

# Lebensader Wasser



Beiträge zur Geschichte des Bezirks Zurzach  
Heft 10 / 2022



*Historische Vereinigung des Bezirks Zurzach*

© Herausgeber: Historische Vereinigung des Bezirks Zuzach (HVBZ),  
Bad Zuzach, August 2022

Projektleiter und Lektorat: Louis Tiefenauer

Layout und Druck: Druckerei Bürli AG, Döttingen

ISBN 978-3-033-09292-1

Alle elektronisch verfügbaren Beiträge sind zu nicht kommerziellen Zwecken frei verfügbar. Sie können von der Homepage der HVBZ heruntergeladen werden. Werden Ausschnitte davon veröffentlicht ist die Quelle (erste Zeile des Impressums) anzugeben.



## Inhalt

- 3 | Editorial – Lebensader Wasser**  
Louis Tiefenauer
- 5 | Das Zurzibiet unter Wasser: Die Erdgeschichte des Jurameeres**  
Peter Bitterli-Dreher
- 27 | Die Flussgeschichte der nördlichen Schweiz**  
Peter Bitterli-Dreher
- 47 | Kaiserstuhl: Stadt an der Brücke, Stadt der Brunnen**  
Ruth Michel Richter & Konrad Richter
- 57 | Eine wichtige Verbindung über den Rhein: die Fähre Waldshut–Full**  
Andreas Weiss
- 75 | Die Surbbrücke in Döttingen –  
Entstehung, Renovierungen im 19. Jahrhundert und jüngste Restaurierung**  
Edith Hunziker & Cornel Doswald
- 91 | Die Surbbrücken bis ins frühe 20. Jahrhundert**  
Cornel Doswald
- 109 | «Mühlen» im Bezirk Zurzach**  
Rolf Lehmann
- 151 | Sanierung Mühlebach Böttstein 2019**  
Hans Kellenberger
- 163 | Autoren dieses Heftes**
- 165 | Schlusswort des Präsidenten der Historischen Vereinigung Bezirk Zurzach (HVBZ)**  
Rolf Lehmann

## Autoren dieses Heftes

**Peter Bitterli-Dreher** *Jg. 1943, Dr., Dipl. Geologe, Endingen AG*

---

Promotion mit einer Arbeit zur Sedimentologie des Oberen Doggers. Fachexperte für geologische Aspekte der Tiefenlagerung radioaktiver Abfälle (HSK/ENSI). Pensioniert 2005, danach zahlreiche Arbeiten zur Geologie und Paläontologie der nördlichen Schweiz.

**Ruth Michel Richter & Konrad Richter** *Jg. 1950 & Jg. 1953, Hohentengen D*

---

Das Ehepaar (sie: Historikerin, Journalistin; er: PR-Berater, Fotograf) hat die Schrift Kaiserstuhler Brunnengeschichten erarbeitet. Sie lebten zeitweise im Schloss Rötteln, was ihr historisches Interesse an Kaiserstuhl intensivierte. Sie sind aktive Mitglieder von Pro Kaiserstuhl.

**Andreas Weiss** *Jg. 1971, Historiker und Kulturwissenschaftler, Landkreis Tuttlingen DE*

---

Der Autor ist heute Leiter des Freilichtmuseums Neuhausen ob Eck. Aus seiner Zeit am Hochrhein entstand die Geschichte der Waldshuter Rheinfähre, welche einen historischen Tiefenblick zur Beziehung der Bewohner beider Flusseiten wagt.

**Edith Hunziker** *Jg. 1962, lic. phil., Kunsthistorikerin, Rothrist in Bern*

---

Die Kunsthistorikerin ist seit 2005 Leiterin des Projekts Kunstdenkmäler-Inventarisierung bei der Denkmalpflege des Kantons Aargau und verfasst z.Z. in Co-Autorschaft den Kunstdenkmälerband AG XI, Bezirk Zurzach I, der das Surbtal, das Aaretal und das Kirchspiel Leuggern behandelt.

**Cornel Doswald** *Jg. 1954, lic. phil-hist., Historiker und Archäologe, Bremgarten AG*

---

Der selbstständige Fachexperte für historische Verkehrswege und Kulturwege hat am Inventar historischer Verkehrswege der Schweiz IVS im Kanton Aargau und weiteren Kantonen der Nordschweiz mitgewirkt und war langjähriger Leiter der Abteilung Beratung von ViaStoria.

**Rolf Lehmann** *Jg. 1952, Präsident der HVBZ (seit 2020), Kleindöttingen AG*

---

Der Bauingenieur und Betriebsökonom arbeitete 36 Jahre für eine Grossbank in diversen leitenden Funktionen. Sein historisches Interesse weckten zahllose, ihm unbekanntere Ruinen in unseren Wäldern, insbesondere aber die Wasserwerke in Böttstein und im ganzen Bezirk.

**Hans Kellenberger** *Jg. 1946, Vorstandsmitglied HVBZ, Kleindöttingen AG*

---

Der ehemalige Oberstufenlehrer ist seit 2018 hauptsächlich als Exkursionsleiter für die Vereinigung verantwortlich. Die Auswahl von historisch interessanten Zielen ist dabei ein besonderes Anliegen, wobei auch dem gesellschaftlichen Aspekt grosse Bedeutung zukommt.

## Das Zurzibiet unter Wasser: Die Erdgeschichte des Jurameeres

*Alles Leben begann im Meer. Lebewesen aus früheren Zeiten sind zu Stein geworden und lassen sich in unserer Heimat finden.*

**Peter Bitterli-Dreher**

Viele von uns sind in den Jugendjahren mit Versteinerungen (Fossilien) in Berührung gekommen, sei es in der Schule oder im Freundeskreis. Diejenigen, die daran Gefallen fanden, sind bald einmal darauf gestossen, dass die meisten Fossilien unserer Gegend im Meer lebten, es waren marine Tierarten. Die Erkenntnis, dass bei uns Meeresfossilien zu finden sind, ist oft der erste Schritt Fragen zur Erdgeschichte zu stellen. Darum zum Einstieg ins Thema ein Meeresfossil aus unserer Region (**Abb. 1**). Es handelt sich um die Schale eines Armfüssers oder Brachiopoden, auf

dem eine kleine Auster (eine Muschelart) aufgewachsen ist. Man fragt sich unmittelbar, hat die Auster den Brachiopoden zu Lebzeiten geplagt, oder hat sie auf der leeren Schale am Meeresboden gesiedelt? Nun, das letztere ist wohl richtig, denn die Auster sitzt auf der Trennlinie der beiden Schalen, der Brachiopode hätte sie nicht mehr öffnen können. Das war für ihn aber essentiell, denn er war ein Strudler, das heisst er filterte Nahrung aus dem Meerwasser. Austern leben nach dem Schlüpfen einigen Wochen als frei schwimmende Larve (Veliger-Stadium), danach wechseln sie zu einer sessilen Lebensweise am Meeresboden. Dazu brauchen sie ein festes Substrat, in diesem Falle war es eben eine Schale die auf dem Meeresboden lag. Da es beide Tierarten noch heute gibt, können wir auch Vergleiche mit lebenden Tieren anstellen. Die «Gegenwart» kann so oft bei der Interpretation der Vergangenheit helfen. Ein kleines Beispiel nur, aber doch schon ein erster Einblick ins Jurameer mit seinen Bewohnern.

*1 Brachiopodenschale (*Loboidothyris perovalis*) mit aufgewachsener Auster (*Ostrea cristagalli*). Erläuterung im Text. Schicht: Brüggl-Member der Passwang-Formation. Fundort: Rebgebiet Altenberg, E Döttingen. Länge der Auster: 35mm.*



### Woher kam überhaupt das Wasser auf der Erde?

Dieser Band ist dem Thema Wasser gewidmet. Die Erde ist anders, als ihre Nachbarn im Weltall ein «Wasserplanet». Doch woher kam das Wasser, war es immer schon da, oder wenn nicht, woher

stammt es? Man geht heute davon aus, dass das Wasser auf der Erde bereits kurz nach der Entstehung des Planeten, vor etwa 4,5 Milliarden Jahren, vorhanden war. Diese «Ur-Erde» entstand nach einer überzeugenden Hypothese aus dem Zusammenstoss des jungen Gesteinsplaneten mit einem Kleinplaneten von der Grösse des Mondes. Da dieser aus dem äusseren Bereich des Planetensystems mit den grossen Gas-Planeten stammte, enthielt er wesentlich mehr Wasserstoff, als die Ur-Erde, die ein «silikatischer» Planet war. In der Ur-Erde hatte sich bereits ein Kern mit dem schweren Eisen gebildet, deshalb ist das Material des Mondes, der sich aus den äusseren Schichten des noch geschmolzenen Planeten löste, leichter. Aber die chemische und isotopische Zusammensetzung der beiden Himmelskörper ist sehr ähnlich, was mit dieser Kollisions-Hypothese gut erklärbar ist. Weiteres Wasser wurde von auf die Erde stürzenden Kometen gebracht.

Der durch den Zusammenstoss stark aufgeheizte, glühende Proto-

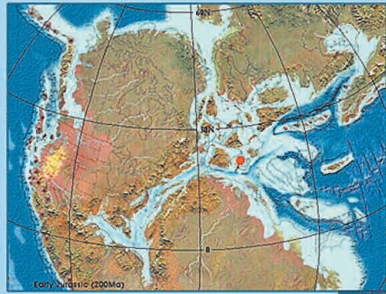
planet kühlte danach nur langsam ab. Aus der Uratmosphäre, die zu Beginn aus 80 % Wasserdampf, 10 % Kohlendioxid (CO<sub>2</sub>) und 5 % Stickstoff (N<sub>2</sub>) bestand, kondensierte Wasser und regnete auf die zu Beginn noch sehr heisse Erdoberfläche. Mit der Abkühlung bildeten sich allmählich Ozeane aus, in deren warmen Wasser schon früh erstes Leben entstand (vor etwa 3,5 Milliarden Jahren). Zuerst waren es anaerobe Lebewesen, die ohne Sauerstoff existieren konnten. Allerdings entstanden schon bald Cyanobakterien, die Sauerstoff produzieren konnten. Sie lebten unter anderem in Stromatolithen (Mikroben-Krusten), die damals weit herum den Meeresboden überzogen. Der entstehende Sauerstoff häufte sich zu Beginn nicht in der Atmosphäre an, sondern wurde für Oxidationen verbraucht, wie beispielsweise für die Bildung von mächtigen Eisenerz-Formationen, die «Banded Iron Formations» (BIF), die Mächtigkeiten von mehreren hundert Metern erreichten (z.B. Australien, Südamerika). Erst vor rund 2,5 Milliarden Jahren schuf die Evolution Lebewesen, die eine effiziente Photosynthese praktizierten und so die Phase einer an Sauerstoff reichen Atmosphäre einleiteten («great oxydation event»). Die meisten Anaerobier überlebten diese Sauerstoff-Revolution nicht, denn dieser ist für sie tödlich, wenn kein Schutzmechanismus besteht. Man könnte dies darum als das erste Massensterben der Erdgeschichte bezeichnen! Seitdem ist die Erde ein Planet des Sauerstoffs und die Lebewesen sind ein wesentlicher Faktor in der Entwicklungsgeschichte des Planeten.

