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 auftreten, was die Besonderheit dieser Ablagerungsräume weiter illustriert.

Während der Jurazeit lag das Gebiet ständig unter Wasser und es bestand eine fast uneingeschränkte Verbindung zum Weltmeer. Dies spiegelt sich im ausserordentlichen Reichtum an Lebensformen wider, der in den Ablagerungen dieser Periode auftritt und den jeder aufmerksame Wanderer auf den Ackerflächen um und auf dem Randen selbst beobachten kann. In den Bohrkernen der Amaltheen-Schichten von Benken fällt beispielsweise ein «Belemnitenschlachtfeld» auf (Tafel 4, Kern 54), es handelt sich um eine Anhäufung von Tintenfischrostren. «Belemnitenschlachtfelder» können sich über grosse Gebiete erstrecken, für ihre Ent-

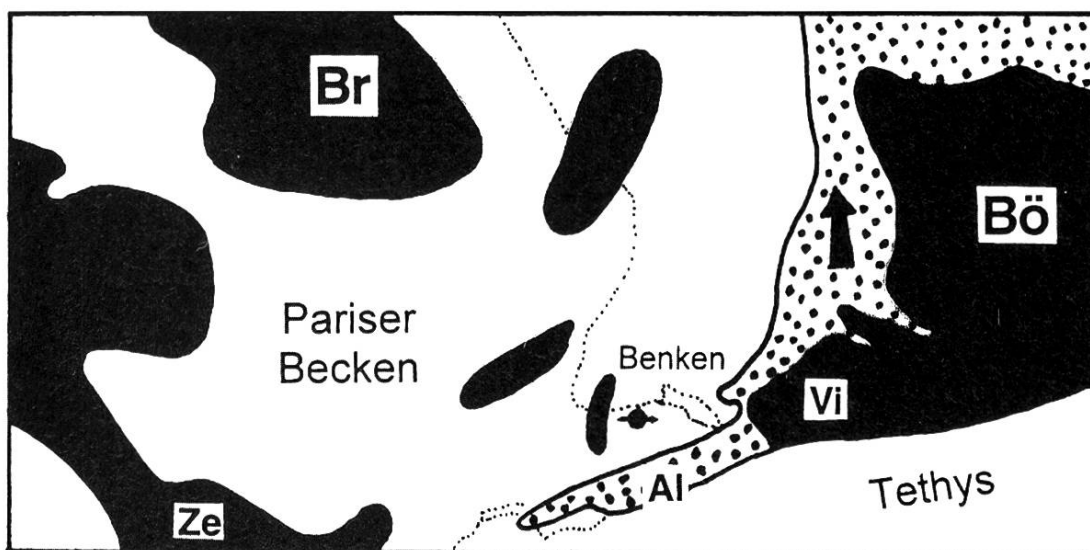
stehung werden verschiedene Vorgänge diskutiert (SCHLEGELMILCH 1999). So könnte die Anhäufung der Rostren darauf zurückgeführt werden, dass zeitweise die Sedimentzufuhr gering war, oder dass Meeresströmungen das Sediment wegführten und so die Schalen angehäuft wurden. Eine Möglichkeit wäre aber auch ein Massensterben von Belemniten Schwärmen nach der Paarung, wie es auch in den heutigen Meeren bei den Kalmaren beobachtet wird. Die gute Einregelung der Belemnitenrostren im Bohrkern von Benken lässt eher auf einen Sedimentationunterbruch schliessen.

Die Juraformationen sind in Benken knapp 500 m mächtig, dabei fehlt der oberste Malm, der in der Erdneuzeit erodiert wurde. Damit sich dieser mächtige Gesteinsstapel bilden konnte, musste der Meeresboden kontinuierlich absinken, sonst wäre das Jurameer bald verlandet. Diese Absenkungen sind, wie bereits erwähnt, auf die 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 einem entgegenlaufenden Prozess bestimmt, der Meeresspiegel stieg nämlich im Verlauf der Jurazeit weiter an. Der Spiegelanstieg wird für den Zeitraum vom unteren Lias bis in den mittleren Malm auf etwa 175 m geschätzt (Fig. 2). Er erfolgte in Schüben, und in Konkurrenz mit der Absenkung bestimmte er die Wassertiefe im Jurameer, dieses blieb dabei stets ein untiefes Schelfmeer.

4.1 Der Lias: Benken versinkt im Wasser

Im Lias der Bohrung Benken spiegelt sich recht gut die regionale Entwicklung in dieser Periode der Erdgeschichte. Die Festlandgebiete der Keuperzeit wurden mehr und mehr zurückgedrängt, das Böhmischesch-Vindelizische Festland wurde allmählich überschwemmt. Im Lias liefert es aber noch immer Sand aus vergrusteten Kristallingesteinen ins Meeresbecken (Fig. 3). So enthalten auch die Tonsteine des untersten Lias in der Bohrung Feinsandlagen, die den beckenwärtigen Ausläufern dieser Sandschüttungen entsprechen. Ein Beispiel ist etwa eine sandige Kalkbank (Tafel 4, Kern 59) aus den Psiloceras-Schichten. Ein Horizont mit Muschelschill bei 690.45 m und einzelne Kalkoide weisen auf ein flachmarines Ablagerungsmilieu mit mässiger Wasserbewegung hin. So kommen abwechselnd Tonsteine und Mergel und dann wieder karbonat-

reichere Formationen zur Ablagerung. Dies ist auch auf die paläogeographische Situation zurückzuführen, denn im Norden hatte sich wie erwähnt, eine Meeresstrasse zum Nordmeer geöffnet; nun war ein Wasseraustausch sowohl mit der tropischen Tethys, als auch mit dem gemässigten Nordmeer möglich. Kalte Meere gab es wegen des Fehlens von Polareiskappen in der Jurazeit keine. In unserer Region dominierten nun abwechselnd die Einflüsse der beiden Ozeane. Kühle Wassermassen aus dem Norden förderten die Tonsedimentation, warme aus der Tethys die Bildung von Karbonatsedimenten.



Figur 3: Land und Meer zur Zeit des Unteren Lias

Das Meeresbecken der Liaszeit war durch zahlreiche Inseln gegliedert. Vom Böhmisches Festland (**Bö**) im Osten mündeten grosse Flussdeltas ins Liasmeer. Im Süden trennten das Alemannische Land (**Al**) und der Vindelizische Rücken (**Vi**) das Flachmeer vom Tethys-Ozean. Im Westen war das Zentralmassiv (**Ze**) mit dem armorikanischen Massiv zu einem Festland vereinigt und war nur durch eine Meeresstrasse vom Brabanter Massiv (**Br**) getrennt.

So entstanden die Arieten- und Angulaten-Schichten in einer Periode mit Einfluss warmer Tethyswässer. Es handelt sich um Kalkarenitbänke die aus Echinodermen- und Muscheltrümmern bestehen (Tafel 4, Kerne 56 und 57). Im Kern stechen vor allen die Gryphäen hervor, Austern, mit dicken Schalen, die im seichten, wohl kaum mehr als 10 m tiefen Wasser

prächtig und in grosser Zahl gediehen. Bei 685.05 m wurde die Aussenwindung eines grossen Ammoniten durchbohrt, vermutlich ein Exemplar der namensgebenden Arieten. Die Schicht wurde zu einer Zeit ausserordentlich tiefen Meeresspiegels abgelagert (Fig. 2).

Der Obtusus-Ton, der die Arietenkalke überlagert, zeigt ein tieferes Ablagerungsmilieu an. Durch die zunehmende Wassertiefe wurde der Raum vermehrt wieder für den Eintrag von detritischem Material von den Festländern geöffnet und Tonsedimentation herrschte vor. In der Bohrung trat denn auch eine knapp 13 m mächtige monotone Abfolge siltiger Tonsteine auf (Tafel 4, Kern 55). Im Dach der Serie liegen die Obliqua-Bänke, knollige, phosphoritisch imprägnierte Kalkarenite. Sie enthalten Hartgründe, die zeigen, dass der Meeresboden nun unterhalb der Wellenbasis lag. Auch die folgenden Numismalis-Amaltheen-Schichten zeichnen sich durch reduzierte Sedimentation aus. Sie bestehen aus einer Abfolge von Tonmergeln mit Belemniten, in die dünne Kalkbänke eingeschaltet sind. Das prächtige «Belemnitenschlachtfeld» (Tafel 4, Kern 54) wurde bereits erwähnt. Im tieferen und damit ruhigeren Ablagerungsmilieu konnte der Meeresboden durch Kalkzemente verfestigt (lithifiziert) werden. So bildeten sich die Krusten der Hartgründe, die häufig auch durch chemische Veränderungen, wie etwa phosphoritische Imprägnationen oder Knollenbildung (Obliqua-Bank) hervorstechen.

Über den kondensierten Serien der Numismalis-Amaltheen-Schichten folgt mit dem Posidonienschiefer eine markante Gesteinsschicht, die auch als Stufenbildner in der Landschaft am Fuss des Randen in Erscheinung tritt. Es handelt sich um gut 9 m mächtige, bituminöse, feingeschichtete Tonmergel und kalkige Tonsteine mit eingeschalteten laminierten Kalkbänken, den sogenannten Stinkkalkbänken (Tafel 4, Kerne 52 und 53). Einzelne Schichtflächen sind mit Muscheln übersät, eine normale Bodenfauna fehlt aber. Es treten vor allem die Überreste von Tieren auf, die schwimmend gelebt haben, wie etwa Ammoniten oder Belemniten. In Aufschlüssen enthält die Serie aber auch gut erhaltene Wirbeltiere, wie die berühmten Funde in der Gegend von Holzmaden zeigen.

Das Bildungsmilieu der Posidonienschiefer wurde in der Vergangenheit intensiv erforscht und man hat folgendes Bild herausgearbeitet. Es musste sich um abgeschlossene Becken des Liasmeeres gehandelt haben, welche über seichte Schwellen mit dem offenen Ozean in Verbindung

standen. Es herrschte ein tropisch warmes Klima, das Meerwasser war entsprechend warm. Sauerstoffisotopenbestimmungen an Belemnitenrostren lassen auf eine mittlere Wassertemperatur von 26 °C. schliessen. Bei diesen Bedingungen bildete sich zeitweise, vielleicht jahreszeitlich, eine Wasserschichtung mit warmem Oberflächenwasser aus, möglicherweise auch eine Überschichtung mit Brackwasser. Neuere Untersuchungen (OSCHMANN et al. 1999) haben anhand von Isotopendaten gezeigt, dass während der Sommermonate das Oberflächenwasser eine herabgesetzte Salinität aufwies. Im ruhigen Milieu des seichten Epikontinentalmeeres konnten diese Schichtungen lange Zeit andauern. Weiter scheint es, dass die Entwicklung auch stark an die Veränderungen des Meeresspiegels gekoppelt war, wobei bei niedrigem Meeresspiegel die Lebensbedingungen für die Faunen am schlechtesten waren.

