

## Mittelmiozäne Süßwasserbecken der Schwäbischen Alb

MICHAEL W. RASSER, Stuttgart und ELMAR BUCHNER, Neu-Ulm.

### ZUSAMMENFASSUNG

Auf der Schwäbischen Alb und in ihren Randbereichen gab es im Miozän eine Reihe von lakustrinen Ablagerungsräumen in karbonatischer Entwicklung, die heute als teils mächtige Kalksteinvorkommen fossil überliefert sind. Zwei davon sind isolierte Becken, die durch katastrophale Ereignisse entstanden waren, nämlich das Randecker Maar und der Impaktkrater Steinheimer Becken. Dem gegenüber steht das flächenhafte und mächtige Vorkommen des Tautschbuch, welches Teil einer Kalksteinplatte ist (Sylvanakalk), die entlang des Donautals vorkommt. Diese Vorkommen werden in Form eines Exkursionsführers vorgestellt.

**Schlüsselworte:** Mittelmiozän, Sylvanakalk, Schwäbische Alb.

### ABSTRACT

During the Miocene, several lacustrine systems existed on top of the Swabian Alb and along its margins. Today they are preserved as partly huge carbonate units. Two of them are isolated basins formed by catastrophic events: the volcano-related Randeck Maar as well as the Steinheim Basin formed by a meteorite impact. Along the Danube valley exists an extensive carbonate plate, the so-called Sylvana limestone, which is well developed in the Tautschbuch area. These occurrences are herein presented in the course of a field guide.

**Keywords:** Middle Miocene, Sylvana limestone, Swabian Alb.

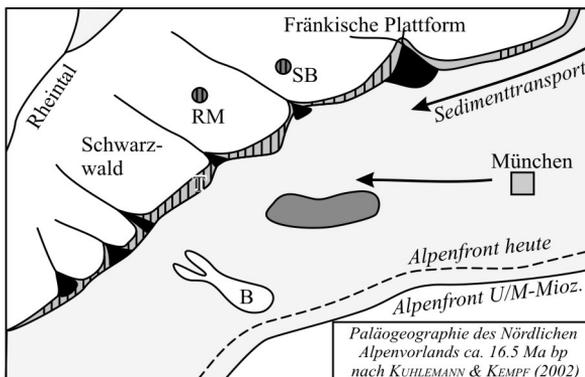
### 1. EINLEITUNG

Auf der Schwäbischen Alb und vor allem an ihrem Südrand gibt es eine Reihe von Ablagerungen mit fossilen Süßwassersedimenten der miozänen Oberen Süßwassermolasse und ihrer Äquivalente. Dazu gehören unter anderem die Maarseen (vor allem Randecker Maar) des Urach-Kirchheimer Vulkangebiets, der Meteoritenkrater Steinheimer Becken, sowie ein Gürtel zusammenhängender Seeablagerungen am Südrand der Alb, welche unter anderem am Tautschbuch gut aufgeschlossen sind.

Anlässlich der Sitzung der Subkommission Tertiär-Stratigraphie der Deutschen Stratigraphischen Kommission am Staatlichen Museum für Naturkunde Stuttgart (SMNS) wurde eine Exkursion durchgeführt. Vorliegender Artikel ist als Exkursionsführer in das schwäbische Miozän mit dem Schwerpunkt auf karbonatische Entwicklungen der Oberen Süßwassermolasse und ihrer Äquivalente konzipiert, welcher die Entwicklung anhand von vier beispielhaften Lokalitäten erläutert. Diese sind Randecker Maar, Steinheimer Becken, Zwiefaltendorf und Gaingen.

## 2. GEOLOGISCHER RAHMEN

Das Nordalpine Vorlandbecken (NV), oder auch Molassebecken (Abb. 1), war Teil der Paratethys. Es reichte von Frankreich über die Schweiz und Süddeutschland nach Österreich und setzt sich in der Karpatischen Vortiefe fort. Die Entwicklung des NV begann mit dem Schließen der Tethys und – vereinfacht gesagt – der Subsidenz der Europäischen Platte durch die Auflast der Afrikanischen Platte. Im Zuge der folgenden Alpeninen Orogenese verengte sich die verbleibende Paratethys, und die Beckenachse verlagerte sich immer weiter nach Norden. Dadurch transgredierte zunächst die marinen Molassesedimente immer weiter auf den Südrand der Schwäbischen Alb, die leicht nach Süden geneigt wurde. Später, als sich das Becken gefüllt und das Meer in Richtung Osten zurückgezogen hatte, kamen während der Oberen Süßwassermolasse neben nicht-marinen Tonen, Mergeln und Sanden auch Süßwasserkalke zur Ablagerung. Eine Vielzahl von Primär- und Sekundärliteratur behandelt den geologischen und stratigraphischen Rahmen, umfassendere Darstellungen für das Mittelmiozän finden sich zum Beispiel bei GEYER & GWINNER (1985), KUHLEMANN & KEMPF (1992), PILLER et al. (2007), RASSER et al. (2008). Die Obere Süßwassermolasse erreichte nie ganz die nördlichen Bereiche der Hochzone Schwäbische Alb. Dennoch gab es dort im Mittelmiozän Süßwasserablagerungen, und zwar in vereinzelten vulkanisch entstandenen Becken des Urach-Kirchheimer Vulkangebiets sowie im Impaktkrater von Steinheim am Albuch.