**Tabelle 1: Die Perioden des Phanerozoikum**

Phanerozoikum	Era	Periode	Beginn vor: Millionen Jahren	Dauer Millionen Jahre
	Känozoikum		Quartär	2,58
		Tertiär	66,00	63,00
Mesozoikum		Kreide	~ 145,00	~ 79,00
		Jura	202,30	~ 56,90
		Trias	251,90	49,60
Paläozoikum		Perm	298,90	447,00
		Karbon	358,90	60,00
		Devon	419,20	60,30
		Silur	443,80	24,60
		Ordovicium	485,40	41,60
		Kambrium	541,00	55,60

Altersdaten aus: International Chronostratigraphic Chart v2021/2

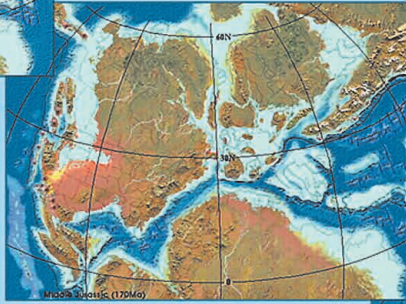




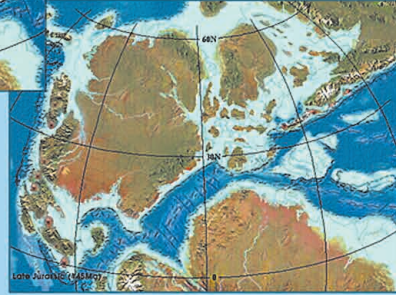
**Frühe Jurazeit:** Der Proto-Atlantik entsteht. Am östlichen Rand des zerfallenden Kontinentes liegt ein ausgedehntes Schelfmeer mit zahlreichen, grossen Inseln, das an den Tethys-Ozean stösst.

- Lage des Zurzibiets (bei ca. 20°nördlicher Breite)

**Ende Mittlerer Jura:** Die Meeresstrassen durchschneiden Pangaea vollständig. Südöstlich des Schelfs entstand der Piemont-Ozean.



**Oberer Jura:** Breite Meeresstrasse mit ausgeprägtem mittelozeanischen Rücken (Südatlantik). Offener Seeweg nach Norden (Proto-Nordatlantik).



2 Der Zerfall des Pangaea-Kontinentes zur Jurazeit. Die Schelfmeere sind hellblau dargestellt. Bilder: Ron Blakey, Colorado Plateau Geosystems.

## Die Nordschweiz unter Wasser: Das Jurameer

Der Name Jurameer erinnert an das gleichnamige Gebirge. Alexander von Humboldt hat 1795 die Gesteinsschichten, die in einem abgegrenzten Zeitintervall vorkommen als Jura-Formation, oder einfach Jura bezeichnet. Dies weil diese Gesteine im Schweizer Jura sehr verbreitet auftreten. Auch im Zurzibiet bilden sie einen erheblichen Teil des Untergrundes. Heute wissen wir, dass dieses Zeitintervall etwa von 201 bis 145 Millionen Jahre vor unserer Zeit dauerte. Das Gebiet der Nordschweiz war im gesamten Zeitraum, also während 57 Millionen Jahren, vom Meer bedeckt. Die Grenzziehung der Jura-Formation ist mit dem Vordringen des Wassers verbunden, denn die Zeit des Jura beginnt mit der Überflutung (Transgression) des Meeres über die tiefliegenden Gebiete des Festlandes und endet mit der Verlandung des Jurameeres.

Zur Zeit der späten Trias bestand auf der Erde eine aussergewöhnli-

che Situation (**Tabelle 1**), alle Kontinente bildeten einen Superkontinent. Wir wissen heute, dass Kontinente ihre Lage auf der Erdkugel kontinuierlich verändern. Der Geologe sagt sie «driften», sie reiten gewissermassen auf grossen Erdkrustenplatten mit. Bei den mittelozeanischen Rücken dringt junge Erdkruste aus dem Erdinneren hoch und bewegt sich dann allmählich vom Rücken weg («sea floor spreading»). Angetrieben wird das Ganze von Konvektionsströmen im aufgeschmolzenen Gestein des Erdinneren. Am Meeresboden können die Bewegungsmuster der Platten sichtbar gemacht werden. Die aufstossenden, glutflüssigen Laven der mittelozeanischen Rücken «frieren» beim Abkühlen unter die sogenannte Curie-Temperatur, die Orientierung des Magnetfeldes der Erde ein. Da das Magnetfeld der Erde häufig umgepolt wird, werden die Laven in Verlauf der Zeit unterschiedlich magnetisiert. Dies führt dazu, dass auf den Ozeanböden parallel zu den mitteloze-



3 Stielglieder von Seelilien (Crinoiden) aus dem Muschelkalk-Meer, sogenannte Trochiten («Trochitenkalk»). Das Meer war ein Meeresgolf mit erhöhtem Salzgehalt, deshalb war die Fauna arm an Arten, aber reich an Individuen. Die Crinoidenlagen («Trochiten-Kalk») sind auf Sturmereignisse zurückzuführen, bei denen die Tierreste angereichert wurden. Fundort: Dinkelberg bei Rheinfelden. Bildbreite: 80mm.



4 Nachdem die Ammoniten zu Beginn der Jurazeit beinahe ausgestorben waren, entwickelten sich aus den wenigen überlebenden Arten einfach gebaute Formen. Neophyllites imitans aus der untersten Jura-Schicht (Pylonoten-Schicht, Basis Hettangien) ist einer der ältesten Arten der Juraammoniten. Typisch ist die kaum gegliederte, beinahe glatte Schale mit lediglich angedeuteten Rippen. Fundort: Steinbruch Hägnach bei Pfrondorf (Tübingen). Durchmesser: 43mm.

anischen Rücken Streifenmuster magnetischer Orientierung entstehen, die man ausmessen kann. Auch das Alter der Laven kann man ermitteln (Zerfall radioaktiver Isotopen), so dass die Bewegungen der Kontinentalplatten ziemlich präzise bestimmt werden können. Man findet für die Kontinentaldrift Werte von einigen Zentimetern pro Jahr. Wenn kontinuierlich neue basaltische Erdkruste entsteht, dann muss irgendwo auch Kruste verschwinden, denn die Erdoberfläche bleibt weitgehend konstant. Dies geschieht in den Subduktionszonen, wo die oberste Erdkruste ins Erdinnere abtaucht und aufgeschmolzen wird. Das System zerstört also kontinuierlich die alte Kruste, deshalb sind die ältesten Ozeanböden heute lediglich etwa 180 Millionen Jahre alt.

Im Verlauf der Jurazeit zerfiel der Superkontinent Pangaea in mehrere Teilkontinente (Abb. 2). Als Erstes bildete sich ein quer durch den Riesenkontinent verlaufender vulkanischer Gürtel.

Es wurden Spalten aufgerissen, auf denen Vulkane wuchsen, aus denen enorme Lavamengen austraten. Diese häuften sich zu grossen Lavadecken an, die teilweise hunderte Meter Mächtigkeit aufweisen (Beispiel: Columbia River Basalt in Nordamerika). Die exzessive vulkanische Tätigkeit war mit dem Ausstoss von Gasen und Staub verbunden, was schlussendlich eine Umweltkatastrophe verursachte. In der amerikanischen Literatur hat sich dafür die Bezeichnung CAMP-Ereignis eingebürgert (Central Atlantic Magmatic Province). Allmählich drang das Meer von Osten her in die vulkanische Grabenzone, es entstand ein Meeresarm. Die katastrophalen Umweltschäden des CAMP-Ereignisses führten zu einem Artensterben, das zu den 5 grossen der Erdgeschichte gehört. Etwa 22 % der marinen Familien, die 53 % der damals lebenden Gattungen umfassten, starben aus. Das Ereignis war umso einschneidender, da die Meeresfauna der vorausgehenden Triaszeit nicht



üppig entwickelt war, denn die Schelfmeere rund um den Superkontinent waren vergleichsweise klein und die Lebensräume damit entsprechend eingeschränkt.

Auf dem Riesenkontinent Pangaea herrschten zur Triaszeit spezielle Umweltbedingungen, denn grosse Gebiete lagen weit ab von den Meeren. In den küstenfernen Gebieten dominierte ein Trockenklima (arides Klima) und es wurden deshalb viele Evaporite (Salzgesteine) gebildet. Megamonsune prägten das Bild der küstennahen Gebiete und führten zu extrem saisonalem Klima mit heissen, trockenen Sommern und sintflutartigen Niederschlägen zu den Monsunzeiten. Das Salzfeld bei Zuzach aus der mittleren Triaszeit ist ein Beispiel dieser Klimazone, denn die Salzablagerungen wurden oft mit Süswasserfluten und Sediment überzogen, im Salz sind darum oft tonige Lagen eingeschaltet. Auch die Ablagerungen der obersten Trias (Keuper) sind reich an Evaporit-Gesteinen (Gipskeuper), die Landschaft damals glich der Umgebung des heutigen Persischen-Golfs. Unser Gebiet war zur Triaszeit meistens Festland, einzig zurzeit des Muschelkalks und kurzzeitig im Gipskeuper entstanden marine Sedimente mit Fossilien (Abb. 3).