Im Oberflächenwasser entwickelte sich dabei bei optimalen Bedingungen ein üppiges Planktonwachstum. Die Reste der abgestorbenen Organismen sanken in die Tiefe und führten in der kühleren Bodenschicht zur Sauerstoffzehrung, es bildete sich Faulschlamm. Dabei entstand Schwefelwasserstoff, der beinahe alles Lebendige abtötete. Dies äussert sich beispielsweise darin, dass im Sediment praktisch keine Grabspuren zu finden sind. Doch in den Bohrkernen fanden sich lagenweise Muscheln, es muss also auch Phasen mit besseren Bedingungen gegeben haben. Man erklärt sich dies mit episodischen Sturmereignissen, die das Wasser durchmischten und für eine gewisse Zeit Sauerstoff in die tieferen Schichten brachten. Dies passt gut zu den entsprechenden Faunen, denn es handelt sich bei den «Posidonien» (heute *Bositra buchii*) um Spezialisten, die sich kurzzeitig im neuen Lebensraum festsetzen konnten und die vielleicht bereits nach einer «Saison» wieder abstarben. Offenbar stabilisierten dabei Bakterienrasen den Schlamm Boden, so dass die Muscheln nicht im Schlick einsanken. Eingeregeltere Fossilien, wie etwa Belemnitenrostren, weisen auf zeitweise auftretende Wasserbewegung hin. Insbesondere scheinen die Trübeströme, die der Kompensationstrom beim Rückfluss der Sturmtiden aufwirbelte, bei der Fossilhaltung eine wichtige Rolle zu spielen, indem die Tierleichen, etwa ein Ichthiosaurier, rasch mit Schlamm zugedeckt wurden. Dies erklärt auch die Fossilanhäufungen, die beobachtet wurden, denn die Leichen wurden wohl am Fuss der Rinnen, die die Trübeströme aufrissen, angehäuft (SEILACHER 1990). Ob im Gebiet der Nordschweiz auch entsprechende Schätze im Erdinnern verborgen sind, wissen wir nicht, denn gute Aufschlüsse sind selten. Es wäre

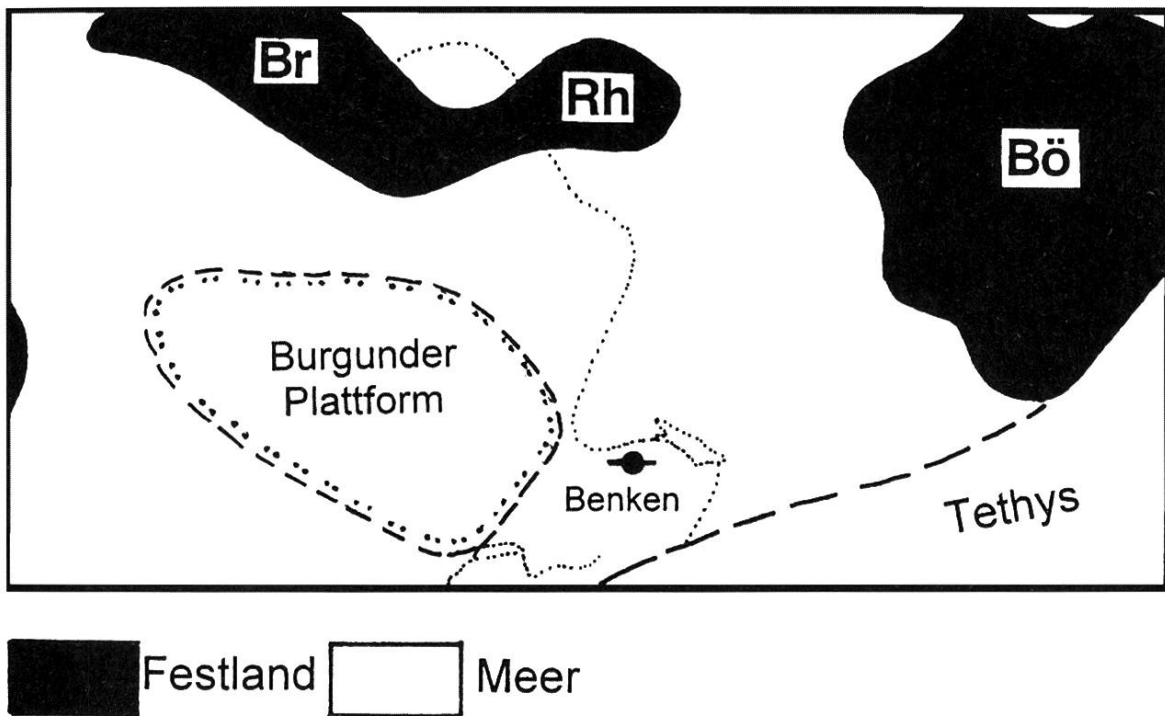
jedoch nicht überraschend, denn die Ablagerungsbedingungen waren ähnlich wie im schwäbischen Raum, Funde von gut erhaltenen Fischfossilien sind jedenfalls nicht selten.

Die Kalkmergel mit knolligen Kalkbänken der Jurensis-Schichten sind die jüngsten Ablagerungen der Liaszeit (Tafel 4, Kern 51). Die Schichten enthalten zahlreiche Fossilien, vor allem Ammoniten und Belemniten und Lagen mit Muschelschalen. Die Ablagerungen entstanden im seichten Flachmeer, das nach der Überflutung der Posidonienschieferbecken entstanden war. Die Wassertiefe wird auf etwa 50m geschätzt. Die Knauerlagen sind diagenetische Bildungen, sie bildeten sich im Meeresschlamm, beim Abbau des organischen Materials durch Sammelkristallisation von Karbonaten.

4.2 Der Dogger: Zyklische Sedimentation und Eisenerze

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 grosse Karbonat-Plattform (Fig. 4). Solche Plattformen sind untiefe Meeresgebiete, die durch das Wachstum von Kalk produzierenden Organismen entstehen (Korallen, Echinodermen etc.). 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 Ablagerungsmilieu tiefer, und tonig-mergelige Formationen dominieren hier die Gesteinsabfolgen. Man spricht von der schwäbischen Fazies der Formationen, im Gegensatz zur keltischen im Westen. In der Bohrung 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 wurde. Während der Bildung der Ablagerungen des Doggers, die rund 25 Mio. Jahre dauerte, stieg der Meeresspiegel rund 70 m an. Der Anstieg erfolgte jedoch nicht kontinuierlich, sondern in Schüben, unterbrochen von Phasen in denen

sich der Spiegel wieder zurück bildete. Das Vindelizisch-Alemannische Festland, das im Lias als trennende Barriere zwischen germanischem Becken und Tethys-Ozean lag, wurde im Dogger nach und nach überflutet.



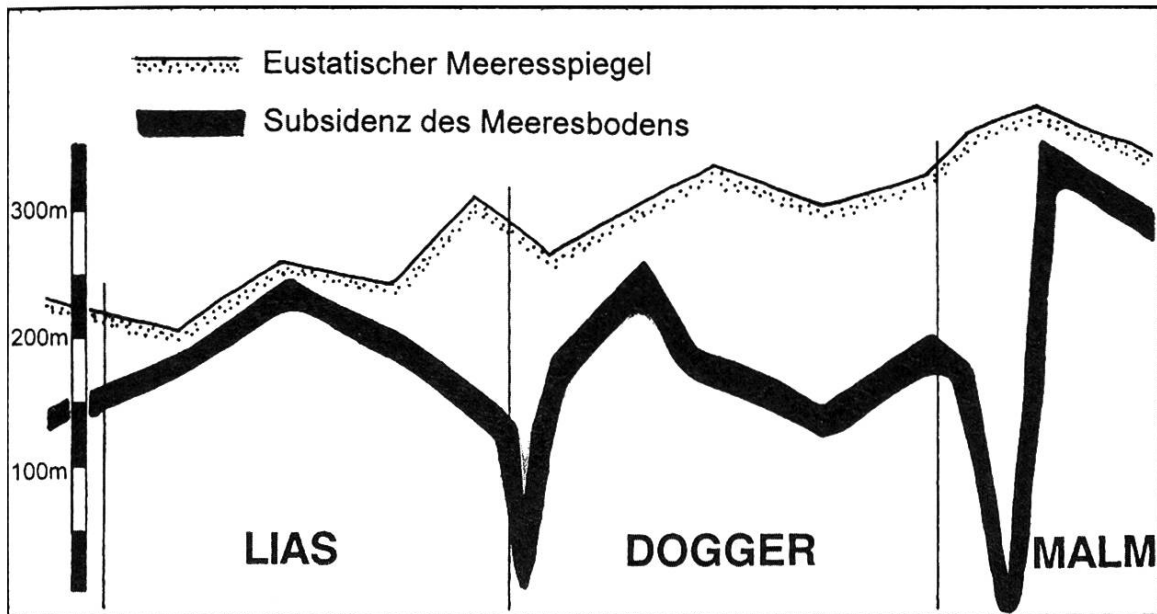
Figur 4: Land und Meer zur Zeit des Oberen Doggers

Die Meeresbecken hatten sich gegenüber der Liaszeit stark ausgeweitet, das Böhmi-sche Festland war zu einer Insel geschrumpft, es hatte seine maximale Grösse im Mittleren Dogger erreicht und wurde nun im Oberen Dogger aufgrund des steigenden Meeresspiegels zunehmend überflutet. Im Norden hatte sich aus Brabanter Massiv (**Br**) und Rheinischem Massiv (**Rh**) ein West-Ost verlaufendes grosses Festland ge-bildet.

Älteste Formation des Doggers ist der Opalinuston, der in seiner Ge-steinsausbildung noch völlig dem Lias gleicht. Die untersten 65 m beste-hen in Benken aus Tonsteinen mit wenigen dünnen Sandsteinlagen (Tafel 4, Kern 50), die meist stark durchwühlt sind. Sie enthalten lagenweise bräunliche Sideritkonkretionen. Darüber liegen Tonsteine die zahlreiche, bis 3cm mächtige Sandsteinlagen enthalten (Tafel 4, Kerne 48 und 49). Diese Sandsteinlinsen weisen teilweise eine erosive Basis auf, was auf in-tensive Wasserbewegung bei ihrer Bildung hinweist. Die Sandsteinlagen bestehen aus Quarzkörnern, die meist eisenkalzitisch zementiert sind. Die Entstehung dieser Sandsteinlagen im oberen Opalinuston wird auf episo-dische Stürme im Opalinustonmeer zurückgeführt (WETZEL & ALLIA 2000). Typisch sind vor allem die laminierten Sandsteinlinsen mit Strömungsrip-

peln (Tafel 4, Kerne 48 und 49), die entstehen, wenn mit dem bodennahen Kompensationsstrom das Wasser, das bei Stürmen gegen die untiefen Gebiete getrieben wurde, in die tieferen Beckenteile zurück strömt. Diese Sturmlagen (Tempestite) treten nur in Wassertiefen bis zu maximal 50 Meter auf. Die erwähnten Autoren schätzten die Ablagerungstiefe dieses Faziestyps im Opalinuston der Nordschweiz auf 20 bis 30 m. Damit dürfte das «Opalinustonmeer» wohl zwischen 20 bis 50 m tief gewesen sein, was wesentlich seichter ist, als früher angenommen wurde.