- |                                     |  |                              |
|-------------------------------------|--|------------------------------|
| T = Tautschbuch                     |  | Terrestr. Sande und Konglom. |
| B = zukünftiger Bodensee            |  | Lakustrine Sedimente         |
| RM = Randecker Maar                 |  | Lakustrine Karbonate         |
| SB = zukünftiges Steinheimer Becken |  |                              |

Abb. 1: Paläogeographie des Nordalpinen Vorlandbeckens und ausgewählte Lokalitäten.

### 3. LOKALITÄTEN

#### 3.1 Randecker Maar

Das Randecker Maar ist Teil des Urach-Kirchheimer Vulkangebiets mit mehr als 350 Diatremen (MÄUSSNEST 1978). Dieses ist 1,500 km<sup>2</sup> groß und Teil der Europäischen Riftzone (LORENZ & ZIMANOWSKI 2000). Das Randecker Maar entstand bei einer phreatomagmatischen Explosion, also beim Kontakt von aufsteigendem Magma mit dem Grundwasser. Der Explosionstrichter füllte sich mit Wasser, und es kam zur Ablagerung von Seesedimenten (Abb. 2). Heute hat der Krater einen Durchmesser von ca. 1.200 m, und ca. 60 m Seesedimente sind noch erhalten. Diese sind stark verrutscht, und es ist schwierig, ein durchgehendes Profil zu rekonstruieren, da das Maar bei der Erosion des Albraufs angeschnitten wurde, wodurch die Seesedimente erodiert wurden. Bislang existieren keine radiometrischen Datierungen, aber die Kleinsäuger-Fauna bestätigte unlängst eine Einstufung in die Säugerzone MN 5 (spätes Unter- bis frühes Mittelmiozän; RASSER et al. 2013a). Eine sehr umfassende populärwissenschaftliche Abhandlung liegt von SCHWEIGERT (1998) vor.

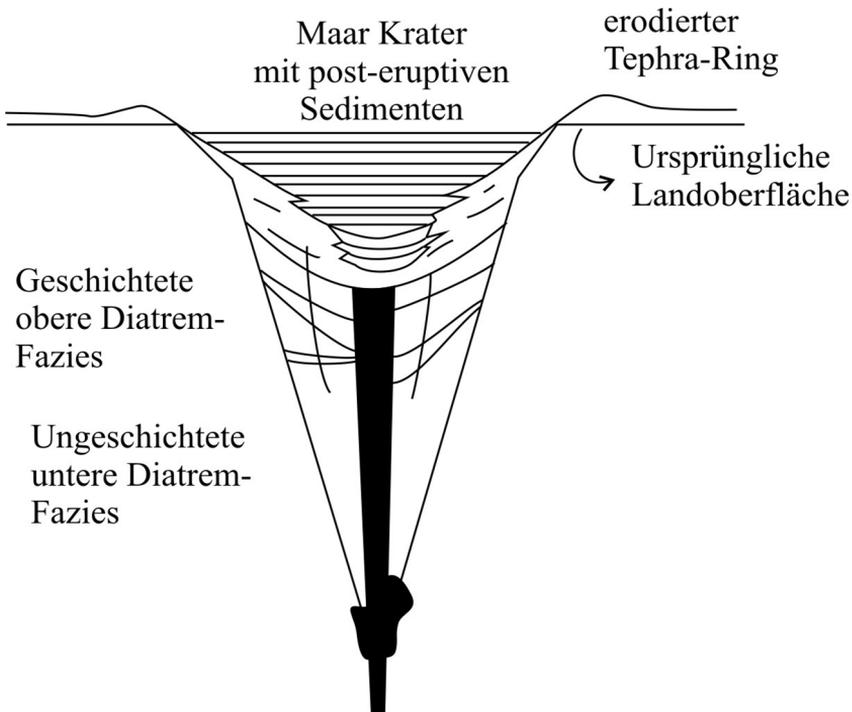
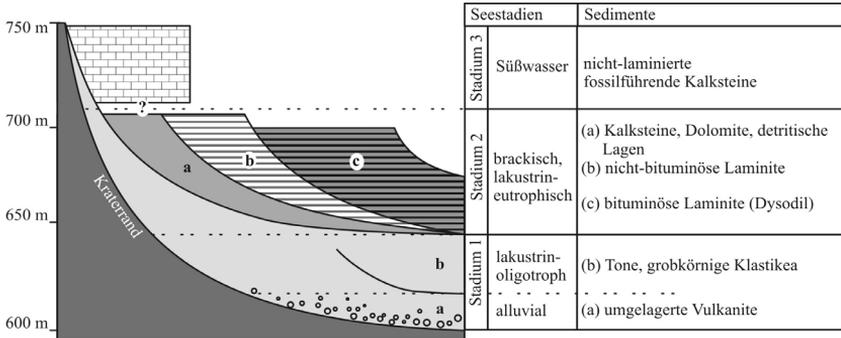


Abb. 2: Idealisierter Querschnitt durch ein Diatrem und einen Maarsee, nach LORENZ (2000).