Die Katastrophe am Ende der Triaszeit schuf die Grundlagen für das Geschehen, das in der rund 60 Millionen Jahre dauernden Phase mit Meeresbedeckung folgte. Das Klima wurde in der Jurazeit generell feuchter (humider), der Meeresarm der allmäh-

lich quer durch die zerbrechende Kontinentalmasse entstand, brachte Feuchtigkeit in die umliegenden Gebiete. Die zunehmende Aktivität der neu entstehenden, mittelozeanischen Rücken beeinflusste den Meeresspiegel. Heisse Krustenzonen sind spezifisch leichter und werden darum gehoben, dabei wird Meerwasser verdrängt. In der Folge stieg der Meeresspiegel während der Jurazeit um rund 170 Meter an. Das Meer drang deshalb in die tiefliegenden Gebiete der Festländer, seine Oberfläche vergrösserte sich dabei erheblich. Vor allem die Schelfmeere legten zünftig zu, sie wurden zu Orten mit intensivem Meeresleben. Zusammen mit oft hohen Temperaturen entstanden so Bedingungen für eine stürmische Evolution von marinen Organismen. Ein gutes Beispiel sind die Ammoniten, fossile Kopffüßer (Cephalopoden), sie sind mit den heutigen «Tintenfischen» verwandt. Beim Artenster-

**Tabelle 2: Lithostratigraphie der Jura-Formation**

	Fazies-West (Plattform-Fazies)	Fazies-Ost (Beckenfazies)
Später Jura («Malm»)	Twannbach-Formation	Schichtlücke
	Formation des Etiollets	Burghorn- Formation
	Formation de Reuchenette	
	Formation de Courgenay	Villigen-Formation
	Balsthal-Formation	
	Formation de Vellerat	Wildeggen-Formation
	Günsberg-Formation	
	Formation de St. Ursanne	
	Formation du Pichoux	
Bärschwil-Formation		
Mittlerer Jura («Dogger»)	Ifenthal-Formation	
	Hauptrogenstein-Formation	Klingnau-Formation
	Passwang-Formation	
	Opalinus-Ton	
Früher Jura («Lias»)	Staffellegg-Formation	
Nach: StratCH-Lithostratigraphisches Lexikon der Schweiz		

ben am Ende der Triaszeit starben sie beinahe aus, nur zwei Gattungen überlebten die Katastrophe. Aber aus diesen Gattungen entstand in wenigen Millionen Jahren die beinahe unglaublich vielgestaltige Ammonitenfauna der Jurazeit (**Abb. 4**).

### Der frühe Jura: Das Meer läuft über

Der Übergang von der Triaszeit in die die Zeit des frühen Juras, vor rund 200 Millionen Jahren (**Tabelle 1**), ist in unserem Gebiet im Gesteinsprofil unspektakulär. Über einer wenig ausgeprägten Erosionsfläche im Dach der Trias (Knollenmergel) liegen unvermittelt dunkle, siltige, marine Mergel. In Gruben im Gebiet der Schambelen (WNW Mülligen) wurden früher diese als «Insektenmergel» bezeichneten Mergel abgebaut. Heute spricht man vom Schambelen-Member der Staffelegg-Formation (**Tabelle 2**). In den Mergeln fand seinerzeit der berühmte Botaniker Oswald Heer eine spektakuläre Pflanzen- und Insektenfauna. Er beschrieb diese im grossartigen Werk «Die Urwelt der Schweiz» (Heer, 1865). Die Pflanzen- und Insektenreste fielen ins Meer und wurden im Schlamm eingebettet. In den Aufschlüssen beim Bau der Umfahrung Ennetbaden waren die «Insektenmergel» vorzüglich aufgeschlossen, enthielt aber leider keine Fossilien. Man interpretiert sie als Ablagerungen in Lagunen, die sich beim Vordringen des Meeres als Erstes gebildet hatten.

Mächtige Kalkbänke über den Mergeln des Schambelen-Mem-



5 Grosse Schale des Ammoniten *Paracoroniceras nodosaries* (aus dem Beggingen-Member der Staffelegg-Formation («Arietenkalk, Lias»). Im sogenannten «Arietenkalk» sind diese grossen Ammoniten nicht selten, das harte Gestein macht es aber schwierig, solche Exemplare heraus zu präparieren. Das Gestein enthält auch viele Schalen der Auster *Gryphaea arcuata*. Die Tiere lebten in einem flachen Schelfmeer von 10–20m Wassertiefe. Der Ammonit hat einen Durchmesser von 43,5cm. Fundort: Lok. Sulz oberhalb der Gipsgrube Oberehrendingen.

6 *Gryphaea arcuata*-Kolonie auf einer Ammonitenschale (*Coroniceras* sp.). Die Austern fanden auf der Schale einen harten Untergrund auf dem sie sich festsetzen konnten. Fundort: Umgebung von Balingen, Baden-Württemberg. Durchmesser Ammonit: 27cm.



bers künden vom anhaltenden Meeresvorstoss (Beggingen-Member, unterer Jura, früher Arieten-Kalk). Die Meerestiefe hatte zugenommen und betrug nun etwa 10–20m. In den Kalkbänken finden sich zahlreiche Fossilien, wie Ammoniten, Austern und Muscheln. Die Ammoniten, die zu Beginn der Jurazeit beinahe ausgestorben waren, entwickelten sich nun in diesem seichten Meer prächtig und einzelne Exemplare erreichten bis zu einem Meter Durchmesser (**Abb. 5**). Die Fauna des Beggingen-Members war nicht sehr vielfältig, aber ausserordentlich reich an Individuen. Neben den grossen Ammoniten sind vor allem Muscheln häufig. Die Auster *Gryphaea arcuata* steckt in grosser Zahl in den Gesteinsbänken («Gryphitenkalk»). **Abb. 6** zeigt eine *Gryphaea*-Kolonie, die auf einer Ammonitenschale siedelte, die auf dem Meeresboden



lag. Grosse Muschelschalen der Gattung *Limacea* sind ein weiterer Blickfang in der Tierwelt dieses Meeres.

Über den Kalken des Beggingen-Members liegen tonig, mergelige Gesteine. Obwohl sie eher geringmächtig sind, beinhalten sie erhebliche Zeitintervalle. Man

spricht deshalb von kondensierten Horizonten, da in ihnen Ammoniten unterschiedlichen Alters knapp übereinander vorkommen. Die Gesteine sind selten aufgeschlossen, man kann sie aber in Baugruben und Bohrungen studieren. **Abb. 7** zeigt die Abfolge der mittleren Staffelegg-Formation in der Bohrung Weiach, ZH.

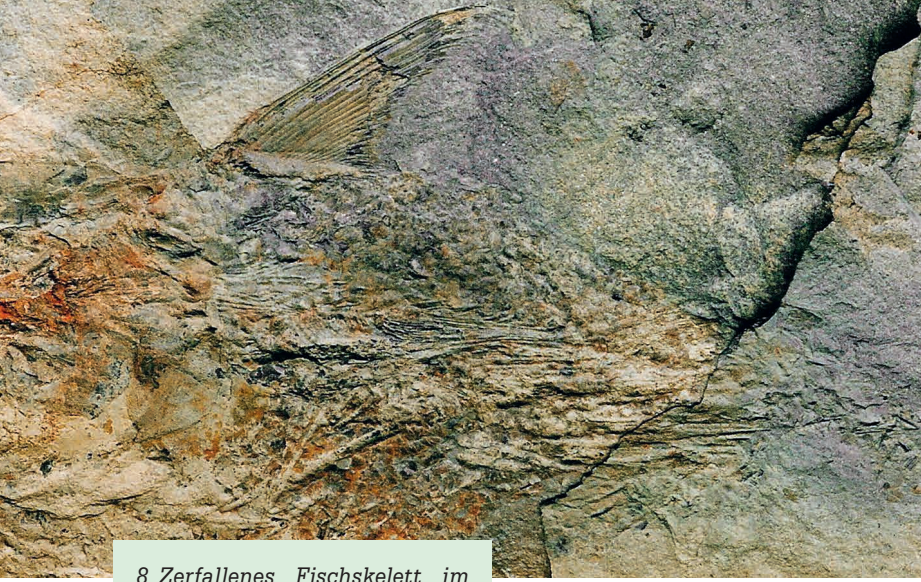
Bei der Bohrtiefe 679 m sind zahlreiche Querschnitte von Belemniten zu sehen. Das ist für einen Teil dieser Schichten typisch (Pliensbachien). Früher sprach man von «Belemniten-Schlachtfeldern». Es handelt sich um zusammengeschwemmte Rostren von Tintenfischen, das sind Innenskelette dieser Tiere, ähnlich dem Schulp heutiger Tintenfische. Die Anhäufungen entstanden vielleicht im Zusammenhang mit Paarungsereignissen, wie bei den heutigen Kalmaren, wo sich viele dieser Tiere zur Massenaarung versammeln und danach absterben. Es kann sich aber auch lediglich um Zusammenschwemmungen handeln.

Die Wende vom Pliensbachien zum Toarcien ist wiederum durch ein Aussterbeereignis gekennzeichnet. Dieses war zwar geringfügiger als dasjenige zu Beginn der Jurazeit, denn es starben nur etwa 5 % der Familien mit 23 % der Gattungen aus. Doch die Veränderungen des Ablagerungsmilieus waren sehr einschneidend. Im gesamten Juraschelf Europas beobachtet man in diesem Zeitraum Ablagerungen aus bituminösen Schiefern («Ölschiefer»). Man kennt sie als «Posidonienschiefer», die heute gültige Bezeichnung in der Nordschweiz heisst Rietheim-Member. Die Typlokalität liegt im Tälchen

7 Bohrkern aus der Bohrung Weiach der Nagra (ca. 678–680 m). Oben links die untersten Lagen des feingeschichteten Rietheim-Members («Posidonienschiefer»). Unter dem roten Band folgen die Ablagerungen des Pliensbachien mit Querschnitten von Belemniten und einem «Belemniten-Schlachtfeld» im mittleren Kern unten (siehe Text). Die hellbeigen Klumpen sind aufgearbeitete, phosphatisierte Knauer, die häufig angebohrt sind. Diese Lagen weisen auf bedeutende Schichtlücken. Bohrkernbreite: etwa 10 cm.







8 Zerfallenes Fischskelett im «Posidonienschiefer» (Rietheim-Member der Staffelegg-Formation). Gut erkennbar die kräftige Rückenflosse. Fundort: Bachbett oberhalb Rietheim, AG. Bildbreite: ca. 15 cm.

S Rietheim, wo das Gestein im Bachbett ansteht. Das schiefrige Gestein ist fossilreich, aber die Fossilien sind plattgedrückt. Das bituminöse Tongestein weist bei der Ablagerung einen hohen Wassergehalt auf. Bei der Kompaktion des Sedimentes durch überlagernde Schichten, wird dieses Formationswasser weitgehend ausgetrieben und das Gestein kompaktiert, dabei werden die Fossilien zusammen gedrückt. Auf **Abb. 8** ist ein Fischskelett aus dem Aufschluss bei Rietheim abgebildet. Berühmt sind die Vorkommen von Holzmaden, BRD, wo eine eindruckliche Saurierfauna auftritt. Der Name «Posidonienschiefer» geht auf Schichtflächen zurück, die mit kleinen Muschelschalen bedeckt sind, die zur Gattung *Posidonia* gehören. Man nimmt an, dass die Müschelchen nach Sturmereignissen, die Frischwasser ins an sonst tödliche Meeresmilieu brachten, einige Jahre überleben konnten. In Rietheim sind solche Lagen allerdings selten.