Eine regionale Untersuchung in der Nordschweiz (ALLIA 1996) zeigte auf, dass der Meeresboden zur Zeit des «Opalinustonmeeres» eine deutliche Gliederung aufwies. Im nördlichen Jura und in der Ostschweiz lagen Beckenzentren, in denen die Absenkung stärker war als im restlichen Gebiet. In diesen Senken kamen die mächtigsten Abfolgen des Opalinustons zur Ablagerung. Die in seichteren Gebieten gebildeten Abfolgen enthalten Hartgründe mit exhumierten und angebohrten Knollen, die darauf hindeuten, dass hier Strömungen den Schlamm zeitweise wegführten. Die Hartgründe bildeten ein hartes Substrat für Bohrorganismen und sessile Faunen (Bohrmuscheln, Bohrschwämme, Serpuliden u. a.). Die Bohrung Benken liegt nahe dem Zentrum des östlichen Beckens und weist eine Tonmächtigkeit von rund 93 m auf, dazu kommen die tonigen Murchisonae-Schichten, die im Beckenzentrum ebenfalls in Opalinuston-Fazies vorliegen. Wird die Kompaktion rückgängig gemacht, so ist beim frisch abgelagerten Schlamm mit gegen 200 m Mächtigkeit zu rechnen. Es war somit eine erhebliche synsedimentäre Absenkung nötig, damit diese Sedimentmächtigkeit im nur 30 bis 50 Meter tiefen Wasser des «Opalinustonmeeres» abgelagert werden konnte. Eine entsprechende Auswertung für die jurassischen Gesteinsserien in der Bohrung Weiach (Fig. 5) zeigt denn auch für die Zeitspanne des Opalinustons ein Maximum der Absenkung des Meeresbodens. Allia (1996) nimmt an, dass alte paläozoische Strukturen, wie etwa die Teilbecken des Permokarbondrogens, die Orte grösster Absenkung bestimmten, doch sind die Verhältnisse nicht derart eindeutig dass dies zweifelsfrei belegt werden könnte. Ein dünnes, eisenoolithisches Bänkchen, der sogenannte Oberbeta-Oolith schliesst die tonige Serie der Murchisonae-Schichten gegen oben ab. Seine Oberfläche ist als Hartgrund ausgebildet und enthält eisenoolithische Gerölle.



Figur 5: Subsidenzverlauf des Meeresbodens

Subsidenzverlauf des Meeresbodens in der Jurazeit für das Gebiet der Bohrung Weiach. Zum Vergleich ist auch die Meeresspiegelkurve aufgezeichnet. Vor allem zur Zeit des Opalinustons und der Effinger Schichten zeigen sich starke Absenkungen. Aus: ALLIA (1996), verändert.

Über den Tonsteinen folgen rund 30 m mächtige feinsandige Mergel mit dicken Bänken aus Kalksandstein. Sie enthalten fächerartige Grabspuren (*Zoophycus* sp.) und werden deshalb als Wedelsandstein bezeichnet (Sowerbyi-Schichten). Das Gestein enthält häufig Fossiltrümmer, lagenweise treten muschelreiche Horizonte auf (Tafel 4, Kern 46). Die Abfolge lässt auf eine verstärkte Sedimentzufuhr schliessen, vermutlich war das Gebiet bei nun grösserer Wassertiefe vermehrt für Sandschüttungen aus dem Vindelizisch-Böhmischen Festland offen.

Auf dem Wedelsandstein liegen die gut 3 m mächtigen Humphriesi-Schichten. Weiter im Westen ein typischer Eisenoolithhorizont (BLÄSI 1987), zeigten sie sich in Benken in Form von dunklen biodetritischen Kalkbänken mit Zwischenlagen von sandigen, biodetritischen Mergeln (Tafel 3, Kerne 44 und 45). Die Biogene sind mit Limonit imprägniert, was dem Gestein eine braun gesprenkelte Farbe verleiht. Nur ein kleinerer Teil der limonitischen Komponenten sind Eisenooide mit konzentrischen Anwachsschichten. Zwei Hartgründe mit aufgearbeiteten Knollen (z. B. Kern 45, 505.80 m) weisen auf Sedimentationsunterbrüche hin. Muschelschalen, insbesondere dicke Austernschalen zeigen uns, dass ein seichtes

Ablagerungsmilieu mit guter Durchlüftung und reichem Nahrungsangebot vorlag. Die Limonitisierung der Fossiltrümmer wird durch die Bohrtätigkeit von Organismen (Algen, Schwämme etc.) gefördert (BITTERLI 1977, BURKHALTER 1995), indem diese ein für die Eisenabscheidung günstiges chemisches Milieu schufen. Aufgrund des Vorkommens von Algen kann man auf ein gut durchlichtetes Ablagerungsmilieu mit einer Wassertiefe von 10–20 m schliessen. Im untiefen Wasser verhinderten Strömungen weitgehend die Ablagerung feinen Tonschlammes, so dass eine stark kondensierte Abfolge entstand, die bei geringer Mächtigkeit ein grosses Zeitintervall umfasst.

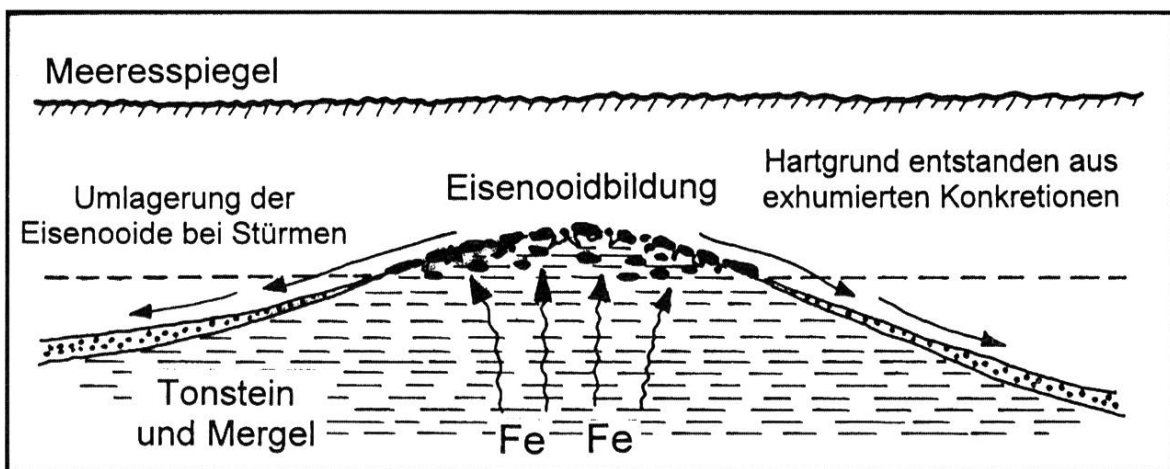
Die rund 5 m mächtigen, dunklen, siltig bis feinsandigen Ton- oder Kalkmergel der muschelreichen Blagdeni-Schichten, trennen die Humphriesi-Schichten von einem weiteren eisenoolithischen Horizont, den braunroten Subfurcaten-Schichten. Es handelt sich bei diesen um knollige Bänke und Linsen von kalkigem Eisenoolith, der mit eisenoolithischen Mergeln wechsellagert. Die Abfolge führt reichlich Biodetritus und zahlreiche gut erhaltene Muschel- und Austernschalen (Tafel 3, Kerne 39 bis 43). Gut erhaltene Muschelschalen, darunter auch doppelklappige Stücke, lassen auf ein verhältnismässig ruhiges Ablagerungsmilieu knapp unterhalb der Wellenbasis schliessen. Die Subfurcatenschichten leiteten damit eine Phase tieferen Wassers, die mit der Ablagerung der Parkinsoni-Schichten fortgesetzt wurde, ein.

Wie erwähnt, bilden die eisenoolithischen Horizonte gute Leitbänke zur Unterteilung der Serie. Eisenoolithe treten im Lias und vor allem im Dogger Mitteleuropas auffällig häufig auf; ihre Entstehung muss deshalb eng mit der paläogeographischen Situation dieser Periode verknüpft sein. Der erwähnte Meeresspiegelanstieg, der die Jurazeit kennzeichnete, ging nicht kontinuierlich vor sich, sondern er wurde immer wieder von regressiven Phasen unterbrochen, während denen sich der Meeresspiegel leicht zurück bildete. Während dieser regressiven Phasen hielt die Sedimentation mit der Absenkung Schritt und es bildeten sich in untiefen Meeresbereichen submarine Schwellen (Shoaling-upward-cycles, WILSON 1975) oder Kuppen. Stellenweise bildeten sich grosse dünenartige Anhäufungen der Überreste von Seelilien, die hier optimale Lebensbedingungen fanden. Das Sediment dieser Schwellenzonen und Kuppen lag im Bereich der Wellenbewegung und die anhaltende Wasserbewegung verhinderte die Lithifizierung und führte teilweise zur Aufarbeitung älterer Sedimente.

Bei Beginn eines Absenkzyklus (Transgression, steigender Meeresspiegel) kam das Sediment der Hochzonen in ruhigeres Wasser und das kaum mehr bewegte Sediment wurde lithifiziert. Es entstanden so Hartgründe, auf denen sich sessile Faunen, wie beispielsweise Bohrmuscheln, Bohrschwämme oder Bryozoen, ansiedeln konnten. Mit zunehmender Transgression erfasste die Hartgrundbildung höher liegende Gebiete der Schwellen, bis schlussendlich der ganze Zyklus mit tiefermarinen Tongesteinen überdeckt war. Über den Hartgründen finden sich meist eisenoolithische Horizonte, was einen Zusammenhang zwischen Eisenoolithbildung und Hartgründen nahe legt. Ammonitenfunde in den Eisenoolithen zeigen, dass ihre Bildung grosse Zeiträume umfasste.

Doch wie kam es zur Anreicherung des Eisens im Meer? Im sauerstoffhaltigen Meerwasser ist Eisen extrem unlöslich, es fällt sofort als Eisenhydroxid aus und kann deshalb nicht in küstenfernere Gebiete verfrachtet werden. Das Eisen musste darum auf anderen Wegen ins marine Milieu gelangen. Dies geschah, indem das Eisen adsorptiv an Tonmineralien, die bei der intensiven tropischen Verwitterung auf dem Festland entstanden waren, gebunden wurde. Mit der Tontrübe der Flüsse kam das Eisen ins Meer und wurde sedimentiert (CARROLL 1958). Im jungen Sediment des Meeresbodens wurde durch die Umwandlung der organischen Substanzen der Sauerstoff aufgezehrt, es entstand ein reduzierendes chemisches Milieu. Unter reduzierenden Bedingungen konnte das Eisen in Lösung gehen und stieg allmählich mit dem Porenwasserstrom, der wegen der Kompaktion durch die überliegenden Sedimentschichten aus dem jungen Sediment ausgetrieben wurde, gegen den Meeresboden. Knapp unterhalb des Meeresbodens fiel das Eisen, beim Erreichen der oxidierten Schichten, als Eisenhydroxid aus (Fig. 6). Diese «Goethitflöckchen» konnten einerseits bei der Sedimentumlagerung durch starke Stürme, oder aber durch grabende Tiere, auf den Meeresboden befördert werden. Letzteres könnte vor allem bei den Hartgründen eine wichtige Rolle gespielt haben, denn diese enthielten häufig Höhlungen oder Grabgänge, die fingerartig ins reduzierende Milieu hinein reichten. In diesen Höhlungen wurde das Eisen des Porenwassers ausgefällt und anschliessend von Krebsen oder anderen Tieren, welche ihre Wohnbauten säuberten, auf den offenen Meeresboden befördert (BITTERLI 1979). Diese Prozesse spielten sich vor allem auf den erhöhten Gebieten, den Schwellen, ab, hier bildeten sich auch die Hartgründe (WETZEL & ALLIA 2000). In diesem Ablagerungsraum ohne nennenswerte Sedimentation stand genügend

Zeit für die Eisenooidebildung zur Verfügung. Durch Anlagerung der ausgegrabenen Kolloidflöckchen an Sedimentkörner, wie Biogene, Quarzkörner oder zerbrochene Ooide, entstanden bei schwacher Wasserbewegung nach und nach die konzentrischen Eisenooide. Vermutlich haben biologische Prozesse (z. B. Algen) bei der Fixierung des Eisenoxids eine gewisse Rolle gespielt, wie dies bei grösseren mit Limonit umkrusteten Knollen, die oft mit den Eisenoolithen zusammen auftreten, gezeigt werden konnte (BURKHALTER 1995). Das eisenoolithische Sediment wurde nach der Bildung sporadisch aufgearbeitet und dabei in tiefere Beckenteile verfrachtet. Darauf weisen Kreuzschichtungen hin, die manchenorts in Eisenoolithen beobachtet werden.