**Abb. 3:** Schematisierter Querschnitt durch das Randecker Maar, seine Seestadien und Sedimenttypen, nach JANKOWSKI (1981).

Die paläontologische Erforschung des Randecker Maars begann bereits vor ca. 150 Jahren im Zuge der Suche nach brennbaren Rohstoffen (SCHWEIGERT & BECHLY 2001). Zwei Aspekte machen die Ablagerungen besonders interessant: Durch die Bildung feinkörniger Laminite, teilweise unter anoxischen Bedingungen, sind die Fossilien außergewöhnlich gut erhalten, allen voran Pflanzen und Insekten. Außerdem existierte der See während des Miozänen Klimaoptimums und erlaubt damit einen Einblick in die Lebenswelt während der letzten Phase mit wärmeliebenden Tieren und Pflanzen in Zentraleuropa. Eine Reihe von historischen Grabungen hat seit dem 19. Jahrhundert stattgefunden (zusammengefasst in RASSER et al. 2014). Die letzte größere Arbeit vor den Grabungsaktivitäten des SMNS (RASSER et al. 2013a, 2013b) war die Dissertation von JANKOWSKI (1981), der die Seesedimente in drei große Einheiten gliederte (Abb. 3).

RASSER et al. (2013a) gelang es, anhand der Analyse von 363 Arten und der Seesedimente, die einzelnen Paläo-Habitate des Randecker Maars und seines Umlands zu rekonstruieren. Dabei handelt es sich im Wesentlichen um das Stadium 2 nach JANKOWSKI (1981). Drei Hauptbereiche wurden dabei definiert (siehe Abb. 3 für Details):

(1) Profundal, tieferes Littoral und Pelagial sind charakterisiert durch gelegentliche Massenvorkommen von Insektenlarven, Amphibien und/oder Gastropoden, während Fische auf einen einzigen Fund beschränkt sind.

(2) Flachwasserbereiche waren charakterisiert durch einen schmalen Schilfgürtel mit Insekten und Gastropoden auf den Pflanzenstengeln sowie vereinzelt Schildkröten-Arten.

(3) Der Kraterand und das umgebende Plateau waren – abhängig von Sonneneinstrahlung und Bodenbedingungen – von einem subhumid-sklerophyllen bis gemischt mesophyten Wald bedeckt. Pferde bevorzugten bewaldete Habitate, während Rüsseltiere und Nashörner in offeneren Habitaten lebten.

**3.1.1 Exkursionspunkt 1:** Parkplatz am Ortsausgang von Ochsenwang oberhalb der Kläranlage ( $48^{\circ}34'37.8''\text{N}$ ,  $9^{\circ}31'03.9''\text{E}$ ).

Hier steht man am Kraterrand und sieht über das ganze Becken mit seinem randlichen Blockschutt und dem Anriss am Albtrauf. Durch die Erosion eines Großteils der miozänen Seesedimente wurde die ursprüngliche Beckentopographie herausgebildet.

**3.1.2 Exkursionspunkt 2:** Randlicher Blockschutt aus Weißjurakalk (Abb. 4; an vielen Stellen zugänglich, z.B. bei  $48^{\circ}34'33.9''\text{N}$ ,  $9^{\circ}31'06.5''\text{E}$ ).

Der Blockschuttgürtel ist charakteristisch für die Landschaft des Randecker Maars. Er entstand bei der phreatomagmatischen Aussprengung des Kraters. Teilweise sind diese in Seesedimente eingebettet, was auch auf eine synsedimentäre Umlagerung während der Existenz des Maarsees hinweist. Die Zusammensetzung der Weißjura-Blöcke mit heute hier nicht mehr vorhandenen jurassischen Faziestypen weist darauf hin, dass der Kraterrand im Miozän mindestens 70 m höher war als heute, was ein ursprüngliches Kraterrelief von mindestens 220 m ergibt (RASSER et al., 2014).

**3.1.3 Exkursionspunkt 3:** Laminite am Südwesthang (Lam in Abb. 4,  $48^{\circ}34'20.4''\text{N}$ ,  $9^{\circ}31'14.8''\text{E}$ ).

Gut lithifizierte Laminite am Rande des Blockschuttgürtels. Seestadium 2b nach JANKOWSKI (1981). Teilweise stark angewittert, daher keine gute Fossilerhaltung. Ansonsten ist die Fazies vergleichbar mit den Laminiten von Exkursionspunkt 4.

**3.1.4 Exkursionspunkt 4:** Laminite am Nordosthang (Lokalitäten S09 und W62 in Abb. 4;  $48^{\circ}34'36.4''\text{N}$ ,  $9^{\circ}31'36.6''\text{E}$ ).