Vom obersten Pliensbachien bis ins untere Toarcien starben in einem Intervall von 5 Ammoniten-Biozonen zahlreiche Gattungen aus. Das entspricht einer Zeitspanne von etwa 500 000 Jahren. Das Tiefenwasser des Meeres zurzeit des Rietheim-Members

enthielt giftigen Schwefelwasserstoff, so dass Leben in den tieferen Wasserschichten unmöglich war. Die Zeit der Schieferbildung war gemäss den Isotopendaten sehr warm. Man erklärt den Vorgang folgendermassen: Die Meere produzierten viel organisches Material (Pflanzen, Tiere), das nach dem Absterben zum Meeresboden sank, wo es unter Verbrauch von Sauerstoff abgebaut wurde. Schlussendlich war in tieferen Meeresbereichen der Sauerstoff aufgezehrt und es entwickelt sich ein für das Leben tödliches Milieu mit giftigem Schwefelwasserstoff ( $H_2S$ ). Die fossile Fauna der Schiefer besteht deshalb weitgehend aus Tieren, die im freien Wasser lebten und die nach dem Absterben in die Todeszone fielen. Ohne Sauerstoff waren Bedingungen gegeben, dass teilweise auch Weichteile der Tiere erhalten blieben (Holzmaden). Aufgrund zunehmender Magma Förderung und damit einer Erwärmung der mittelozeanischen Rücken, wurde während der Ablagerung der Schiefer ein kräftiger Anstieg des Meeresspiegels ausgelöst. Es wird vermutet, dass sich dadurch die Zone des lebensfeindlichen Tiefenwassers bis in die Schelfmeere ausdehnen konnte, was die weite Verbreitung der Schiefer auf dem europäischen Schelf, aber auch in Gebieten des Tethys-Meeres erklärt.

Da das Aussterbeereignis weltweit beobachtet wird, muss ein bedeutender Vorgang die Ursache sein. Der Schlüssel zur Erklärung sind grosse Deckenbasalt-Ergüsse in der Karroo-Region (Namibia, Südafrika) und im Transarktischen Gebirge (Antarktis). Diese Basaltdecken sind gleich alt wie die Posidonienschiefer. Wie bereits zu Beginn der Jurazeit war es also

eine vulkanische Katastrophe, welche die Umweltkrise auslöste. Der Vulkanismus steht im Zusammenhang mit der ersten kräftigen Spreizungs-Phase des zentralen Atlantiks. Es entwickelte sich nun allmählich eine langgezogene Meeresstrasse quer durch den zerfallenden Pangaea-Kontinent (**Abb. 2**). Für diesen Seeweg hat sich der Name Hispanische Meeresstrasse («Hispanic-Corridor») eingebürgert. Auch zum Nordozean im polaren Gebiet bestand im frühen Jura («Lias») ein Wasserweg, der aber zeitweise durch vulkanische Ablagerungen unterbrochen wurde. In einer neueren Arbeit wird postuliert, dass aufsteigendes Magma eine Aufwölbung des Erdmantels verursacht habe («Nordsee-Dom»), welche die Verbindung zum Nordmeer zeitweise blockiert habe und den Zufluss kalten Wassers aus dem hohen Norden unterbrach. Temperaturmessungen mit Sauerstoffisotopen ( $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ ) in Schalen von Meerestieren zeigen im Verlauf des Toarcien eine starke Erwärmung und kurz vor Beginn des Aalenien

(174 Millionen Jahre) einen Temperatursturz von rund 10 Grad, also eine massive Abkühlung.

### Der Mittlere Jura: Zyklische Sedimentabfolgen und Meeresspiegelschwankungen

In der nun folgenden Zeit des Mittleren Juras (Brauner Jura, Dogger) waren also die Temperaturen gemässigt, das Klima wurde humider, deshalb war die Verwitterung des Festlandes intensiver. Dies zeigt sich in den Sedimenten des Mittleren Juras, indem auch viele klastische Gesteine (Trümmergesteine) auftreten, also im wesentlichen Sand, Silt und Ton von den Kontinenten. Die vorherrschende braune Farbe weist auf einen hohen Eisengehalt des Gesteins. Im Mittleren Jura treten denn auch häufig sogenannte Eisenoolithe auf. Das sind Gesteine, die aus kleinen rundlichen Eisenerzkörnern (sogen. Eisenooide) bestehen. Ein Gestein das überwiegend aus Eisenoiden besteht nennt man Eisenoolith (**Abb. 9**). Die Bezeichnung «Ooid» stammt von der Ähnlichkeit mit Fischrogen (resp. Fischeier), mit dem aber die Ooide nichts zu tun haben. Diese Eisenoolith-Horizonte sind geringmächtig (Dezimeter bis wenige Meter), sie beinhalten aber beinahe die Hälfte der Zeitspanne des Mittleren Juras (6 Mio. Jahre). Allerdings steckt ein grosser Teil dieser Zeitspanne in Sedimentationslücken, d. h. es wurde nichts abgelagert, oder es wurde Sediment erodiert und weggeführt.

9 Bruchfläche des Eisenoolith-Gesteins im Bergwerk Herznach (Basis Oberes Erzlager). Die limonitischen Eisenooide sind etwa 0,5 bis 1 mm gross und zeigen unterschiedliche Formen. Grundmasse ist ein feiner eisenhaltiger Mikrit (Schlamm). Bildbreite: ca. 25 mm.

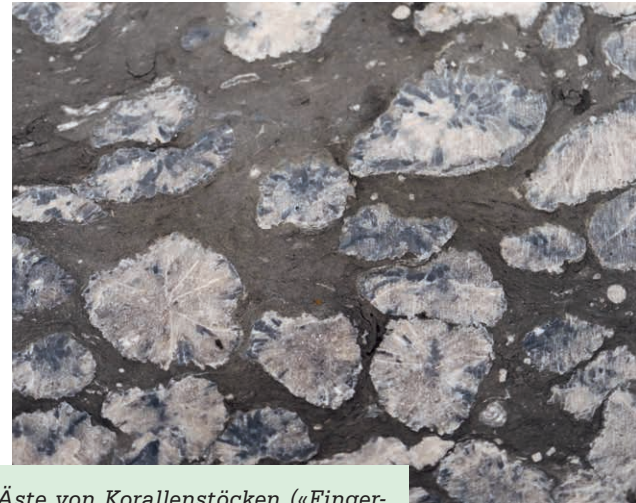


Im Aalenien wurde im Gebiet des mitteleuropäischen Schelfs die Opalinuston-Formation abgelagert. Es handelt sich um einen



tonigen Mergel, der in der Nordschweiz rund 100 m mächtig ist. Er entstand in einem Meeresgebiet mit 40–50 m Wassertiefe. Da das frische, wasserhaltige Meeres-sediment einer Mächtigkeit von rund 200 m entspricht, muss im Gebiet eine kräftige Absenkung des Meeresbodens stattgefunden haben, andernfalls wäre das Meer verlandet. Zwar hat auch der ansteigende Meeresspiegel Ablagerungsraum geschaffen, sein Beitrag ist aber insgesamt zu gering zur Erklärung. Die Absenkungen des Meeresbodens sind auf das allmähliche Erkalten der kontinentalen Erdkruste im Untergrund zurückzuführen. Die erhöhte Absenkrate zur Zeit der Ablagerung des Opalinustons ist aber damit nur zum Teil erklärbar, es werden darum auch lokale Bewegungen der Grundgebirgsschollen im Untergrund als Ursache vermutet. Der Opalinuston ist breiten Kreisen bekannt geworden, durch das Projekt, in diesem Gestein radioaktive Abfälle einzulagern. Das Gestein hat dazu besondere Voraussetzungen, denn es enthält noch immer Reste des ehemaligen Meerwassers in den Poren. Die Diffusion ins umgebende Gestein erfolgte derart langsam, dass die 170 Millionen Jahre seit der Ablagerung nicht ausreichend waren, um das Porenwasser vollständig abzugeben.

Nach der Ablagerung des Opalinustons wurden die Absenkungen geringer und die Mächtigkeiten der Gesteinsformationen nahmen ab. Die Sedimente haben nun einen höheren Kalkanteil, man bezeichnet solche Gesteine als Mergel. Die Paläogeographie zeigt N und E unseres Gebietes zwei Festländer. Das



10 Äste von Korallenstöcken («Fingerkorallen») aus dem Mittleren Jura der Nagra-Bohrung Bülach. Das Bild zeigt Bruchstücke von Stockkorallen, die in dunkle Mergel eingebettet sind. Die Korallenäste wurden durch Wasserströmungen parallel eingeregelt, alle sind quer zur Achse durchschnitten. Die Septen der Korallen sind teilweise erhalten. Bohrung Bülach-1-1B, Tiefe ca. 840 m. Schicht: Herrenwies-Formation. Bildbreite: ca. 80 mm.

London-Brabant-Massiv, das im Norden mit Skandinavien zusammenhing und im Osten das Böhmisches Massiv. Dazwischen lag die Hessische Meeresstrasse, in der klastische Sedimente abgelagert wurden. Aus dieser Meeresstrasse wurden mit Meeresströmungen grosse Sand- und Siltmassen ins Schelfgebiet der Nordschweiz verfrachtet. Die Ablagerungen des frühen Mittleren Juras sind deshalb oft sandig ausgebildet (z. B. Wedel-Sandstein-Formation). Das schwäbische Meeresbecken grenzte dabei an ein seichteres Gebiet im Westen, in dem sich allmählich ein Flachwasserareal mit besonderer Sedimentation entwickelte. Ein erstes Anzeichen dieser Entwicklung ist das Korallenriff der Gisliflue (SE Thalheim). Dieses etwa 4 km lange Riff besteht im unteren Teil aus fladenförmigen Korallen, die in einer mergeligen



Grundmasse stecken (Meeresschlamm) und teilweise auch aufeinander aufwachsen. Erst in den oberen Bereichen tauchen Resten von Fächerkorallen auf. Es war nie ein eigentliches Riff mit massivem Korallenkalk entwickelt, sondern lediglich ein Biotop mit kleineren Riffstotzen von einigen Metern Durchmesser. Überraschend fand sich in der kürzlich abgeteuften Bohrung Bülach-1 der Nagra eine ähnliche, rund 30 m mächtige Abfolge mit Fladenkorallen, unter die sich in höheren Teilen Bruchstücke von Stockkorallen mischen (Abb. 10). Es handelt sich also um Riffschutt, vergleichbar der Situation beim Riff der Gisliflue.