Figur 6: Modell der Eisenoolithbildung in tonigen Ablagen des Doggers

Über der Wellenbasis bildeten sich auf submarinen Kuppen oder Schwellen Hartgründe aus bei Stürmen exhumierten Konkretionen. Das mit dem Kompaktionsstrom aus älteren Schichten aufsteigende, gelöste Eisen wurde unter dem Hartgrund ausgefällt. Durch Stürme, die das Sediment aufwühlten, oder durch grabende Tiere, wurde das Eisen auf den Meeresboden gebracht, wo es bei schwacher Wasserbewegung an Sedimentkörner angelagert und zu konzentrischen Eisenooiden geformt wurde. Bei episodischen Stürmen wurden die Ooide auch in tiefere Beckenteile verfrachtet.

Die Eisenoolithe der Bohrung Benken passen gut in dieses Modell der Eisenoolithentstehung. So weist der Reichtum an Bodenbewohnern auf die Bildung in einem gut durchlüfteten, seichten Ablagerungsraum hin. Grabspuren im eisenoolithischen Sediment zeigen, dass dies auch für die oberste Sedimentschicht galt. Die Hartgründe, die wegen der begrenzten Ausdehnung der Kerne in Benken nur unvollkommen beschrieben werden können, zeigen ein starkes Relief (z. B. Tafel 3, Kern 45, 505.80 m

oder Kern 41, 497.30 m). Es finden sich auch Lagen mit bei Stürmen aufgearbeiteten, frühdiagenetischen Knollen, unter denen die Tiere die erwähnten Grabbauten anlegten (Tafel 3, Kern 34). Je nach Tiefe des Ablagerungsmilieus ist der Gehalt an Eisenoolithen unterschiedlich. In aufgearbeiteten Eisenoolithen ist der Ooidgehalt kleiner, da im tieferen Milieu mehr Tontrübe abgelagert wird. Das eisenoolithische Sediment zeigt keine erkennbare Schichtung, Fossilien (z. B. Ammonitenschalen) liegen oft schräg zu den Schichtflächen im Sediment, was einerseits auf grabende Tiere, andererseits aber auch auf die periodische Aufarbeitung des Sedimentes durch Kompensationsströmungen bei tropischen Stürmen zurückgeführt werden kann.

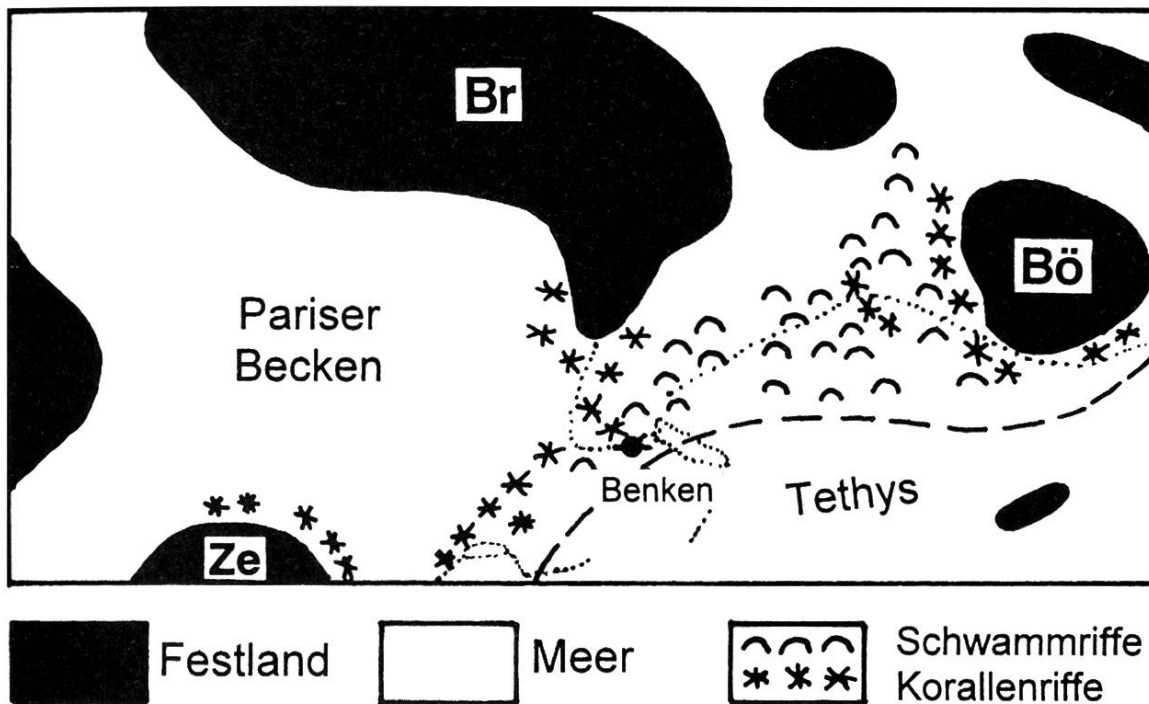
Die Eisenoolithhorizonte werden nach diesem Modell diachron gebildet, das heisst, sie entstehen in einem gewissen Tiefenbereich, der sich bei Änderungen des Meeresspiegels verschiebt. Ihre Bildung erfolgt somit nicht zeitgleich im ganzen Becken. Trotzdem können sie im grossen Rahmen als Zeitmarker zur Unterteilung der Serien verwendet werden, denn ihre Bildung beansprucht kürzere Zeiträume, als sie mit der auf Ammoniten beruhenden Stratigraphie aufgelöst werden können (BURKHALTER 1995). Die Doggerserie von Benken enthält sieben eisenoolithische Horizonte, die zur Unterteilung der Serie dienen. Die Anordnung der Horizonte ist in weiten Teilen den Verhältnissen an der Wutach vergleichbar, sie kann dem geologischen Profil (Fig. 1) entnommen werden.

Die Eisenoolithhorizonte liegen oft im Dach sedimentärer Zyklen, die im Verlaufe einer Meeresspiegelabsenkung entstanden (Regressive «Shoaling-Upward»-Zyklen, WILSON 1975). Die Zyklen beginnen mit Tonsteinen oder Tonmergeln an der Basis, die gegen oben in biodetritusführende Kalkmergel und schliesslich in eisenoolithische Horizonte übergehen. Ein Beispiel ist in Benken der oberste Zyklus des Doggers. Er beginnt mit den Tonmergeln der Parkinsoni-Württembergica-Schichten, welche zuunterst nur wenig Biodetritus führen, in denen sich aber gegen oben zunehmend biodetritusreiche Kalkmergelbänke einschalten (Tafel 3, Kern 38). Sie repräsentieren die Phase der grössten Wassertiefe (des höchsten Meeresspiegels) im Zyklus. Im mehr als 50 m tiefen Wasser gediehen nur wenig bodenbewohnende Muscheln und Brachiopoden, die restlichen Fossilien stammen von schwimmenden Tieren, wie Ammoniten. Sie gehen in die Kalkmergel der Varians-Schichten über, die extrem reich an Biodetritus sind und einige Lagen mit Muschelschill enthalten

(Tafel 3, Kern 37). Mit den Varians-Schichten betrachten wir ein wesentlich untieferes Meer mit einem intensiv besiedelten Meeresboden. Nebst Muscheln, die im Sediment eingegraben lebten, treten auch Formen auf, die frei auf dem Meeresboden lebten. Darunter vor allem die namengebenden Brachiopoden (*Rhynchonella varians*), die aus dem nährstoffreichen Wasser Nahrung filterten. Im seichtesten Teil des Zyklus kam der Macrocephalus-Eisenoolith zur Ablagerung (Tafel 3, Kern 35); er enthält zahlreiche, gut erhaltene Fossilshalen. Die Fauna lässt auf ein Ablagerungsmilieu im Bereich der Wellenbasis, mit etwa 20 bis 30 m Wassertiefe, schliessen. Im Dach des Eisenoolithes liegt ein Hartgrund mit aufgearbeiteten, limonitisch imprägnierten Komponenten (Tafel 3, Kern 34), der auf Phasen erhöhter Wasserbewegung hinweist. Der Hartgrund umfasst vermutlich ein grosses Zeitintervall. Der darüber liegende Anceps-Oolith wurde bereits in tieferem Wasser gebildet und enthält wesentlich weniger Eisenooide (Tafel 3, Kern 33). Er entstand durch Umlagerung eisenoolithischer Sedimente in tiefere Meeresabschnitte und leitet damit die Transgression eines weiteren sedimentären Zyklus im unteren Malm ein.

4.3 Der Malm: Die grosse Zeit der Schwämme

Während dem weissen Jura oder Malm kam es im Gebiet Mitteleuropas erstmalig in der Jurazeit zur Bildung von Riffkomplexen. In der Gegend von Schaffhausen entwickelten sich jedoch nicht Korallenriffe wie im Gebiet des zentralen Schweizer Jura, sondern es handelte sich um eigenartige Schwammriffe. Die paläogeographische Situation hatte sich gegenüber der Doggerzeit stark verändert. Die mitteldeutsche Schwelle (Brabanter und Rheinisches Massiv) wuchs zunehmend gegen das Böhmisches Festland und riegelte das Randmeer gegen die Einflüsse der kälteren Nordmeere ab (Fig. 7). 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 hier der Kalk ausgefällt. Möglicherweise haben dabei klimatische Schwankungen die Kalk-Mergel Wechsellagerung verursacht, die für grosse Teile der Malmformationen typisch ist.



Figur 7: Land und Meer zur Zeit des Mittleren Malm

Das Vindelizische Festland wurde vollständig überflutet, das Böhmisches Festland schrumpfte zu einer Insel (**Bö**). Das Schelfmeer ist nun gegen den Tethysozean hin offen. Im warmen Wasser des Schelfmeeres nördlich der Tethys bilden sich Korallen- und Schwammriffgürtel. Die Korallenriffe entstehen vor allem am Rand der Landmassen und auf Untiefen. **Ze** Zentralmassiv, **Br** Brabanter Massiv.