Hierbei handelt es sich um die Grabungsstellen des SMNS in den Jahren 2009 und 2011 (RASSER et al. 2013b) und der Universität Tübingen (WESTPHAL, 1963).

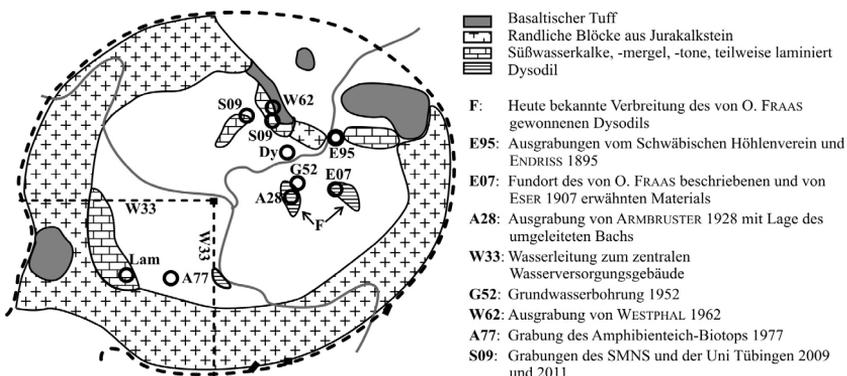


Abb. 4: Geologische Karte des Randecker Maars und Rekonstruktion früherer paläontologischer Grabungen, nach RASSER et al. (2014).

Obwohl die beiden Grabungsstellen nahe zusammen liegen, konnten die Sedimente nicht korreliert werden. Dies liegt vor allem daran, dass das Gelände stark verrutscht ist.

Die hier vorhandenen laminierten Kalksteine, Kalke und Mergel einer eher randlichen Seentwicklung (Stadium 2b nach JANKOWSKI (1981)) enthalten teils außergewöhnlich gut erhaltene Pflanzenreste, Insekten und Gastropoden. Heute finden sich am Wanderweg und am Hang zur Zipfelbachschlucht kleinere Aufschlüsse mit den Laminiten. Die Grabung des SMNS ergab jedoch eine sehr reichhaltige Faziesentwicklung mit Brekzien und lagigen Anhäufungen von Wirbeltierresten, darunter auch der komplette Schädel eines Krokodils (RASSER 2012). In den Laminiten fanden sich auch vollständige Fledermäuse (z. B. RASSER et al. 2013a) und der neu beschriebene Randecker Molch (SCHOCH & RASSER 2013).

Am Top der Grabungsstelle, die nach den Geländekampagnen wieder komplett verschüttet werden musste, findet sich eine Geländekante mit massiven Süßwasserkalken aus JANKOWSKIS Stadium 3. Mikrofaziell sind es peloidale Kalksteine mit Wurzelkanälen, Ostracoden und Characeen. Wenn man der Geländekante den steilen Hang am Rand der Zipfelbachschlucht folgt (also gegen Norden), trifft man auch auf Bänke aus vulkanischem Tuff.

Am Wanderweg in der Zipfelbachschlucht (unmittelbar nördlich von W62) können immer wieder abgerutschte Blöcke mit unterschiedlichsten See-Faziestypen gefunden werden. Viele dieser Faziestypen wurden noch nicht aus dem Anstehenden beschrieben.

### 3.1.5 Exkursionspunkt 5: Bachanschnitt neben der Straße (Dy in Abb. 4; 48°34'31.8"N, 9°31'35.7"E).

Dysodil oder auch Blätterkohle ist ein außergewöhnliches Sediment, welches typisch ist fürs Randecker Maar, denn es enthält die am besten erhaltenen Fossilien. Es handelt sich um ein schwarzes, feinblättriges Sediment, welches bergfrisch biegsam ist wie Papier, nach dem Trocknen aber zerfällt. Manchmal ist es allerdings auch verkieselt erhalten. Dieses Sediment wird als Beckenfazies im tiefen, stagnierenden Milieu interpretiert.

## 3.2 Steinheimer Becken

Der im Durchmesser etwa 3,8 km große Impaktkrater Steinheimer Becken (Abb. 5) entstand wahrscheinlich zeitgleich mit dem Nördlinger Ries durch den Einschlag eines Doppelasteroiden (z. B. IVANOV & STÖFFLER 2005). Für das Ries wird ein Alter von ca. 14,7 Mio. Jahren (BUCHNER & SCHMIEDER 2013) angegeben. Absolute Altersdatierungen für die Impaktite des Steinheimer Kraters liegen jedoch nicht vor, und der Altersbezug zum Nördlinger Ries ist nicht eindeutig nachgewiesen. Das Alter der Steinheimer Seesedimente wurde mittels Säugetier-Biostratigrafie mit ca. 15 Mio. Jahren angegeben (Säugetierzone MN6: HEIZMANN & REIFF 2002). Der Impaktor, der das Steinheimer Becken schuf, hatte einen Durchmesser von 100–150 m. Einiges spricht dafür, dass es sich um einen Eisenmeteoriten handel-