In der tonigen Abfolge treten nun die ersten eisenoolithischen Sedimente auf. Es sind eher geringmächtige Lagen, die in einer tonigen Grundmasse Eisenooide führen. Die Eisenoolithe sind meist nur wenige Dezimeter mächtig. Die Entstehung eisenhaltiger Ablagerungen ist schwierig erklärbar, da im Meerwasser kein Eisen auftritt. Heutiges Meerwasser enthält weniger als 1 ppm (1 zu 1 Million Teile) Eisen, ist also praktisch eisenfrei. Gelöstes Eisen, das mit dem Flusswasser ins Meer kommt, fällt aus chemischen Gründen beim Eintritt ins Salzwasser aus. Zudem, im Gebiet des Juraschelfs waren Festländer mit Flussdeltas weit entfernt. Das Eisen, das bei der Verwitterung der Festländer freigesetzt wurde, konnte aber in die Schichten von Tonmineralien («Schichtsilikate») eingebaut werden. So kam das Eisen gewissermaßen im «trojanischen Pferd» der Tonmineralien in die Meeresedimente. Bei anhaltender Ton- und Mergel-Sedimentation gelangte es in tiefere Schichten und konnte im sauerstofffreien (redu-

zierenden) Milieu des Porenwassers allmählich in Lösung gehen. Die Eisenooide entstanden aber nahe oder auf dem Meeresboden, denn die Eisenoolithe enthalten oft zahlreiche Meeresfossilien. Die Vorgänge die zum Transport des Eisens zum Meeresboden führten waren chemisch gesteuert. Das reduzierte Eisen ( $\text{Fe}^{2+}$ ) im Porenwasser wanderte mit dem ausgepressten Formationswasser gegen den Meeresboden und wurde dort in der obersten, nur 10–20 cm mächtigen, oxidierten Sedimentschicht in Form von Eisenhydroxid («Limonit»-Flöckchen,  $\text{Fe}^{3+}$ ) ausgefällt. Dabei «klebten» die elektrisch geladenen Flöckchen an den Oberflächen von Sedimentpartikeln fest und bildeten so allmählich umhüllende Schichten. Dank der niedrigen Sedimentationrate blieb dazu viel Zeit. Die Eisenoolithe weisen viele Merkmale auf, die zeigen, dass das Sediment oft umgelagert, also bewegt wurde. Eine Schichtung ist praktisch nie sichtbar, denn das Sedi-

11 *Stephanoceras scalare*, ein Jura-Ammonit mit komplexem Rippenmuster. Die Primärrippen spalten in mehrere Sekundärrippen auf und es treten Knoten auf. Die Schale lag einige Zeit am Meeresboden und wurde von Serpuliden (Röhrenwürmer) bewachsen. Fundort: Gebiet Sissacher Fluh. Schicht: Brüggli-Member der Passwang-Formation («Humphriesi-Schichten»). Durchmesser: 15 cm.



ment wurde intensiv von Weichtieren (marine Würmer, Muschel, etc.) umgearbeitet. Oft sind grosse Grabgänge erkennbar. Zudem sind wohl die Eisenooide auch im Sediment durch Abscheidung von Limonit weiter gewachsen.

Die Fauna dieser Gesteinsformationen ist geprägt von Weichtieren (Mollusken) wie Ammoniten (Cephalopoden), Belemniten (Cephalopoden), Muscheln (Bivalven), Schnecken (Gastropoden) sowie von Armfüssern (Brachiopoden). Stachelhäuter (Echinodermen) sind auch sehr verbreitet, doch sie blieben nur selten vollständig erhalten. Ihre Skeletteile bilden Calcit-Einkristalle, die sehr robust sind. Zusammen geschwemmte Resten von Seelilien (Crinoiden) bilden oft submarine Sandwälle, aus denen nach der Gesteinsbildung Crinoidenkalke werden (z.B. im Sissach-Member

und in der Ifenthal-Formation). Bei den Ammoniten-Schalen zeigt sich eindrücklich die biologische Evolution. Deren Morphologie wird im Verlauf der Evolution immer komplexer, die Rippen spalten sich zunehmend auf und es treten Knotenreihen und Rippen auf. **Abb. 11** zeigt einen Ammoniten aus dem Mittleren Jura mit komplexem Rippenbau. Bei den Muscheln dominierten nun Arten die sich eingruben und durch einen Siphon mit dem Meeresboden respektive mit dem Meerwasser verbunden waren. Dadurch verbesserte sich der Schutz vor Fressfeinden. Die Jurazeit wurde in der Folge zur grossen Zeit der Muscheln (Bivalven), die in grosser Zahl die Schelfmeere bevölkerten.

Ein typisches Merkmal der Sedimentabfolgen im Mittleren Jura sind zyklische Sedimentabfolgen. Die Zyklen beginnen mit mergelig-tonigen Sedimenten, die allmählich in Mergel mit Kalkkonkretionen übergehen. Darüber liegt oft eine Gesteinseinheit aus Crinoidenkalk, deren Dach von einem Hartgrund gebildet wird. Hartgründe entstehen, wenn die Sedimentation stoppt und der Meeresboden durch in den Sedimentporen gebildeten Calcit-Zement rasch verhärtet. Solche Flächen zeigen oft birnenförmige Löcher von Bohrmuscheln, oder sind intensiv mit Schalentieren bewachsen. Auf dem Hartgrund wird dann allmählich eisenoolithisches Sediment abgelagert, das in die nächste Tonabfolge überleitet. Diese Aufeinanderfolge von Sedimenttypen bildet Schwankungen des Meeresspiegels ab. Zu Beginn des Zyklus mit den tonigen Sedimenten ist die Meerestiefe gross

12 Eine Besonderheit unseres Gebietes! Die stiellose Seelilie *Paracomatula helvetica*. Seelilien waren Tiere des Jurameeres, die meist einen verankerten Fuss, einen Stiel und eine Krone hatten. *Paracomatula* stand auf einem Kranz von 20 Cirren, zu erkennen als dünne «Fäden» beim Tier in der Mitte des Bildes. Der rudimentäre Stiel umfasste nur 5 fünfeckige Stielglieder, an denen 10 dicke Arme von bis zu 15 cm Länge entsprangen. Man kann das Tier auch als «Haarstern» bezeichnen. Die Platte zeigt die Unterseite einer wenige Zentimeter dicken Linse aus Seelilienresten. Der Fund stammt von der Fundstelle Hottwiler Horn, S Hottwil, AG. Es gibt nur wenige Fundstellen dieser Seelilie. Schicht: Klingnau-Formation. Bildbreite: 14 cm.







13 Kalkooide im Gestein der Hauptrogenstein-Formation. Das Gestein besteht fast ausschliesslich aus Ooiden, die auf der Burgunder-Plattform entstanden. Handstück aus dem Gebiet Cheisacker, E Obersulz, AG. Bildbreite: ca. 50 mm.



14 In den Schichten des Schelmenloch-Members (Ifenthal-Formation) treten Brachiopoden der Art *Rhynchonelloidella alemanica* oft in grosser Menge auf. Im Volksmund oft «Dübli» genannt. Lokalität Rotberg-Mandacher Egg bei Villigen. Grösse der Schalen: etwa 10 mm.

(etwa 50–60 m), dann nimmt sie bei anhaltender Absenkung des Meeresspiegels ab und erreicht mit der Ablagerung der Crinoidenkalke ein Minimum. Da hier Schrägschichtungen auftreten ist die Wassertiefe im Bereich von 10–20 m oder weniger. Danach beginnt ein neuer Zyklus, die Wassertiefe nimmt zu, Eisenoolithe werden gebildet und abgelagert (etwa in 30–40 m Wassertiefe), dann geht es bei zunehmender Wassertiefe mit der tonigen Abfolge des nächsten Zyklus weiter. Selten wurden die Crinoiden, die den Sand für diese Kalke liefern, bei Sturmereignissen zugedeckt und blieben so körperlich erhalten (Abb. 12).

Die nachfolgende Entwicklung des Gebietes war geprägt vom Wachstum einer Karbonatplattform westlich unserer Region (Burgunder Plattform). Karbonatplattformen waren seichte Meeresgebiete, in denen bei wärmerem Klima, grosse Mengen von Kalziumkarbonat aus dem Meerwasser ausgeschieden wurden. Dies einerseits rein anorganisch durch Ausfällen von Aragonit ( $\text{CaCO}_3$ ) aus dem warmen Wasser. Oder aber in Form von Schalen und Skeletteilen von Organismen, wie Korallen, Muscheln oder Echinodermen (See-

lilien, Seeigel etc.). Abb. 13 zeigt ein Kalkoolith-Gestein, das vorwiegend aus runden, konzentrisch aufgebauten Kalkkugelchen aufgebaut ist (Hauptrogenstein-Formation). Der Prozess der Entstehung der Kalkoolithe kann man aktuell auf der Karbonat-Plattform der heutigen Bahama-Inseln beobachten. Bei Überhitzung des Meerwassers zur Mittagszeit fallen in den Lagunen der Bahamas aus dem Wasser kleine Aragonitnadeln aus. Aragonit ist wie Calcit Kalziumkarbonat ( $\text{CaCO}_3$ ), aber in einer anderen Kristallform. Diese Kalkausfällungen werden auf den Bahamas als «whittings» bezeichnet, das Wasser sieht dann wie Gletschermilch aus. Am Meeresboden «kleben» diese Nadelchen an Fossiltrümmern (elektrostatistisch) und durch die Wasserbewegung, die das Korn hin- und her bewegt, bilden sich allmählich dünne Kalkschichten um den Kern. Mit der Zeit entstehen so die konzentrischen Lagen der Ooide. Bei der Gesteinswerdung (Diagenese) werden die Aragonitschichten in Calcit umgewandelt. Die Bildung der Kalkoolithe in Karbonat-Plattformen stellt eine grosse  $\text{CO}_2$ -Senke dar. Das im Meerwasser gelöste Spurengas (im Meerwasser gelöst in Form von  $\text{HCO}_3^-$ ) wird auf diese Weise unablässig aus



dem Meerwasser entfernt. Damit verändert sich das Gleichgewicht Wasser-Atmosphäre kontinuierlich und  $\text{CO}_2$  aus der Atmosphäre wird zum Ausgleich im Meerwasser gelöst. Diese Vorgänge finden auch auf den heutigen Karbonat-Plattformen statt.

Die Nordschweiz befand sich am Ostrand der Burgunder-Plattform. Die oolithischen Gesteine gehören im Gebiet des Juras zur Hauptrogenstein-Formation. Das Gebiet des unteren Aaretals lag am Aussenrand der Plattform und der Meeresboden fiel gegen das schwäbische Meeresbecken hin allmählich ab. In den entsprechenden Sedimentgesteinen im Gebiet finden sich noch Gesteine, die Kalkoide enthalten

(Abhänge oberhalb Döttlingen und Klingnau). Diese Lagen entstanden durch Sand-schüttungen, die bei Stürmen Ooide führendes Sediment vom Plattformrand ins tiefere schwäbische Meeresbecken transportierten. Die Sedimente des Aussenrandes der Plattform sind fossilreich. Vor allem Brachiopoden (Abb. 14) und Muscheln erfüllen das Gestein, aber auch Ammoniten treten auf (Abb. 15). Ein Horizont im Schelmenloch-Member, der vom Fricktal bis ins untere Aaretal verbreitet ist, enthält unzählige grosse Ammoniten der Gattung *Procerites* (Abb. 16).