In der Bohrung Benken beginnt der Malm mit einem dunklen, grünlich schimmernden Kalkmergel. Die Schicht ist reich an Glaukonit und wird deshalb auch als Glaukonitsandmergel bezeichnet (Tafel 3, Kern 33). Sie enthält Eisenooide und aufgearbeitete Brocken des liegenden Anceps-Eisenolithes. Weiter treten einzelne Schwammknöllchen auf, Flachwasserorganismen fehlen. Die Schicht wurde in tieferem Wasser gebildet, worauf auch der Glaukonitgehalt hinweist, denn dieser tritt häufig an der Basis transgressiver Gesteinsserien auf. Bei steigendem Meeresspiegel lag der Meeresboden im Bereich der Wellenbasis oder knapp darunter. Die aufgearbeiteten Brocken von Anceps-Oolith, die in die Schicht eingebettet sind, dürften einmal mehr auf die Wirkung von Jahrhundert-Stürmen zurückzuführen sein.

Die folgenden Bohrkerne gehören zu einem Komplex, der aus den Impressa-Mergel (Effinger-Schichten), den Hornbuck-Schichten und den Wohlgeschichteten Kalken besteht. Es handelt sich um Tonmergel und

mikritische Kalke, in die stellenweise schwammreiche Ablagerungen eingeschaltet sind. Die Imprensa-Mergel sind in Benken geringmächtiger als in den umliegenden Gebieten. Es handelt sich um Tonmergel mit diffus begrenzten kalkigen Abschnitten. In Benken 13.74 m mächtig, wurden sie in der Bohrung Weiach beinahe 87 m mächtig angetroffen. Da sie in Benken eher kalkreich entwickelt sind, wird angenommen, dass hier zu dieser Zeit ein Hochgebiet bestand, auf dem die Zufuhr von festländischem Tonschlamm vermindert war (BLÄSI et al. 1999). Wühlgefüge und Fossilreste lassen auf ein intensiv belebtes Flachmeer von gut 50 m Wassertiefe schliessen. Die Hornbuck-Schichten sind demgegenüber mehr als doppelt so mächtig wie in Weiach. Sie sind in Benken stark tonig entwickelt und enthalten einzelne Kalkbänke mit Schwammresten. Diese Schwammbildungen leiten eine Entwicklung ein, die im Verlaufe des Weissen Juras zur Bildung ausgedehnter Schwammriffkomplexe führte. Ihre Bildung setzte erstmals auf der erwähnten Nord-Süd verlaufenden Hochzone ein. Die Hornbuck-Schichten gehen allmählich in die Wohlgeschichteten Kalke über, die im Randen oft die Felszüge der Tafelberge bilden. Diese in Benken gut 50m mächtige Serie beeindruckt durch die regelmässigen Schichten von Kalkbänken mit dünnen, mergeligen Zwischenlagen (Tafel 3, Kerne 31 und 32), Schwammkalke fehlen. Das bereits einleitend geschilderte Entstehungsmodell durch Zufuhr kalkreicher Wässer aus der Tethys wird durch die Beobachtung gestützt, dass einzelne Bänke teilweise über grosse Distanzen verfolgt werden können. Die generelle Kalkzunahme von unten nach oben weist auf eine zunehmende Verflachung des Meeres hin. Im zentralen Schweizer Jura entwickeln sich zu dieser Zeit mächtige Korallenriffgürtel.

Die höheren Formationen des Malms wurden in Benken nicht mehr mit Bohrkernen erschlossen. Wir sind hier für die Schichtbeschreibung auf die Beobachtung des Bohrkleins und auf geophysikalische Logs angewiesen, die nicht mehr die detaillierten Gesteinsinformation der Bohrkernkerne liefern können. Über den Wohlgeschichteten Kalken liegen die gut 10 m mächtigen Mittleren Malmmergel (Schwarzbach-Schichten), dunkle, glaukonitführende Kalkmergel und tonige Kalke, die mit mikritischen Kalkbänken abwechseln. Die Schicht ist weit verbreitet und weist auf ein regional einheitliches Ablagerungsmilieu hin. Aus Feldaufschlüssen wissen wir, dass die Serie sehr viele Ammoniten, Brachiopoden und vor allen Schwämme enthält. Sie verdankt ihre Entstehung einem markanten Meeresspiegelanstieg zu Beginn der Kimmeridge-Stufe (Fig. 1). Die Was-

sertiefe stieg nun deutlich über 50 m, Gygi (1986) schätzte sie aufgrund der Zusammensetzung der Faunen und sedimentologischer Kriterien auf rund 120 m.

Über den Mittleren Malmmergeln folgen die Quaderkalke und die Massenkalke (Pseudomutabilis-Schichten, Setatus- und Subeumela-Schichten). Bei den Quaderkalken handelt es sich meist um dickbankige, dichte Kalke, die gelegentlich Kieselknollen enthalten. Die Massenkalke bestehen aus Schwammkalken oder aus zuckerkörnigen Kalken, selten auch Dolomiten. Diese Gesteine deuten bereits wieder eine Verflachung des Meeres an. Sie stellen die Reste ehemaliger Schwammriffe dar und entstanden aus riffartigen Bauten von Kieselschwämmen. Kalkkrusten, die von Mikroorganismen abgeschieden wurden, banden die einzelnen Schwämme zu einem kompakten Riffkörper zusammen. In den Krusten finden sich sessile Foraminiferen und Serpuliden, was auf ein gut durchlüftetes Ablagerungsmilieu hinweist. Die Schwammriffe ragten als Hügel aus dem schlammigen Meeresboden des «Massenkalkmeeres». Zwischen den Schwammriffen kamen Kalkschlamme zur Ablagerung, aus denen der geschichtete Quaderkalk entstand. Wühlende Bodenorganismen zerstörten die Feinschichtung, so dass heute massige Kalkbänke das Bild der Formation prägen. Die Wassertiefe war grösser als bei heutigen Korallenriffen. Man vermutet, dass sie knapp unterhalb der Sturmwellenbasis bei etwa 30 m lag. Da in diese Tiefen eher wenig Licht drang, ist nicht erstaunlich, dass Reste von Flachwasserorganismen selten sind. Diagenetische Prozesse führten stellenweise zur Dolomitisierung der Massenkalke. Dabei wurde der grösste Teil des Fossilinhalts zerstört, durch spätere Rekalzitisierung entstanden schliesslich zuckerkörnige Kalke. Dieses harte Gestein bildet in der Umgebung Schaffhausens markante Felsbänder und auch die Felszähne, die aus dem Rheinfall ragen. Zahlreiche Felskuppen, die auf der Randenhochfläche auf der von den Mittleren Malmmergeln verursachten Verebnung sitzen, wie etwa das Süstallkäppli bei Hemmental, bestehen aus den harten Quaderkalken.

Den Abschluss der Malmformation bilden in der Bohrung rund 35 m mächtige Plattenkalke (Liegende Bankkalke). Sie sind nicht mehr vollständig erhalten, die Obergrenze bildet eine Erosionsfläche auf der tertiäres Bohnerz, das am Ende einer lang andauernden Festlandperiode in Kreide und Tertiär gebildet wurde, liegt. Es handelt sich um plattige Kalke mit Mergelzwischenlagen, die in unserer Gegend nur selten Fossilien

enthalten. Teilweise wuchsen die Schwammbildungen der Massenkalken auch in die Plattenkalkfazies hinein, so dass die Formationen lateral rasch ändern können. Zur Zeit der Ablagerung des Plattenkalks entstanden im Nordosten in der Nähe der Küsten des Festlandes der mitteldeutschen Schwelle, zwischen den Schwammriffgürteln weite Lagunen, in denen feiner Kalkschlamm abgelagert wurde. Das entsprechende Gestein lässt sich in dünne Platten aufspalten und wird deshalb seit langem intensiv ausgebeutet. Dabei wurden ausserordentlich gut erhaltene Fossilien gefunden, die diese Plattenkalken (Solnhofen, Eichstätt, Nusplingen etc.) weltberühmt gemacht haben. Insbesondere die Funde von Urvögeln, die vereinzelt in diese Lagunenablagerungen eingebettet wurden, sind ein Begriff. In der Gegend von Schaffhausen treten zwar auch dünnplattige Gesteine auf, die jedoch nur unbedeutende Fossilreste enthalten.

5 Vergangenheit und Gegenwart: Katastrophen prägen das Bild

Wir haben nun die Entwicklungsgeschichte unserer Gegend im Verlaufe eines Zeitraums von rund 150 Millionen Jahren verfolgt. Die wichtigsten Faktoren bei der Entwicklung der Gesteinsserien waren zum einen die Änderungen des Meeresspiegels im Mesozoikum, massgeblich gesteuert durch plattentektonische Vorgänge, zum andern waren es Katastrophen wie starke Stürme und Überschwemmungen oder auch gewaltige Vulkaneruptionen in anderen Teilen der Welt. Die Ausgestaltung der erdgeschichtlichen Zeugnisse des Erdmittelalters geschah somit vor allem auch durch katastrophale Vorgänge, die Gesteinsformationen schufen, die uns das längst vergangene Geschehen vor Augen führen.

Man könnte nun versucht sein, die Naturkatastrophen, die uns heutzutage beunruhigen, als etwas Alltägliches, als normalen Lauf der Erdgeschichte darzustellen. Doch dieser Eindruck täuscht, denn die Ereignisse der Vergangenheit, die uns in Benken in den rund 800 m umfassenden Bohrkernen überliefert sind, entstanden im unermesslich langen Zeitraum von mehr als 100 Millionen Jahren. ALLIA (1996) zählte die Sturmlagen im Opalinuston und verglich sie mit der gesamten Sedimentationsdauer des Tons. Seine Abschätzung ergab, dass die auslösenden Hurrikane mit Abständen von 900 bis 1000 Jahren in die «Opalinussee» einbrachen. Auch wenn diese Abschätzungen recht grob sind, so waren diese Stürme doch seltene Ereignisse. In den Gesteinsserien komprimiert, bietet sich ein täu-

sches Bild grosser Häufigkeit! Wir können somit nicht die Vergangenheit bemühen, wenn heutzutage die Wirbelstürme immer häufiger durch die tropischen Meere und Kontinente ziehen und eine Spur der Verwüstung hinterlassen.

Auch die plattentektonisch induzierten Meeresspiegelschwankungen gingen und gehen langsam vor sich. Die damit verbundenen Transgressionen und Regressionen haben kein Potential für spektakuläre Naturkatastrophen. Allerdings hat der Meeresspiegelanstieg zu Beginn des Juras eine «Kühlhausperiode», die ihren Höhepunkt mit einer markanten Vereisung des Südpols im Karbon und Perm erlebte, beendet. Die erhebliche Zunahme warmer Schelfmeere zu Beginn der Jurazeit sorgte für einen zünftigen Anstieg des Treibhausgases Wasserdampf und löste damit den Wechsel zu einer langen Phase mit Treibhausklima aus. Doch all diese Vorgänge liefen unendlich viel langsamer ab, als der Meeresspiegelanstieg von 10–20 cm, den wir Menschen im 20. Jahrhundert wohl zur Hauptsache verursacht haben. Der anthropogen bedingte Anstieg des Meeresspiegels infolge Klimaerwärmung wird für die nächsten 100 Jahre von der amerikanischen Umweltbehörde mit 50 % Wahrscheinlichkeit auf 45 cm geschätzt (EPA, 2001). Das Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) schätzt den Anstieg für die Periode 1990–2100 je nach Szenario auf 9 bis 88 cm (IPCC, 2001). Bereits 10 cm in hundert Jahren, ergäben aber 100 m in hunderttausend Jahren! Allerdings wäre das Polareis bereits vorher abgeschmolzen und der Spuk hätte etwas früher ein Ende! Für grosse Gebiete auf den Kontinenten gäbe es dabei eine Rückkehr des Epikontinentalmeeres, wie wir es aus der Jurazeit kennen.