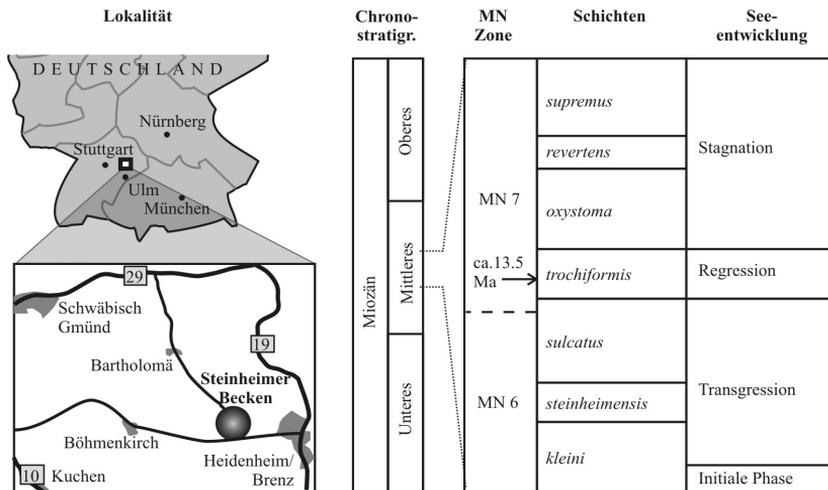
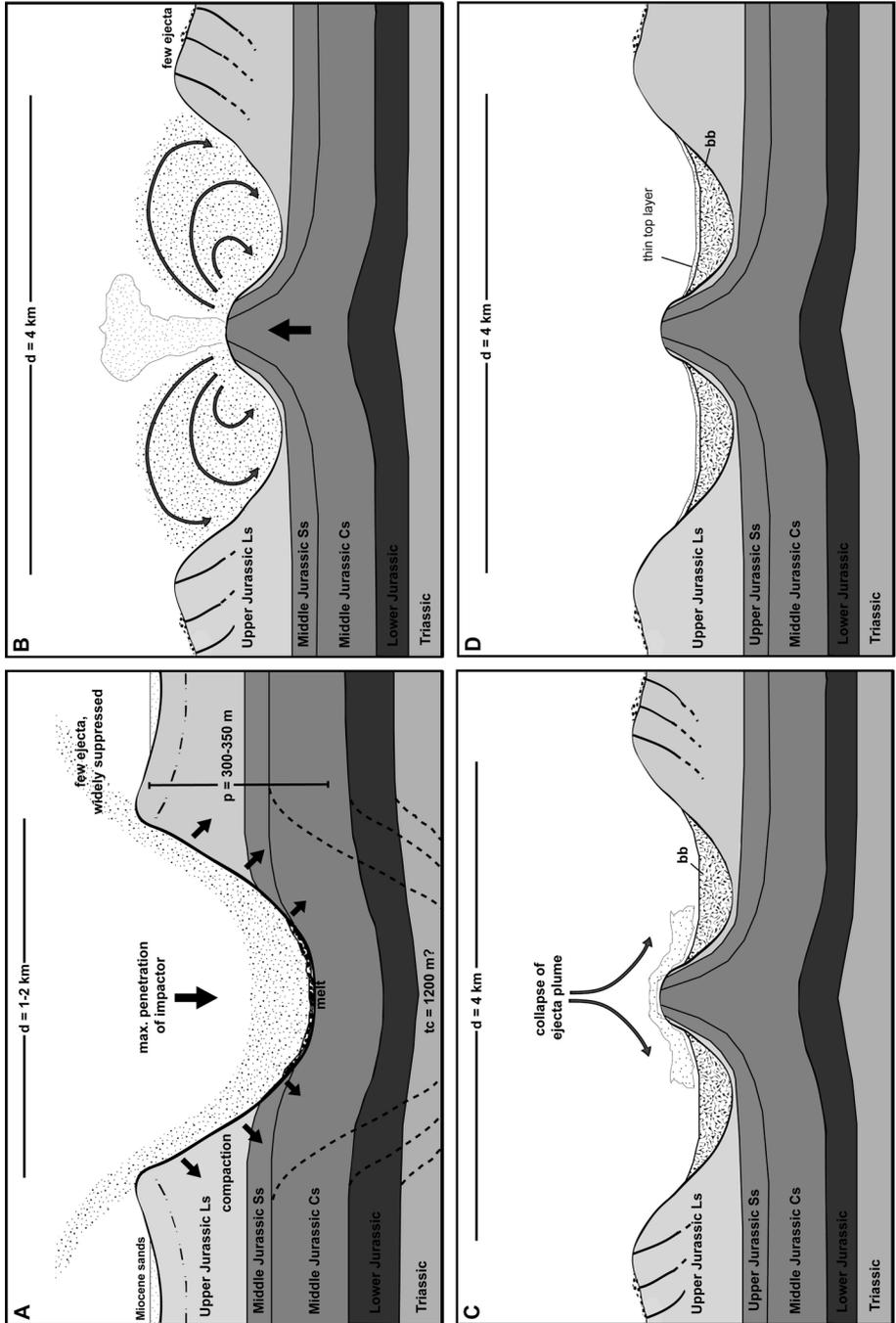


Abb. 5: Geographie, Chrono- und Biostratigraphie des Steinheimer Beckens, nach RASSER (2013).

te (BUCHNER & SCHMIEDER 2010), während das Ries wahrscheinlich von einem etwa 1000 m großen Steinmeteoriten (Achondrit) gebildet wurde.