Im späten Jura sorgte der ansteigende Meeresspiegel für eine kräftige Transgression (Spätes Bathonien und Callovien, vor ca. 166 Mio. Jahren). Die Burgunder Plattform wurde zunehmend überschwemmt, gleichzeitig ereignete



15 *Procerites* (*Siemiradzka*) cf. *procerata*, ein Ammonit in Schalenerhaltung. Die ursprüngliche Schale wurde zwar in Calcit umgewandelt, ist aber erhalten. Viele Ammoniten sind nur als Füllung der Schale, als «Steinkern», erhalten. Fundort: Rebberge E Döttlingen. Schicht: Schelmenloch-Member. Durchmesser: 52 mm.

16 Als gegen Ende des Mittleren Doggers der Meeresspiegel anstieg, wurde ein Horizont gebildet, in dem ausserordentlich viele grosse Ammoniten abgelagert wurden. *Procerites quercinus* stammt aus dieser Schicht, die vom Fricktal bis in den Rand festgestellt werden kann. Der Schalendurchmesser beträgt 30 cm, eine halbe Windung gehört zum erhaltenen Teil der Wohnkammer. Vollständige Stücke erreichen etwa 40 cm. Fundort: Marchwald N Elfingen, AG. Fundschicht: Schelmenloch-Member der Ifenthal-Formation.



sich eine Klimakrise, indem die Meerwasser-Temperaturen von 22–26 Grad, die im frühen Callovien herrschten, auf Werte von 8–16 Grad fielen. Einmal mehr war das plattentektonische Geschehen Auslöser der Krise. Eine intensive Phase der Spreizung des Atlantik-Rifts in der Hispanischen- (junger Süd-Atlantik) und der Viking-Meeresstrasse (junger Nord-Atlantik) verstärkte den Vulkanismus. Da viel neue Erdkruste gebildet wurde, musste auch viel Material ins Erdinnere zurück geführt werden. Dies geschah längs einer weltweiten Subduktionszone. Diese Kordillere war einen Feuergürtel von Vulkanen, denn rund um den Globus findet man Basalt-Laven mit dem Alter mittleres Callovien (ca. 164 Millionen Jahre). Durch ein intensives, weltweites Wachstum der Karbonatplattformen und durch Sedimente, die viel organischen Kohlenstoff speicherten, sank damals der  $\text{CO}_2$ -Gehalt der Atmosphäre massiv. Zudem konnte durch die nun offene Viking-Meeresstrasse kaltes Wasser aus dem Polarmeer ungehindert ins europäische

Schelfmeer strömen. Vermutlich spielte auch die Umweltbelastung durch vulkanische Aerosole und Staub eine wichtige Rolle, denn in der Folge sanken die Temperaturen um bis zu 10 Grad. Ermittelt durch Analyse der Sauerstoffisotopen in Skeletteilen ektothermer Tiere, deren Körpertemperatur derjenigen des Meerwassers entspricht (Fisch- und Haifischzähne, Belemniten). Eine Probe aus Ueken im Fricktal (Schellenbrücke-Schicht) ergab für das frühe Oxfordien eine mittlere Wassertemperatur von nur 14 Grad! Einige Forscher postulieren sogar eine Vereisung des Nordozeans. Jedenfalls kann man diesen extremen Klimawandel an der Fauna der entsprechenden Schichten erkennen. Bereits im frühen Callovien wanderten erste Ammoniten-Gattungen aus dem kalten Nordmeer gegen Süden. Die seinerzeit aus dem wärmeren Tethys-Meer zugewanderten Macrocephaliten (Abb. 17) verschwanden zu dieser Zeit und Kaltwasserformen machten sich zunehmend breit. Vor allem die Gattungen *Cardioceras* und *Kosmoceras* stammen aus dem kälteren Nordozean, sie sind mit dem kälteren Wasser eingewandert. In den jüngsten Schichten des Calloviens und zu Beginn des Oxfordien (vor ca. 163 Mio. Jahren) dominieren sie die Ammonitenfaunen (Abb. 18).

Die Sedimente im Übergangsbereich Callovien/Oxfordien sind verbreitet als Eisenoolithe ausgebildet. Die Schichten sind meist geringmächtig, sie entsprechen aber grossen Zeitintervallen. So ist das Eisenerz (Herznach-Member) im Bergwerk Herznach rund 3,40m mächtig und entspricht einer Zeitspanne von etwa 5 Millionen Jah-

ren. Im Zurzibiet wurden diese Schichten nicht vollständig abgelagert, meist liegt eine Schichtlücke vor, die im östlichen Tafeljura stellenweise die gesamte Zeitspanne umfasst, entsprechende Schichten fehlen dort. Oft steht eine 10–20cm dicke Lage mit Limonitkrusten und möglicherweise Lagen von Stromatolithen an. Das sind Mikrobenmatten, an deren klebrigen Oberflächen Sediment hängen blieb, so dass sich ein feingeschichtetes Gefüge ergab. Aus der Zusammensetzung der Ammonitenfauna schliessen einige Forscher auf ein Ablagemilieu mit rund 100m Wassertiefe. Wenn jedoch Algen an den Mikrobenmatten mitbeteiligt waren, müsste die Wassertiefe wesentlich geringer gewesen sein, damit noch ausreichend Licht den Meeresboden erreichte. Auffällig ist, dass die letzten Schichten des «Braunen Jura» oft Anzeichen von



18 Zu Beginn des späten Juras wanderten Ammoniten aus der Unterfamilie *Cardioceratinae* aus den kalten Nordmeeren ins abkühlende europäische Jura-Schelfmeer ein. Typisch für die meisten Vertreter der Gattungen ist ein «Zopfkiel». Fundort: Steinhof bei Ueken, AG. Schicht: Herznach-Member der Ifenthal-Formation. Grösse: 39mm.

17 Zwei Exemplare der aus dem warmen Südozean zugewanderten Macrocephaliten (*Macrocephalites compressus*). Das kleine Exemplar liegt in der Wohnkammer des grösseren. Mit der Abkühlung im späten Mittleren Jura zogen sich die Macrocephaliten in wärmere Meeresregionen zurück. Fundort: Anwil, Aechtelmatt. Fundschicht: Anwil-Bank des Schelmenloch-Members. Grössere Schale: 84mm.





Aufarbeitung des Sedimentes zeigen. Ob durch die Wirkung von Wellen, oder durch wühlende Meeresbewohner ist nicht klar.

Ein entscheidender Moment beim Auseinanderbrechen von Pangaea war die Öffnung der Hispanischen Meerestrasse gegen den Panthalassa-Ozean (heutiger Pazifik). Damit wurde die Meeresstrasse durchgängig und im zunehmend breiter werdenden Seeweg entwickelte sich eine Meeresströmung von Ost nach West. Der neue Meeresstrom störte das herrschende Strömungsregime der damaligen Weltmeere. Es wird angenommen, dass das veränderte System mehr kaltes Wasser in die südlichen Meeresbereiche brachte, denn die Ozeane blieben bis weit in den späten Jura hinein kühl.

### Der späte Jura: Die Wandlung zum tropischen Meer

Der Wechsel in die Schichtfolge des späten Juras ist augen-

*19a Anschnitt des Birnenstorf-Members, das Gestein ist erfüllt von plattigen Schwammstücken, die von zerbrochenen Becherschwämmen stammen. Fundort: Grube Schümel bei Holderbank, AG. Bildbreite: ca. 120 cm.*



fällig, die Gesteine werden hell, die braunen und dunklen Farben verschwinden allmählich, helle Kalkformationen dominieren zunehmend das Bild. Zwar liegt die Untergrenze des Oxfordien noch in den eisenoolithischen Schichten, aber im weiteren Verlauf der Sedimentation des späten Juras fehlen Eisenoolithe vollständig. Kalkformationen herrschen vor, sie dominieren heute verbreitet das Landschaftsbild des Juragebirges, auch in unserer Gegend (z.B. der Villiger Geissberg). Der Gesteinswechsel weist auf einen Wechsel der Umweltbedingungen hin, das Klima wurde allmählich wärmer und trockener. Damit beginnt die Zeit der Korallen, die im frühen und Mittleren Jura nur eine bescheidene Rolle gespielt hatten, die aber im Verlauf der Spätjura-Zeit ausgedehnte Riffe (Bioherme) bildeten. Im tieferen Schelfmeer entstanden verbreitet Biotope mit Schwämmen, die teilweise zu eigentlichen Schwammriffen anwuchsen. Die Kalkformationen der Schwammriffe («Massenkalke») sind ungeschichtet, sie sind in geschichtete Ablagerungen eingebettet («Quaderkalke»). In unserer heutigen Welt fehlen Schwammriffe, man kann deshalb nicht mit rezenten Beispielen vergleichen. Das Auseinanderdriften des Atlantischen Ozeans verlief nun kontinuierlicher, die Geburtswehen des Jungen Ozeans waren vorbei. Dieser Ozean wird seitdem jedes Jahr einige Zentimeter breiter (gegenwärtig etwa 4 cm pro Jahr).

Der späte Jura spielt auch eine bedeutende Rolle als Rohstofflieferant. In zahlreichen Gruben werden die Kalke des späten Juras für die Zementindustrie abgebaut. Die



19b Zwei verkalkte Kieselschwämme aus dem Birnenstorf-Member. Fundort: Rotberg-Mandacher Egg. Durchmesser des runden Exemplars: 65 mm.

besonders reinen Kalksteine der Riff-Lagunen (St-Ursanne), für die chemische Industrie. Dies erkannte bereits der Geologe Casimir Moesch, der 1867 verkündete, die im Aargau verbreiteten «Effingerschichten» könnten ganz Europa für Jahrhunderte mit Rohmaterial für die Zementherstellung versorgen. Den Rohstoffhunger unserer Betonkultur allerdings, den konnte er sich vermutlich nicht vorstellen.