Die Vergangenheit gibt uns somit keine Entschuldigung für unser Handeln in der Gegenwart. Wir müssen die Gründe der gegenwärtig vermuteten Zunahme von Naturkatastrophen in unserem Verhalten suchen, welches leider allzu oft davon ausgeht, dass die Natur alles und jedes verkräften könne. So ist es auch nicht erstaunlich, dass das Artensterben von Flora und Fauna in unseren Tagen eine Geschwindigkeit erreicht hat, die das erdgeschichtlich einschneidendste Artensterben an der Wende von der Perm- zur Triaszeit wesentlich übersteigt! Gute Gründe also nachzudenken, vielleicht gibt uns die Betrachtung der Erdgeschichte dazu einen Anstoss.

Verdankungen: Besten Dank den Mitarbeitern der Nationalen Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle (Nagra), die mir bei der Ausarbeitung dieser Schrift tatkräftig halfen. So war mir vor allem der Untersuchungsbericht der Bohrung Benken, Kapitel Stratigraphie, verfasst von Dr. H.-R. Bläsi, sehr nützlich, Dr. H.-P. Weber unterstützte mich mit den nötigen Unterlagen zur Erstellung der Fototafeln und mit weiterer Literatur und Dr. A. Lambert las kritisch den Text. Mein Kollege Dr. E. Frank von der HSK gab mir wertvolle Literaturhinweise und las das Manuskript. Mein Dank gilt auch der Hauptabteilung für die Sicherheit der Kernanlagen, HSK, die mir die nötige Unterstützung gab und sich an den Druckkosten beteiligte.

Literatur

AIGNER, T. (1999): Dynamische Stratigraphie des oberen Muschelkalks am Beispiel Süddeutschlands. In: Hauschke & Wilde (1999), 115–128.

ALLIA, V. (1996): Sedimentologie und Ablagerungsgeschichte des Opalinustons in der Nordschweiz. Diss. Univ. Basel, 185 S.

ALBERT, W. & H.R. BLÄSI (2001): Stratigraphie Nordostschweiz – Log-Korrelation Mesozoikum – Paläogeographie Mesozoikum. Nagra interner Bericht, 47 S., 23 Beilagen.

BACHMANN, G.H. & I. LERCHE, Editors (1998): Epicontinental Triassic; Int. Symposium Halle/Saale, 1998. In: Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, 1998, 402 S., Teile II und III, 2000, 408 und 324 S.

BACHMANN, G.H., G. BEUTLER, H. HAGDORN & N. HAUSCHKE (1999): Stratigraphie der germanischen Trias. In: HAUSCHKE & WILDE (1999), 81–104.

BEUTLER, G. & J. SZULC (1999): Die paläogeographische Entwicklung des germanischen Beckens in der Trias und die Verbindung zur Tethys. In: HAUSCHKE & WILDE (1999), 71–80.

BEUTLER, G., N. HAUSCHKE & E. NITSCH (1999): Faziesentwicklung des Keupers im germanischen Becken. In: HAUSCHKE & WILDE (1999), 129–174.

BITTERLI, P.H. (1977): Sedimentologie und Paläogeographie des oberen Doggers im zentralen und nördlichen Schweizer Jura (Mit einem Beitrag zum Problem der Eisenoxidbildung). Diss. Univ. Basel, 132 S, 32 Tafeln.

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

BLÄSI, H.R. (1987): Lithostratigraphie und Korrelation der Doggersedimente in den Bohrungen Weiach, Riniken und Schafisheim. *Eclogae geol. Helv.* 80, 415–430.

BLÄSI, H.R., P. KLEBOTH & M. LINIGER (1999): Sondierbohrung Benken: Bohrstellengeologie, Nagra interner Bericht.

BLOOS, G. (1998): Süddeutschland im Wandel der Zeiten. In: HEIZMANN (1998), 9–36.

BÖTTCHER, R. (1998): Leben und Tod im Meer des Posidonienschiefers. In: HEIZMANN (1998), 83–96.

BURKHALTER, R.M. (1995): Ooidal ironstones and ferruginous microbialites: Origin and relation to sequence stratigraphy (Aalenian and Bajocian, Swiss Jura mountains), *Sedimentology* 42, 57–74.

CARROLL, D. (1958): The role of clay minerals in the transportation of iron. *Geochim. Cosmochim. Acta* 14, 1–27.

DRONKERT, H., H.R. BLÄSI & A. MATTER (1990): Facies and origin of Triassic evaporites from the Nagra boreholes, Northern Switzerland. *Nagra techn. Ber. NTB 87–02*. Nagra, Wettingen, 120 S.

EPA, United States Environmental Protection Agency (2000): *Webside Global Warming – Climate: Sea Level*, <http://www.epa.gov/docs/oppeee1/globalwarming>.

GEYER, O.F. & M.P. GWINNER (1991): *Geologie von Baden-Württemberg*. 4. Auflage, Schweizerbarth, Stuttgart, 472 S.

GRADSTEIN, F.M., F.P. AGTERBERG, J.G. OGG, J. HARDENBOL, P. VAN VEEN, J. THIERRY & Z. HUANG (1995): A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale. In *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*. In: *SEPM Special Publication No. 54*, 95–126.

GYGI, R.A. (1986): Eustatic sealevel changes of the Oxfordian (Late Jurassic) and their effect documented in sediments and fossil assemblages of an epicontinental sea. *Eclogae geol. Helv.* 79/2, 455–491.

HALLAM, A. (1981): *Facies interpretation and the stratigraphic record*. W.H. Freeman & Co., Oxford, San Francisco, 291 S.

HAQ, B. U., J. HARDENBOL & P.R. Vail (1988): Mesozoic and cenozoic chronostratigraphy and the cycles of sea-level changes – an integrated approach. *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral* 42, 71–108.

HARDENBOL, J., J. THIERRY, M.B. FARLEY, T. JACQUIN, P.-C. DE GRACIANSKY & P.R. VAIL (1998): Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Chart. In: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, *SEPM Special Publication* 60, 783 S.

HAUSCHKE, N. & W. WILDE, Herausgeber (1999): *Trias – Eine ganz andere Welt*. Verlag Friedrich Pfeil, München, 647 S.

HEIZMANN, E.P.J. Herausgeber (1998): Erdgeschichte mitteleuropäischer Regionen (2). Vom Schwarzwald zum Ries. Verlag Dr. F. Pfeil, München, 288 S.

HOFMANN, F. & H. HÜBSCHER (1977): Geologieführer der Region Schaffhausen, 139 S.

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

IPCC (2001): Shanghai Draft 21-01-2001, Summary for Policymakers, 18 S.

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.

KOZUR, H.W. (1998): The correlation of the Germanic Buntsandstein and Muschelkalk with the Tethyan scale. In: BACHMANN & LERCHE (1998), Vol. 1, 701–726.

KOZUR, H.W. (1999): Aspekte der Wende Perm/Trias. In: Hauschke & Wilde (1999), 23–36.

LAUXMANN, U., G. SCHWEIGERT & M. KAPITZKE (1988): Die Schwamm- und Korallenriffe der Schwäbischen Alb. In: HEIZMANN (1998), 117–128.

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

MERKI, P. (1961): Der Obere Muschelkalk im östlichen Schweizer Jura. *Eclogae geol. Helv.* 54/1, 137–219.

OSCHMANN, W., J. RÖHL, A. SCHMID-RÖHL & A. SEILACHER (1999): Der Posidonienschiefer (Toarcium, Unterer Jura) von Dotternhausen (Exkursion M am 10. April 1999). *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F.* 81, 231–255.

PARRISH, J.T. (1999): Pangaea und das Klima der Trias. In: HAUSCHKE & WILDE (1999), 37–42.

SANDER, M. (1999): Die Plateosaurus-«Friedhöfe» im Keuper: Belege für einen Massentod? In: HAUSCHKE & WILDE (1999), 419–425.

SCHLEGELMILCH, R. (1998): Die Belemniten des süddeutschen Jura. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 151 S.

SCHWABE, O. & W. Ricken (1998): Bedingungen und limitierende Faktoren bei der Pyritbildung im Posidonienschiefer (Liase, Südwestdeutschland). Internetseite Sedi-ment '98, 9-13.6.1998, Abstracts.

SEILACHER, A. (1990): Die Holzmadener Posidonienschiefer; Entstehung der Fossilagerstätte und eines Erdölmuttergesteins. In: WEIDERT, W.K., *Klassische Fundstellen der Paläontologie*, Band 2, Goldschneck Verlag, Korb, 107–131.

SZULC, J. (1998): Anisian-Carnian evolution of the Germanic basin and its eustatic, tectonic and climatic controls. In: BACHMANN & LERCHE (1998), Vol. 1, 813–852.

URLICHS, M. (1998): Der Muschelkalk-Golf – ein mitteleuropäisches Binnenmeer. In: HEIZMANN (1998), 45–56.

WETZEL, A. & V. ALLIA (2000): The significance of hiatus beds in shallow-water-mudstones: An example from the Middle Jurassic of Switzerland. *Jour. Sed. Res.* Vol. 70/1, 170–180.

WILSON, J.L. (1975): *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 471 S.

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 S., 30 Tafeln.

Adresse des Autors:
Dr. Peter Bitterli-Dreher
Wolfgalgen 4
5304 Endingen

Tafel 1:

- Kerne 1 und 2**
704.10–705.70 m
- Kern 3**
712.16–713.13 m
- Kern 4**
713.87–714.83 m
- Kerne 5 und 6**
722.33–724.19 m
- Kern 7**
733.70–734.70 m
- Kern 8**
755.00–756.00 m
- Kerne 9 und 10**
778.19–780.02 m
- Kern 11**
786.10–787.06 m
- Kern 12**
792.70–793.52 m
- Kerne 13 und 14**
802.44–804.15 m
- Kern 15**
810.32–811.10 m

Knollenmergel
Dolomitischer Tonmergel mit knolligen, dolomitreicheren Lagen, die durch Karbonatanreicherung in einem Boden entstanden.

Stubensandstein
Poröse Dolomitbrekzien in dolomitischer oder toniger Matrix. Die Komponenten sind sowohl eckig wie gerundet, sie sind teilweise silifiziert und löchrig angelöst.

Stubensandstein
Übergang von den porösen Dolomitbrekzien in Silt- und Feinsand führende poröse Dolomite

Obere Bunte Mergel
Braunrote, dolomitische Tonmergel bis Dolomitmergel wechseln mit knolligen Dolomithorizonten, die von von grünlich-grauen Mergeln umgeben sind.

Schilfsandstein
Feingeschichteter, siltig-feinsandiger Tonstein mit Sandsteinlaminae.

Gipskeuper, Tonsteine mit Anhydritknollen
Dolomitische Tonmergel und Dolomitmergel mit einzelnen Anhydritlagen oder -knollen. In der Mitte eine weisse, knollige Anhydritbank.