Der kleine, komplexe Impaktkrater von Steinheim besitzt einen markanten Zentralhügel, wie er für einen derartigen Kratertyp charakteristisch ist (Abb. 6). Der im Gelände noch deutlich erkennbare Kraterand wird von steil einfallenden und intensiv zerbrochenen oberjurassischen Kalksteinblöcken gebildet. Jurassische Sedimente bilden auch die Impaktbrekzie („Beckenbrekzie“), welche aus vielen Bohrungen bekannt ist (REIFF 2004). Geschockte Quarze als Belege für impaktbedingte Schockmetamorphose sind selten, während Strahlenkegel („Shatter Cones“) sehr häufig sind und zuletzt sogar aus dem mitteljurassischen Opalinuston beschrieben wurden (SCHMIEDER & BUCHNER 2013).

Der abflusslose Krater füllte sich rasch mit Wasser und Seesedimenten, wodurch die primäre Kratermorphologie bis heute ausgezeichnet erhalten blieb (HEIZMANN & REIFF 2002). Dies gilt im Besonderen für den Zentralhügel, der von einer Kappe aus Süßwasserkarbonaten bedeckt war und so vor Erosion geschützt blieb. Eine hydrothermale Phase im Steinheimer Becken, die sich unmittelbar an den Einschlag des Meteoriten anschloss, ist unter anderem durch die Umwandlung kleiner Impaktschmelzpartikel zu Phyllosilikaten und eine hydrothermale Mineralisation in der Beckenbrekzie belegt (BUCHNER & SCHMIEDER 2010). Im Gegensatz zum Nördlinger Ries ist das Steinheimer Becken nicht von Auswurfmassen umgeben. Das ist zumindest teilweise auf die hohe Porosität der vom Impakt betroffenen Zielgesteine zurückzuführen, die auf das Eindringen des Impaktors mit Kompaktion des Gesteins reagierten, wobei nur wenig Gestein eine Beschleunigung erfuhr, die ausreichte, um es über den Kraterand hinweg nach außen zu schleudern (BUCHNER & SCHMIEDER 2015).



Der Steinheimer See stellt eine Besonderheit dar, weil es sich um einen Langzeitsee handelte, der mehrere Hunderttausend Jahre lang existierte (GORTHNER 1992). In den Sedimenten finden sich Schneckengehäuse der Gattung *Gyraulus* (Pulmonata: Planorbidae), teilweise in gesteinsbildenden Mengen, welche hier eine einzigartige endemische Entwicklung durchmachten (z. B. HILGENDORF 1867, 1879; MENSINK 1984; BAHRIG et al. 1986; GORTHNER 1992; NÜTZEL & BANDEL 1993; RASSER 2014). Wissenschaftshistorisch bedeutend ist die Lokalität, weil HILGENDORF im Jahre 1867 den allerersten Stammbaum aus Fossilien erstellte (Zusammenfassung in RASSER 2006, 2013). Ein ausführlicher historischer Abriss der Erforschungsgeschichte findet sich bei ADAM (1980).

Die morphologischen Änderungen dieser *Gyraulus*-Gehäuse wurden seit 150 Jahren immer wieder mehr oder weniger intensiv bearbeitet. Bestimmte Arten kommen in definierbaren Horizonten vor, sodass die Benennung der Schichtpakete nach den entsprechenden dominierenden Arten erfolgte. Abb. 7 gibt eine Übersicht über die Gehäuseentwicklungen und die vertikale Verteilung der Arten entlang von zwei Profilen.

MENSINK (1984) definierte vier Seestadien für das Steinheimer Becken:

(1) Direkt nach dem Impakt werden die zerbrochenen Gesteine erodiert und in den tiefsten Beckenteil umgelagert. Es entwickelte sich ein spärlich besiedelter See mit Ostracoden, Gastropoden, Fischen und Characeen der *kleini*-Periode.

(2) Transgression. Noch in der *kleini*-Phase wurde das limnische System stabiler, das Wasser reicherte sich mit Magnesium an. Ein steigender Seespiegel führte zu einem stärker differenzierten Lebensraum. Während der *steinheimensis*-Phase füllten sich die tiefsten Beckenteile mit Sediment. Die randlichen Ablagerungsräume können in Schilfgürtel, Mikrobielle Buildups und Chara-Algengürtel differenziert werden. Während der *sulcatus*-Periode erreichte der Seespiegel seinen höchsten Stand, am Zentralhügel entstanden große, laminierte Kalkstotzen. Aragonitzementation und frühdiagenetische Dolomitisierung fanden statt.