Der späte Jura oder «Weisse Jura» beginnt in der Nordschweiz mit der Wildeggen-Formation, die im unteren Aaretal weit verbreitet ist. Die Basis bildet das geringmächtige Birnenstorf-Member über dem dunklen Mergel in bis 200 m mächtige helle Kalke des Effingen-Members übergehen. Das selten mehr als 5 m mächtige Birnenstorf-Member an der Basis verdient eine genauere Betrachtung. Obwohl ziemlich geringmächtig, ist die Schicht weit verbreitet. Es handelt sich um ein mergelig-kalkiges Gestein, das ausserordentlich reich an Fossilien ist. Darunter finden sich vor allem Kieselschwämme, deren Kieselskelett allerdings kurz nach der Ablagerung gelöst und durch Kalk ersetzt wurde. Das Gestein besteht manchenorts zu mehr

als 30 % aus Schwammresten (Abb. 19a und 19b). Die Schwämme lebten in Symbiose mit Bakterien und Algen, die diese mit einer Kruste überzogen. Sie sind deshalb im Aufschluss oft unauffällig. In der rekultivierten Grube Schümel bei Holderbank sind einzelne Schichtflächen dicht mit Becherschwämmen belegt. Die meisten Exemplare stehen aber nicht in Lebensstellung, das heisst den Trichter nach oben geöffnet, sondern liegen mit dem Trichter nach unten auf dem Meeresboden. Ob das durch Wellenschlag bei Sturmereignissen, oder durch Meerestiere, die den Bodenschlamm durchwühlten, geschah ist nicht klar. Die geringmächtige Schicht umfasst ein grösseres Zeitintervall als man vermuten würde. Eine genauere Betrachtung der Abfolge zeigt, dass es längere Unterbrüche der Sedimentation gegeben haben muss und sich dabei Hartgründe entwickeln konnten. Wir beobachten also wiederum eine Situation bei der viel Zeit in Schichtlücken verschwindet, einige Seiten im Buch der Erdgeschichte fehlen.

Das Birnenstorf-Member enthält viele Fossilien. Neben den Schwämmen dominieren die Ammoniten, die in grosser Artenvielfalt und Individuenzahl im Gestein stecken (Abb. 20). Auch Brachiopoden (Armfüsser) sind häufig, während die Schnecken etwas zurück treten. Im Schlamm gruben sich Muscheln mit einem kräftigen Fuss ein und waren so gut geschützt. Von den Sammlern gesucht sind die hübschen Gehäuse der Cidarid-Seeigel mit den dekorativen Stacheln. Diese Fossilien waren

20 *Perisphinctes (Platyshinctes) aff. gyrus* aus den Schwammkalken des Birnenstorf-Members. Die feinen Zeichnungen auf den Windungen sind die Ansatzstellen der Kammerwände an die Aussenschale («Lobenlinie»). Die Wohnkammer ist nicht erhalten, lediglich der gekammerte Teil der Schale. Fundort: Steinhof oberhalb Ueken, AG. Durchmesser: 14 cm.





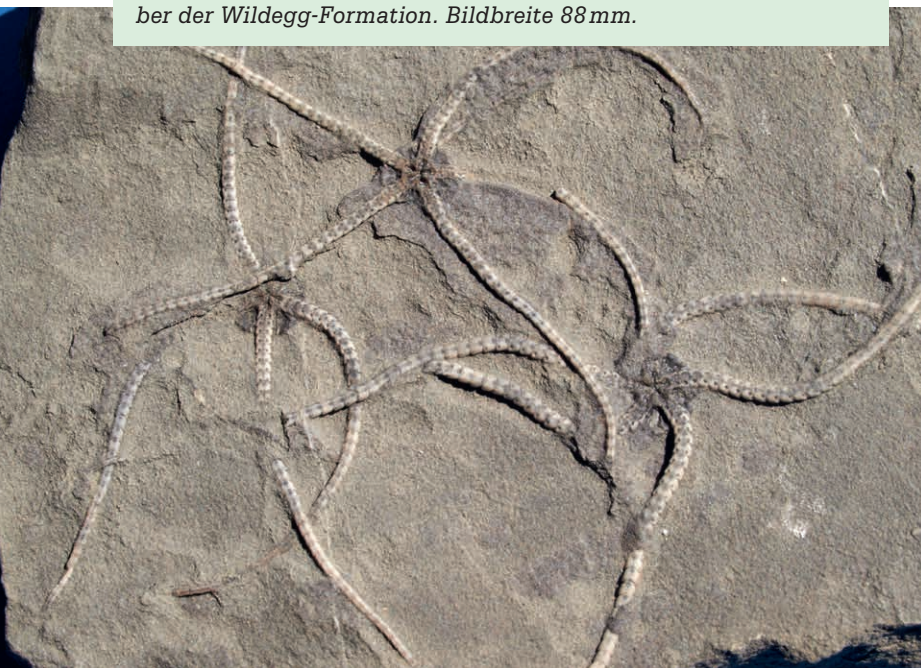
vor Jahrzehnten auf Feldern im Gebiet Rotberg-Mandacher Egg häufig zu finden. Heute sind die Aufschlüsse leider völlig unter Wiesen verschwunden.

Schaut man auf das regionale geologische Bild, dann findet man im Westen, im Juragebirge und seiner Umgebung mächtige Tone und Mergel Abfolgen, die gleichzeitig mit dem Birnenstorf-Member abgelagert wurden (Renger-Ton und Terrain à Chailles). Die Ammoniten in diesen beiden Gesteinen sind gleich alt, im Ton wurden sie in Pyrit umgewandelt. Im Gebiet des Juras sank offenbar der Meeresboden ab, während im östlichen Gebiet (Aargauer Tafeljura u. a.) keine Anzeichen dafür beobachtet werden. Wenn Algen die Schwämme überkrusteten, dann kann die Meerestiefe nicht unter 50–60m gewesen sein, da die Algen etwas Licht benötigen. Andere Arbeiten gehen gemäss der Zusammensetzung der Ammonitenfauna von 100m aus, was für Algen zu tief wäre.

Das Birnenstorf-Member geht ohne klare Trennlinie in das Effingen-Member über. Dieses beginnt mit einer Abfolge dunkler Mergel, die ab und zu Schichtflächen enthalten, die mit Schlangensterne (Ophiuren) besetzt sind (Abb. 21), auch einzelne Seesterne treten auf. Die Tiere wurden vermutlich durch submarine Schlammströme, sogenannte Trübestrome (Turbidite), überdeckt, deshalb sind die Tiere vollständig erhalten. Gute Funde stammen auch aus dem Steinbruch Gabenchopf westlich Villigen. Solche Trübestrome waren ein Gemisch von Meerwasser und Schlamm, sie können bereits bei wenigen Grad Hangneigung in Bewegung geraten.

Die Hauptmasse des Effingen-Members besteht aber aus einer Abfolge gebankter Kalkmergel und Kalke. Aufgrund der regelmässigen Kalkbänke, die durch dünne Mergelfugen voneinander getrennt sind, hiess die Formation im Randengebirge «wohlgeschichtete Kalke». Das Effingen-Member ist im Unteren Aaretal am mächtigsten und erreicht hier mehr als 200m. Auch hier muss das Zusammenspiel vom Meeresspiegelanstieg und -absenkung dafür gesorgt haben, dass diese grosse Mächtigkeit im vielleicht 80–100m tiefen Meeresgebiet entstehen konnte. Die Kalkbänke zeigen zum Teil Strukturen von submarinen Rutschungen (Turbidite). Das Material ist demnach zum grössten Teil von der benachbarten Hochzone im Westen ins Becken geschwemmt worden. Es wird angenommen, dass der Gesteinsstapel des Effingen-Members nach der Ablagerung rund 380m mächtig war. Sein Gewicht soll eine Einsenkung der Erdkruste verursacht

21 Schlangensterne (Ophiuren), die massenhaft auf einer Schichtfläche, also auf einem fossilen Meeresboden, liegen. Sie wurden von einer Schlammrutschung (Trübestrom) überdeckt, so dass alle Exemplare in Lebensstellung abstarben und so versteinert wurden. Fundort Schafgraben, Weissenstein, SO. Schicht: Effingen-Member der Wildeggen-Formation. Bildbreite 88mm.



haben, die zusammen mit dem Anstieg des Meeresspiels den nötigen Raum für die Ablagerung des dicken Gesteinspaketes schuf. Es wären aber auch tektonische Bewegungen möglich. Das Effingen-Member führt im Aargauer Jura nur sehr selten Fossilien. Im Randen-Gebirge gibt es einzelne Lagen die gut erhaltene Fossilien, vor allem Ammoniten, liefern.

Im Westen des Zurzibietes bildete sich während der Sedimentation des späten Birnenstorf-Members und des Effingen-Members erneut eine ausgedehnte Karbonat-Plattform. Das Klima wurde zunehmend wärmer, so dass auch Korallenriffe entstanden. Es waren Fleckenriffe («patch reefs»), die nur eine begrenzte Ausdehnung hatten. Die Bioherme bestanden vor allem aus sehr viel Riffschutt auf dem die Korallen wuchsen. Es waren einzelne Fleckenriffe, die zusammen einen Riffgürtel bildeten. Eine zusammenhängende Riffbarriere, wie bei heutigen Grossriffen, entstand aber nie. In der Riffgemeinschaft fehlten noch weitgehend die Rotalgen, die bei jüngeren Riffen viel Kalk abscheiden und so die Stabilität des Riffkörpers gegen den Wellenschlag erhöhen. Ein gutes Beispiel eines spätjurassischen Riffs ist das Fleckenriff von St. Ursanne, das aufgrund der sehr reinen, «kreidigen» Kalke, in unterirdischen Kavernen abgebaut wurde. Hinter dem Korallenriff-Gürtel am Rand der Plattform, zog sich eine 10–15 km breite Zone, in der oolithische Sande gebildet wurden (z. B. Steinebach-Oolith), die von den Wellen zu submarinen Dünen aufge-

schichtet wurden. Im Innern der Plattform lag eine Lagune, in der feiner Kalkschlamm abgelagert wurde. Auf dem Schlammboden bildeten sich verbreitet Algenknollen (Hauptmumienbank).

Diese Faziesgürtel, wie der Geologe diese Sedimentationsräume nennt, verschoben sich im Verlauf der Zeit, gesteuert durch die Entwicklung des Meeresspiegels und auch durch die anhaltende Sedimentation im Becken. Gegen Ende des Oxfordien (vor ca. 157 Mio. Jahren), erreichte die Plattform ihre grösste Ausdehnung. Die Korallenriffe jener Zeit lassen sich heute vom Gebiet um Aarau gegen Nordosten verfolgen. Ein kräftiger Meeresspiegelanstieg an der Wende zum Kimmeridgien (Tabelle 3) führte dazu, dass die seichten Lagunen der Plattform schrumpften, Teile davon ertranken förmlich im steigenden Wasser. Vor



22 Zwei Ansichten von *Pholadomya paucicosta* aus dem Wangen-Member der Villigen-Formation. Diese Muscheln lebten eingegraben im Sediment und waren mit einem Siphon mit dem Meerwasser verbunden. Durch die grosse Öffnung der Schale (oberes Bild) traten Grabfuss und Siphon aus der Schale. Fundort: Gebiet Lauffohr/Rein. Länge der Schale 77 mm.