Gipskeuper, zyklische Serie
Graue massive Tonsteine mit zahllosen sich kreuzenden Anhydritadern und feingeschichtete dolomitische Tonsteine. Eingeschaltet Anhydritbänke aus kleinen Anhydritknollen (Mosaikanhydrit).

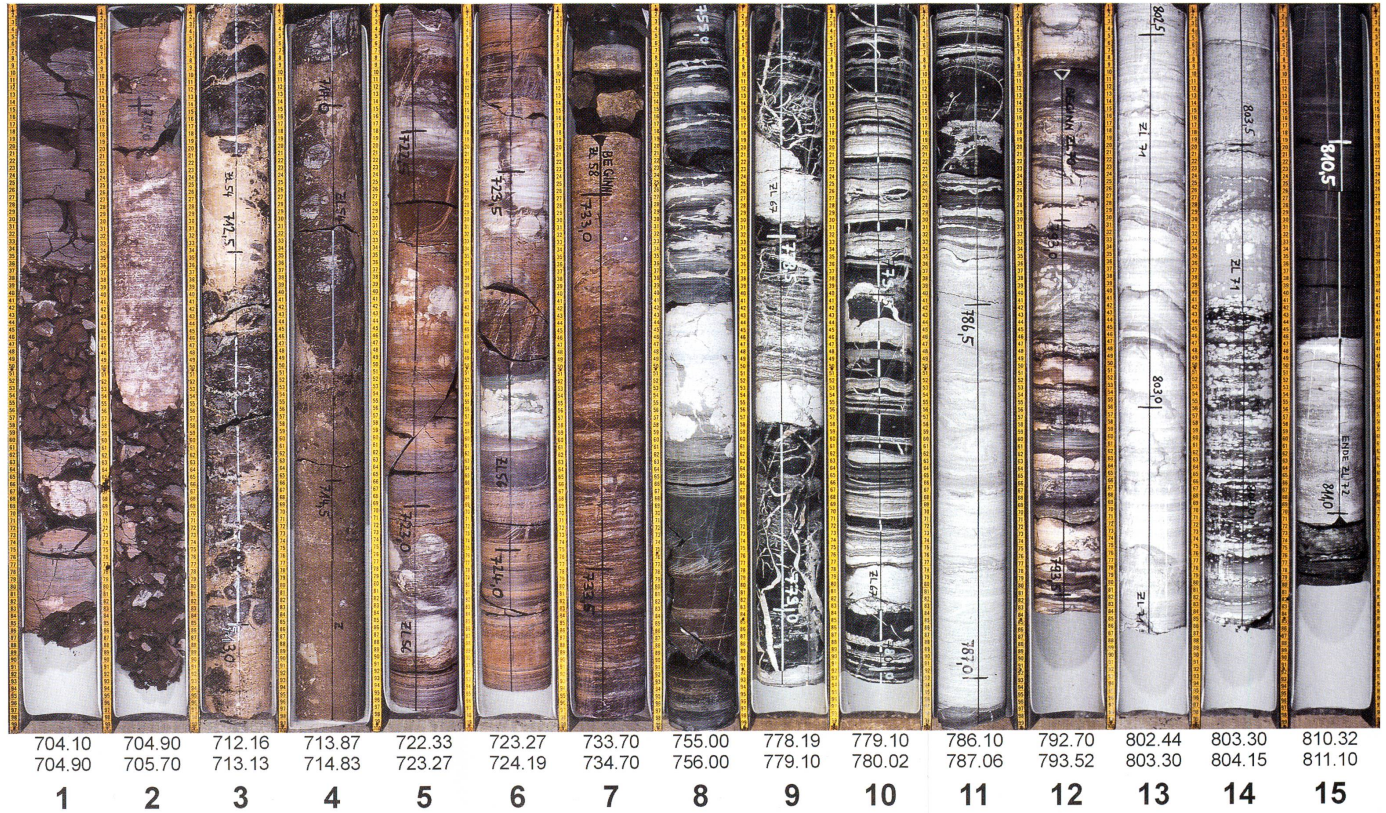
Gipskeuper, feingeschichtete Serie, Bleiglanzbank
Sandführender, anhydritreicher Dolomit mit einem Muschelschilfbänkechen (sogen. Bleiglanzbank).

Gipskeuper, feingeschichtete Serie
Feingeschichtetes Intervall aus dolomitischen Tonsteinen mit knolligen Anhydritlagen.

Gipskeuper, gebänderter Anhydrit/Dolomit
Massiver, geschichteter Anhydrit. Dünne Tonsteinlagen bewirken eine dunkle Bänderung. Ab 803.75 m dunkle Tonsteine mit Lagen von kleinen Anhydritknollen.

Lettenkohle, Estherienschiefer
Dunkle, sandige Tonsteine mit Knochenbruchstücken, sogen. Estherienschiefer und helle Dolomitbank.

Tafel 1



Tafel 2:

- Kern 16**
826.73-827.60 m
- Kern 17**
836.81-837.74 m
- Kern 18**
858.20-859.10 m
- Kern 19**
882.60-883.52 m
- Kern 20**
901.06-901.92 m
- Kern 21**
918.99-ca.920 m
- Kern 22**
949.53-950.48 m
- Kern 23**
965.76-966.74 m
- Kern 24**
979.01-979.96 m
- Kerne 25 und 26**
982.58-984.14 m
- Kerne 27 bis 30**
988.00-992.00 m

Trigonodus-Dolomit
Massige, dolomitische Oolith- und Onkolithbänke sowie Lagen mit Muschelschill. Das Gestein enthält zahlreiche Lösungsporen mit Calcitdrusen, die vermutlich durch Lösung ehemaliger Gipsknollen entstanden.

Trigonodus-Dolomit
Dolomite und tonige Dolomitmergel, knollig geschichtet.

Hauptmuschelkalk
Mikritische Kalke mit Kalkarenitbänken, welche aus Muschelschill und Echiodermentrümmern bestehen (sogen. Trochitenbänke). Die Kalkarenite zeigen oft eine Gradierung mit größeren Komponenten an der Basis (z.B. 858.80-859.0 m). Es handelt sich dabei um Sturmablagerungen (Tempestitute).

Dolomit der Anhydritgruppe
Wellig laminiertes, mikritischer Dolomit, der aus Stromatolithen (Mikrobenmatten die das Sediment binden) hervorging. Bei 883,15 m eine poröse Lage mit zelligen, rauhwackelähnlichen Calcitdrusen.

Obere Sulfatschichten
Weisse Dolomitlagen wechseln mit tonigen und dolomitischen Zwischenlagen ab.

Salzhorizont (Salzhorizont von Bohrspülung stark angelöst)
Trübe, selten auch glasklare Steinsalzlagen und -linsen, die in wirr strukturierten schwarzen Tonsteinen, oder in weisser Anhydritmatrix stecken.

Wellenmergel
Siltiger, kalkiger Tonstein mit Lagen oder Linsen von Silt- und Feinsandstein, der teilweise Kleinrippelgefüge aufweist.

Wellenmergel
Siltiger bis feinsandiger, kalkiger Tonstein, mit wenigen Silt- und Feinsandsteinlagen. Bei 966.60 m ist eine doppelklappige Muschelschale angeschnitten.

Buntsandstein, Plattensandstein (aufgesägter Kern)
Mittel- bis Grobsandsteine, teilweise feinkiesige Lagen. Die Abfolge ist gradiert und schräggeschichtet.

Buntsandstein, Basiskonglomerat (aufgesägter Kern)
Grosse Kristallinkomponenten und Grus aus verwittertem Kristallin, in eine Tonmatrix eingebettet. Einzelne rote Karneolschnüre.

Kristallines Grundgebirge (Gebänderte Serie)
Gebänderte, Biotit-Plagioklas-Gneise. Die Bänderung wird vor allem vom unterschiedlichen Biotit-Gehalt bewirkt. Bei 988.0-988.60 m wurde ein homogener, wenig migmatitischer Abschnitt angetroffen. Das Gefüge wurde durch Migmatitierung (Schmelzbildung) verfaltet.

Tafel 2



Tafel 3:

Kerne 31 und 32
401.17–403.00 m

Kerne 33 bis 37
450.66–455.10 m

Kern 38
474.92–475.80 m

Kerne 39 bis 43
495.80–499.23 m

Kerne 44 und 45
504.36–506.09 m

Wohlgeschichtete Kalke

Mikritische, biotritusführende Kalke mit senkrecht stehenden Drucklösungskontakten (Stylolithen), abwechselnd mit «Mergelfugen» aus Tonsteinen oder Tonmergeln.

Übergang Dogger-Malm (aufgesägte Kerne)

Glaukonit-Sandmergel (bis 451.15 m) Tonmergel mit Glaukonit (bis 15 %), Ammoniten und Belemniten.

Anceps-Oolith/Grenzkalk (bis 451.65 m) Zwei eisenooxid-führende Kalkbänke, durch einen 4 cm mächtigen, eisenooxid-führenden Mergel getrennt. Die Serie enthält im Dach der oberen Bank einen angebohrten Hartgrund.

Macrocephalus-Oolith (bis 454.33 m) Wechsellagerung von rostroten, kalkigen Eisenoolithen mit grauen eisenoolithischen Kalken und schwarzen eisenoolithischen Tonsteinen. Zahlreiche Austern, Muscheln, Brachiopoden und Belemniten. Bei 451.75 m Hartgrund mit limonitisch imprägnierten, aufgearbeiteten Knollen. Untergrenze beim Einsetzen der Eisenooide.

Varians-Schichten (unterhalb 454.33 m) Biotritusreiche, siltige und feinsandige Mergel mit tonigen Kalken. Lagen mit Muschelschill.

Parkinsoni-Württembergica-Schichten

Siltig-feinsandiger Tonmergel mit einer Kalkmergelbank die feinkörnigen Biotritus führt sowie einigen dünnen Kalkmergellagen.