(3) Regression. Trockenrisse in den *trochiformis*-Schichten weisen auf einen sinkenden Wasserspiegel hin. Das Mg/Ca-Verhältnis des Wassers ist nun besonders hoch. Reduziertes Wachstum der Kalkstotzen. Der niedrigste Wasserspiegel wird

- 
- ◀ **Abb. 6:** Modell für die Bildung des Impaktkraters Steinheimer Becken. (A) Exkavationsphase, der Durchmesser ( $d$ ) des Übergangskraters beträgt 1–2 km; die Eindringtiefe des Meteoriten beträgt 300–350 m, die Tiefe des Übergangskraters ( $t_c$ ) beträgt kurzfristig bis zu 1.200 m (REIFF 2004); gepunktete Linie: Tiefe des Übergangskraters. (B) Frühe Modifikationsphase; feinkörnige, Asche-ähnliche Schmelzpartikel und grobkörnigere Komponenten der Impaktbrekzie werden effektiv gemischt und im Becken abgelagert; nur geringe Mengen an Gestein werden aus dem Krater ausgeworfen und eine kleine Wolke aus feinkörniger Ejekta steigt auf. (C) Späte Modifikationsphase. (D) Kraterbildende Prozesse sind abgeschlossen; Ls: Kalksteine; Ss: Sandsteine; Cs: Tonsteine; bb: Beckenbrekzie; aus BUCHNER & SCHMIEDER (2015).

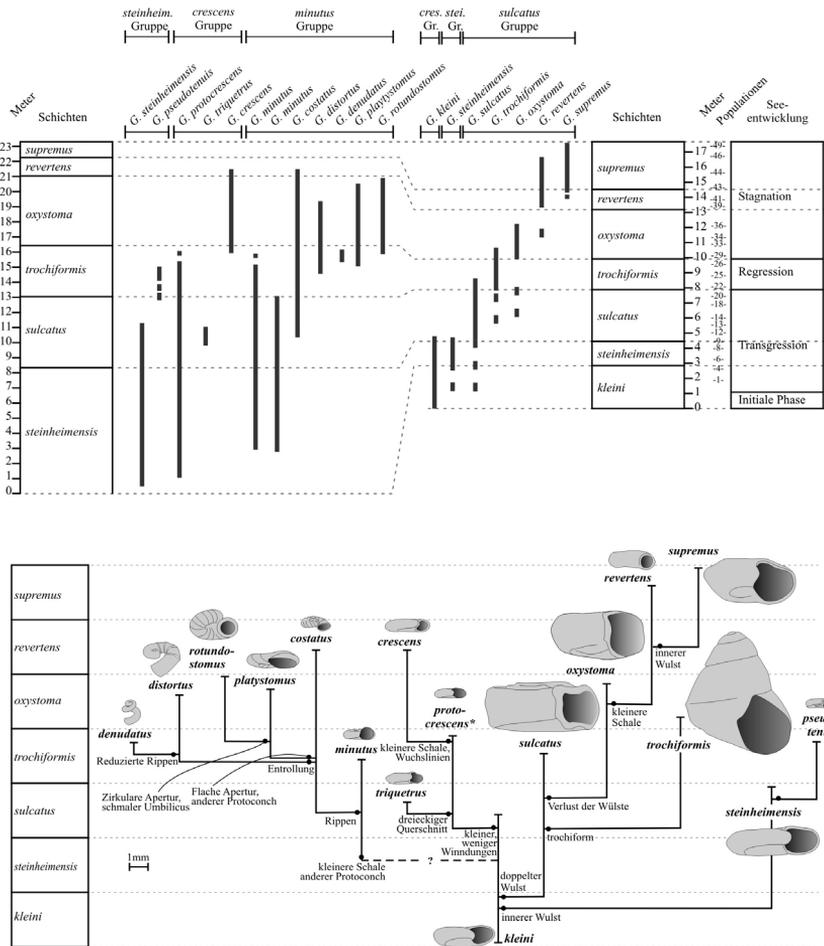


Abb. 7: Vertikale Verteilung der einzelnen *Gyraulus*-Arten in zwei verschiedenen Profilen des Steinheimer Beckens und vereinfachter Stammbaum, nach RASSER (2014).

während der *trochiformis*- und *oxystoma*-Perioden erreicht und der Zentralhügel fällt trocken.

(4) Stagnation. Während der frühen *oxystoma*-Periode steigt der Wasserspiegel wieder. Die ökologischen Bedingungen im Steinheimer See waren für seine restliche Lebensdauer konstant, die Diversität der Faziestypen war sehr gering.