**Tabelle 3: Chronostratigraphie der Juraformationen**

	Epochen	Stufen	Beginn vor: Mio. Jahren	Dauer: Mio. Jahre
		Obergrenze Jura	~ 145,0	
Juraformationen	Später Jura (Malm oder Weisser Jura)	Tithonien	152,1 ± 0,9	7,1
		Kimmeridgien	157,3 ± 1,0	5,2
		Oxfordien	163,5 ± 1,0	6,2
	Mittlerer Jura (Dogger oder Brauner Jura)	Callovien	166,1 ± 1,2	2,6
		Bathonien	168,3 ± 1,3	2,9
		Bajocien	170,3 ± 1,4	2,7
		Aalenien	174,1 ± 1,0	3,8
	Unterer Jura (Lias oder Schwarzer Jura)	Toarciens	182,7 ± 0,7	8,6
		Pliensbachien	190,8 ± 1,0	8,1
		Sinemurien	199,3 ± 0,3	8,5
		Hettangien	201,3 ± 0,2	2,0
Alter der Stufen: International Chronostratigraphic Chart v2021/2 Die Chart wird periodisch aktualisiert.				

Im Zurzibiet anstehend

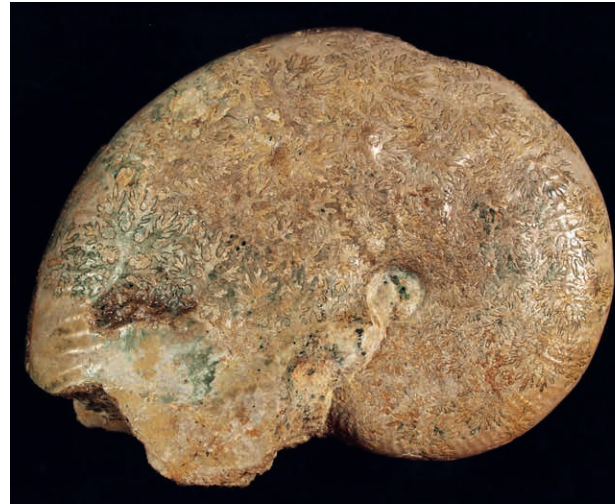


der Plattform wurde Kalkschlamm abgelagert (Villigen-Formation), in diesen Biotopen siedelten auch zahlreiche Muscheln (Abb. 22).

Am Plattform-Abhang zum schwäbischen Becken, kam es in dieser Phase zur Bildung eines sehr typischen Gesteins, dem Baden-Member (Burghorn-Formation). Die nur wenige Meter mächtige Gesteinsschicht markiert den Beginn des Kimmeridgien und fällt durch einen grünen Farbstich auf, der auf das Mineral Glaukonit zurückzuführen ist. Sie ist meistens ausserordentlich fossilreich, in den Steinbrüchen von Baden und Endingen wurden früher viele Fossilien, vor allem Ammoniten, geborgen (Abb. 23). Heute ist die Schicht vor allem noch im Steinbruch von Mellikon gut

aufgeschlossen, allerdings durch den Steinbruch- und Deponiebetrieb schwer zugänglich. Auffällig sind viele Verkieselungen im Gestein, welches dadurch sehr hart wird. Das Baden-Member enthält viele verkalkte Kieselschwämme, die aber meist nur bruchstückhaft erhalten sind. Die Ablagerungen entstanden am Übergang von der Plattform ins schwäbische Meeresbecken. Auf den grünlich-grauen Kalken liegt oft eine bis 2 m mächtige Schicht eines hellbeigen Mergels, in dem nur wenige Fossilien auftreten, allerdings ab und zu sehr gut erhaltene Seeigel (Abb. 24).

Diese Mergel leiten über zum jüngsten, in unserer Gegend erhaltenen Jura-Gestein, dem Wettingen-Member. Es handelt sich um helle Kalke, die sich durch viele Verkieselungen aus-



23 Feine «Lobenlinien» auf dem Steinkern des Ammoniten *Streblites tenuilobatus*. Das Lobenmuster widerspiegelt die Kammerwände des gekammerten Teils der Schale, die ein sehr komplexes Muster formen. Fundort: Baugrube Buckstrasse, Endingen. Fundschicht: Baden-Member, Burghorn-Formation. Durchmesser 40 mm.

zeichnen. Auch die Fossilien in dieser Schicht haben meist völlig verkieselte Schalen, die mit Säure aus dem Gestein gelöst werden können (Abb. 25). Lagenweise enthält die Formation Kieselknollen, die als Jaspis oder Feuerstein

24a Seeigelschale (*Plegiocidaris coronatum*) aus dem Oberen Baden-Member der Burghorn-Formation. Fundort: Sandacher, Endingen. Durchmesser: 42 mm.



bezeichnet werden. Die Feuersteine des Wettingen-Members wurden in vorgeschichtlicher Zeit an den Lägern abgebaut und in der Jungsteinzeit zu Schneidwerkzeugen verarbeitet. Ob die Kieselsäure lediglich von den in der Formation häufigen Kieselchwämmen stammt, oder auch aus tieferen Gesteinsschichten zugeführt wurde, wurde bislang nicht eingehend untersucht. Das Wettingen-Member ist nicht mehr vollständig erhalten, seine Obergrenze ist im Gebiet des Unteren Aaretals ein Erosionshorizont. Karstschlote durchziehen die obersten Lagen, sie enthalten oft Bohnerz, weshalb die Schicht früher oft bei der Erzsuche aufgegraben wurde. Auf der Hochfläche des kleinen Randens oder im Waldgebiet nordöstlich von Tegerfelden kann man noch heute die verfallenen Gruben («Pingen») erkennen. Die Karstlöcher entstanden viel später, im Eozän, vor etwa 50 Millionen Jahren. Da die jüngsten Kalke des Wettingen-Members etwa 152 Millionen Jahre alt sind, fehlen demnach im Buch der Erdgeschichte unseres Gebietes knapp 100 Millionen Jahre.

Im Randen-Gebirge sind noch jüngere Abfolgen aus dem späten Jura erhalten, die Erosion griff hier nicht so tief. Es handelt sich dabei um zwei typische Lithologien, gut gebankte Kalke (Quaderkalke) und ungeschichtete Schwammriff-Ablagerungen (Massenkalke). Die beiden Gesteinstypen gehen zeitlich ineinander über, sie können also trotz der unterschiedlichen Lithologie gleich alt sein. Fossilien sind in diesen Gesteinen seltener, immerhin findet man mit etwas Glück Fossilien (Abb. 26). Die letzten Ablagerungen des Juramee-

res die im Randengebirge anstehen, sind die Plattenkalke. Dieses Gestein zeigt an, dass das Meer allmählich seichter wurde, damit kündigte sich die Verlandung am Ende des späten Juras an. Gesteine, die diese Verlandung dokumentieren würden, sind aber in der Nordschweiz nicht erhalten.

Hebungen im Gebiet Mitteleuropas sind die hauptsächlichste Ursache der Verlandung des Jurameeres. Es wurde damit in unserem Gebiet vermutlich eine ausserordentlich lange Festlandperiode eingeleitet. Ob zur Kreidezeit das Meer noch einmal zeitweise in unsere Gegend vorstieß lässt sich nicht belegen, da entsprechende Ablagerungen fehlen. Aufgrund der Verhältnisse weiter südlich müsste es sich um Meeressedimente handeln. Denn die entsprechenden Ablagerungen sind dort marin. In der Schweiz finden wir Kreideablagerungen weiter südlich, im westlichen Jura und in den Alpen.

### Zum Schluss

Damit endet unsere Reise durch die Zeit des Jurameeres. Sie war geprägt von einigen katastrophalen Ereignissen, bei denen etliche Tiergattungen ausgestorben sind. Die Entwicklung wurde weitgehend gesteuert vom Geschehen im Zusammenhang mit der Entstehung des Atlantischen Ozeans. Dieses war auch Ursache des massiven Anstieges des Meeresspiegels im Verlauf der Jurazeit. Das Besondere an dieser Epoche der Erdgeschichte sind die ausserordentlich grossen,



24b Stacheln des Seeigels, die beim lebenden Tier auf den runden Warzen der Schale sasssen. Fundort: Steinbruch Mellikon. Länge knapp 30 mm.



25 Der Brachiopode *Colosia zieteni* aus dem untersten Wettingen-Member ist vollständig verkieselt und ausserordentlich gut erhalten. Die runden, hellen Flecken, teilweise mit konzentrischen Ringen, sind typisch für die verkieselten Fossilien des Wettingen-Members. Die Kieselsäure stammt von Kieselchwämmen, die diese bei der «Verkalkung» abgeben. Die Schale ist 33 mm lang. Fundort: Endingen.



weiten Schelfmeere (epikontinentale Schelfe). In diesen ausgedehnten Flachmeeren herrschten spezielle Sedimentationsbedingungen. Wellen und Seegang der Ozeane wirkten sich nur in den Randgebieten der Schelfe aus, im Innern herrschten überwiegend ruhige Ablagerungsbedingungen. Nur episodische grosse Unwetter (Hurrikane, Tsunami, etc.) störten die Ruhe der inneren Schelfe. Meerwasser wurde dabei auf die Schelfe gedrückt und erodierte beim bodennahen Rückstrom ins offene Meer kräftig die Meeresböden. Die Häufigkeit dieser Ereignisse konnte mit den Ergebnissen einer Studie zum Opalinuston in der Nordschweiz abgeschätzt werden.

26 Ein Ammonit aus dem Quaderkalk (Weisser Jura) des Kleinen Randen. Es handelt sich um *Aulacostephanoides (A.) mutabilis*, er ist typisch für die Ablagerung des Kimmeridgien. Die Schale wurde bei der Gesteinsbildung leicht deformiert. Fundort: Lok. Tüfels-Chuchi, 2,2 km ESE Osterfingen. Durchmesser des Ovals: 40/50 mm.



Es zeigte sich, dass zu jener Zeit im Schnitt alle 900 Jahre ein derartiges Megaereignis die Ruhe im Schelfmeer störte (Abb. 27). Der Eindruck vieler geologischer Katastrophen ist also insofern täuschend, dass eben die katastrophalen Ereignisse im Gestein deutliche Spuren hinterlassen, während die Sedimente der ruhigen Zeiten unspektakulär sind. Faszinierend ist, dass der Planet nach den Katastrophen immer wieder in einen stabilen Zustand überging. Das System Erde kehrte jeweils ins Gleichgewicht zurück, Rückkopplungen verhinderten ein Kippen in einen unkontrollierten Zustand. Daran sollte man sich beim «Katastrophismus» unserer Tage gelegentlich erinnern!

27 Helle Siltstein-Lagen in dunklem Opalinuston. Die Siltlagen sind gradiert, das Material wird gegen oben feiner, die Basis der Lagen ist erosiv. Es sind Sturmablagerungen, sogen. «Tempestite». Bohrkerne Nagra Bohrung Benken, ZH, Tiefe 949,5 m bis 955,3 m. Bild Nagra.