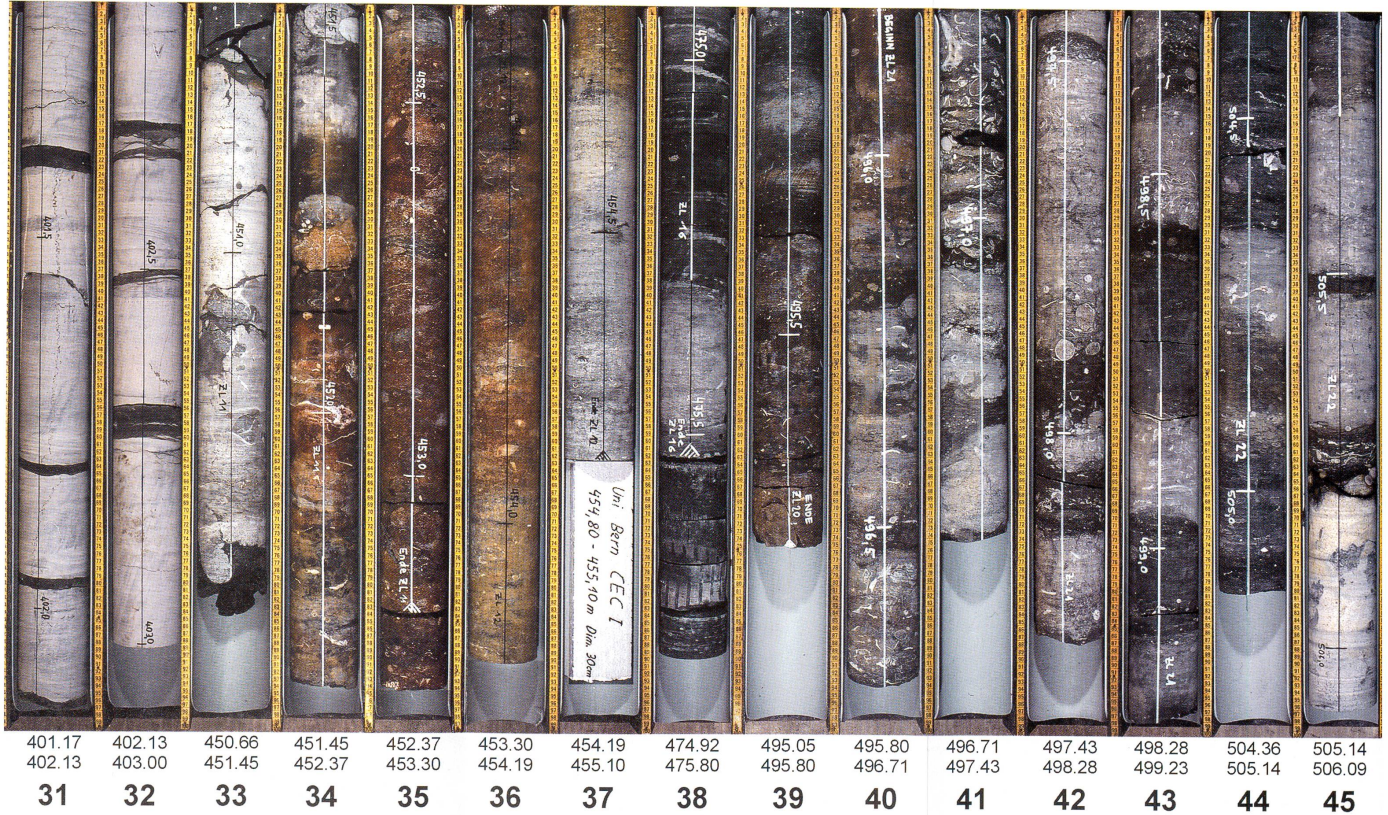
Subfurcaten-Schichten (aufgesägte Kerne)

Dunkle, muschelreiche, kalkige und tonige Eisenoolithe. Im Abschnitt von 495.05–496.21 m liegen die Eisenooide in einer schwarzen, knolligen Tonmatrix. Von 496.21–498.27 m folgen kalkige Eisenoolithbänke, die mit tonigen, eisenoolithischen Lagen abwechseln. Dieser Horizont enthält zahlreiche Austern, Muscheln und Brachiopoden sowie Reste grosser Belemniten. Unterhalb von 497.08 m treten keine Eisenooide, sondern mit Limonit imprägnierte Fossilrümpfer auf. Das unterste Intervall von 498.27–499.23 m besteht aus schwarzen, rötlich gesprenkelten, eisenooxidführenden Tonsteinen und Tonmergeln, die drei Muschelschill führende Kalkbänke enthalten.

Humphriesi-Schichten (aufgesägte Kerne)

Sandige, biotritische Mergel mit biotritusreichen Kalkbänken. Das Gestein ist aufgrund limonitischer Komponenten braun gesprenkelt. Es sind mehrheitlich limonitisierte Fossilrümpfer und selten Eisenooide. In den Kalkbänken grosse Austernschalen und mehrere Zentimeter lange Bryozoenkolonien. Bei 505.80 m Hartgrund mit starkem Relief und Höhlungen.

Tafel 3



Tafel 4:

- Kern 46**
509.25–510.17 m
- Kern 47**
539.52–540.43 m
- Kerne 48 und 49**
587.35–589.26 m
- Kern 50**
611.90–612.82 m
- Kern 51**
654.24–655.02 m
- Kern 52**
658.06–658.97 m
- Kern 53**
665.05–666.00 m
- Kern 54**
669.95–670.85 m
- Kern 55**
671.74–672.59 m
- Kerne 56 und 57**
684.36–687.00 m

Wedelsandstein (Sowerbyi-Schichten)
Siltiger Tonstein mit feinkörnigen Bioklasten. Bei 509.30–509.50 m eine Lage mit zahlreichen Muschelschalen.

Murchisonae-Schichten mit Oberbeta-Oolith
Kalkige, siltige bis sandige Tonsteine mit einigen kalkigen Sandsteinlaminae und Sideritkonkretionen. Bei 539.61–539.70 m eine eisenoolithische (Oberbeta-Oolith), Phosphorit- und Eisenoolith-Geröllen (Oberbeta-Oolith).

Opalinuston mit zahlreichen Sandsteinlagen
Glimmerführende, kalkige und sandige Tonsteine mit Sandsteinlagen und -linsen. Vielfach sind die ursprünglichen Lagen von der Fauna durchwühlt. Einzelne Sandsteinlagen weisen Strömungsrippeln auf (z. B. 587.95 m). Pyritknollen und -kristalle.

Opalinuston mit wenigen Sandsteinlagen
Glimmerführender, siltiger und kalkiger Tonstein der nur wenig Sandsteinlagen enthält. Einzelne Pyrit- oder Siderit-Konkretionen.

Jurensis-Mergel
Fossilführende, knollige Tonmergel mit knauerigen Kalkmergel- und Kalkbänken. Ammoniten, Belemniten.

Posidonienschiefer
Laminierte Tonmergel mit Belemniten und Phosphoritknöllchen. Unterhalb 658.72 m Übergang in laminierte Kalkmergel mit zahllosen kleinen Muschelschalen.

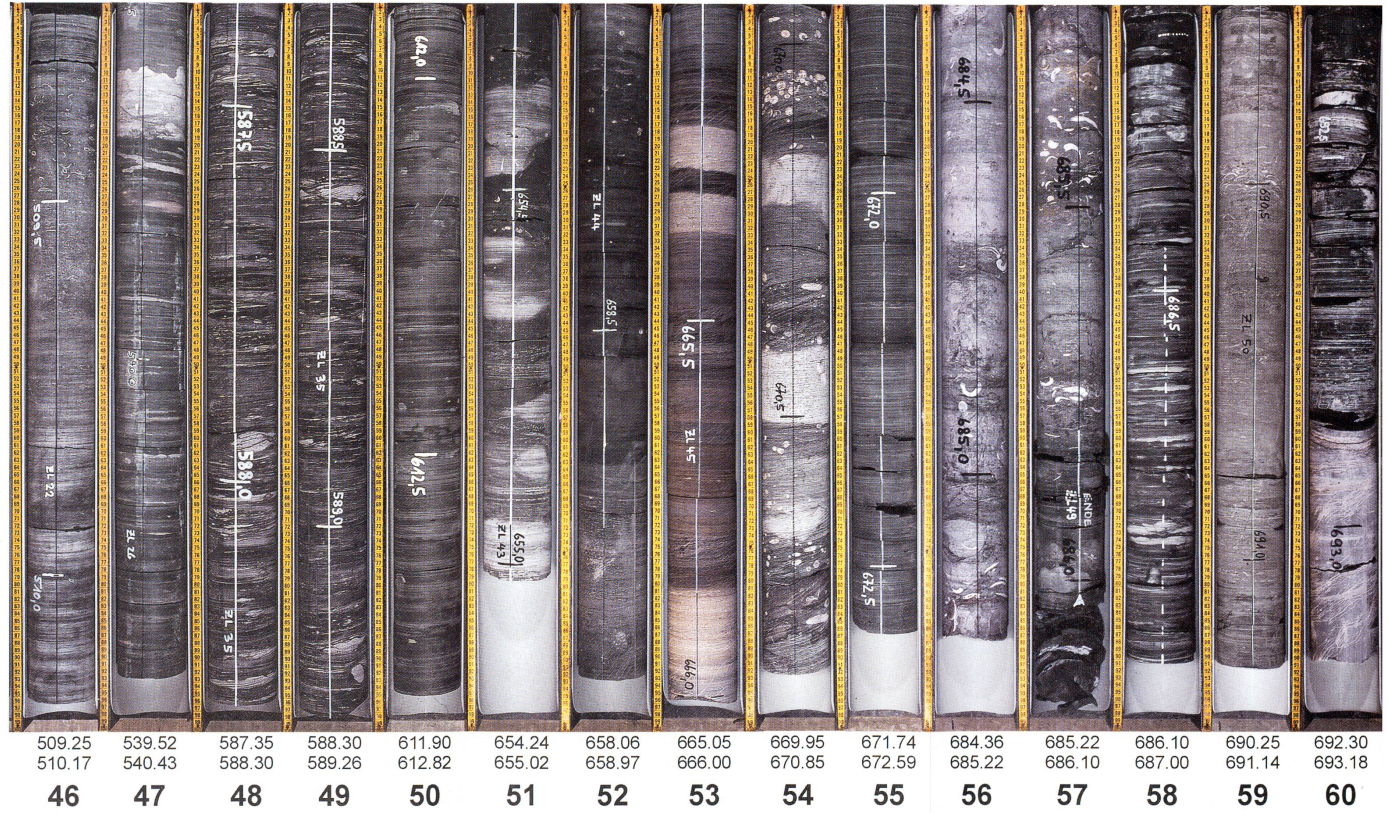
Posidonienschiefer mit Stinkkalkbänken
Bituminöse Mergel (bräunlich) wechseln mit laminierten, bituminösen Kalkbänken, sogen. Stinkkalkbänken ab.

Numismalis-Amaltheen-Schichten
Tonmergel mit Kalkmergeln und tonigen Kalkbänken. Einzelne Belemniten im ganzen Kernabschnitt, bei 670.04–670.10 m ein «Belemnitenschlachtfeld» (siehe Text).

Obtusus-Schichten
Feingeschichtete, glimmerführende, siltreiche und kalkige Tonsteine.

Arietenkalk
Kalkarenite aus Echinodermen- und Muscheltrümmern und zahlreichen gut erhaltenen Gryphäen (Austern).
Ab 685.81 m Angulatusschichten: Siltige bis feinsandige Tonsteine mit dünnen Sandsteinlagen oder -linsen. Bei 685.24–685.81 m chamositische und limonitische Eisenooide in grünlicher, knolliger, mergeliger und kalkiger Matrix (sogen. «Kupferfelsbank»).

Tafel 4



Kern 58 686.10–687.00 m	Angulatenschichten (od. Schlotheimien-Schichten) Siltig-feinsandige Tonsteine mit dünnen Sandsteinlagen oder -linsen.
Kern 59 690.25–691.14 m	Psiloceras-Schichten Kalkbank («Pylonotenbank») innerhalb der aus siltigen Tonsteinen bestehenden Formation. Die sandige Kalkbank enthält Muscheln, Austern und Echinodermenbruchstücke (teilweise glaukonitisch).
Kern 60 692.30–693.18 m	Übergang Rhät-Knollenmergel Schwarze Tonsteine und weisse Quarzsandsteine, auf den Schichtflächen Abdrücke und Steinkerne einer Muschelart. Ab 692.90 m Knollenmergel des mittleren Keupers.