### 3.2.1 Exkursionspunkt 1: Burgstall am südlichen Kraterrand des Steinheimer Beckens (48°40'29,5"N, 10°04'10"E)

Die Aussicht vom Burgstall bietet einen ausgezeichneten Überblick über den Kraterrand des Steinheimer Beckens, der aus ausgeschobenen, aufgestellten

und steil zum Kraterzentrum hin einfallenden Schollen aus Oberjuragesteinen aufgebaut ist. Der markante Zentralhügel im Kraterzentrum ist bis heute weitgehend in seiner ursprünglichen Morphologie erhalten geblieben. Die Flanken des Steinhirts bestehen ebenfalls aus Kalksteinen des Oberjuras. Zum Zentrum des Zentralhügels folgen die stratigraphisch tieferen mitteljurassischen Eisen-sandsteine sowie der Opalinuston, der das Top des Steinhirts bildet. Der Opalinuston lag zum Zeitpunkt des Einschlags etwa 300 m unter der Oberfläche, der Impaktor drang bis in diese Tiefe ein und die Gesteinseinheiten federten nach der Explosion des Meteoriten zurück und wurden um etwa 350 m herausgehoben. Die Verebnungen zwischen Zentralhügel und Kraterrand werden von Seeablagerungen gebildet, welche die Impaktbrekzie im Becken überlagern. Sowohl die Beckenbrekzie als auch die Reste der Seesedimente besitzen eine Mächtigkeit von maximal 50 m.

Der äußere Kraterrand wurde im Süden durch das Einschneiden des Stubentals herauspräpariert. An der steilen Außenflanke des Kraterrands stehen intensiv zerrüttete Gesteine des Oberjuras an, die deutlich geschatterte Kieselknollen enthalten. Der Aufschluss macht deutlich, dass die Kalksteinschollen aus Oberjuragesteinen beim Einschlag zwar massiv brekziiert wurden, jedoch als zusammenhängende Gesteinskörper aus dem Kraterzentrum zum Kraterrand geschoben wurden. Die Dynamik des Impaktprozesses lässt sich an einer aufgeschlossenen Überschiebungsbahn mit polierten Kalksteinen nachvollziehen, an der die Kraterrandscholle aufgeschoben wurde, die den heutigen Burgstall bildet.

### 3.2.2 Exkursionspunkt 2: Meteorkratermuseum in Steinheim am Albuch / Sontheim (89555 Steinheim, Hauptstraße 24, [www.steinheim-am-albuch.de/tourismus-a-freizeit/meteorkrater-museum](http://www.steinheim-am-albuch.de/tourismus-a-freizeit/meteorkrater-museum))

Das Meteorkratermuseum gibt einen sehr guten und ausführlichen Überblick über die Entstehung des Steinheimer Beckens und seiner Ablagerungen mit zahlreichen Objekten und einer Rekonstruktion (Diorama) des Lebensraums Steinheimer See. Es wurde 1978 eingerichtet und 1994 unter maßgeblicher Beteiligung von HORST JANZ neu konzipiert und erweitert (HEIZMANN & REIFF 2002). In zwei großen Räumen werden jeweils die Geologie und die Paläontologie des Steinheimer Beckens erklärt. Das Meteorkratermuseum hat als Ausgangspunkt für einen geologischen Lehrpfad durch das Becken und mit seiner Infostelle eine wichtige Rolle im Geopark Schwäbische Alb ([www.geopark-alb.de](http://www.geopark-alb.de)).

Im Keller des Museums werden vorübergehend die Bohrkerne des Landesamts für Geologie, Rohstoffe und Bergbau gelagert, die in den Erläuterungen zur Geologischen Karte beschrieben wurden (REIFF 2004). Diese sind nur im Rahmen von Sonderführungen zugänglich.

### 3.2.3 Exkursionspunkt 3: Der Steinhirt am Zentralhügel (48° 41' 04.9"N, 10° 03' 58.0"E)

Der Steinhirt ist ein Stotzen aus Kalkstein am Rande des Zentralhügels, der unter anderem vom Friedhofsparkplatz aus erreichbar ist. Dabei passieren wir zu-

nächst die Exkursionspunkte 4 und 5, die wir am Rückweg besuchen werden. Der Steinhirt ist der letzte seiner Art. Ursprünglich gab es eine ganze Reihe davon, die im 19. Jahrhundert für die Schottergewinnung größtenteils abgebaut wurden. Vereinzelte Reste sind im Gelände noch erkennbar.

Bereits makroskopisch erkennt man einen lagigen Aufbau und einen gewissen Riffcharakter. Nach WOLFF & FÜCHTBAUER (1976) besteht der Stotzen aus mm-dicken, verzweigten kryptokristallinen Aragonitlagen, in denen vereinzelt Cyanobakterien-Schläuche („Blau-Grünalgen“) erkennbar sind. Obwohl diese Schläuche selten sind, interpretieren die Autoren diesen Stotzen als Cyanobakterien-Bioherm, was also einem Stromatolith entsprechen würde. Auch MENSINK (1984) bezeichnet sie als Algenbioherme. Eine anorganische Bildung wird von keinem Autor in Betracht gezogen. Nach WOLFF & FÜCHTBAUER (1976) kommen diese Bioherme nur am Zentralhügel vor, während MENSINK (1984) auch Reste vom Knill am Kraterrand erwähnt. Warum sie am Zentralhügel derart dominant sind, ist unklar. Vielleicht hängt dies mit thermalen Wässern zusammen, wie sie häufig an Zentralhügeln von Impaktkratern vorkommen?

#### 3.2.4 Exkursionspunkt 4: Sammleraufschluss mit Schneckengehäusen der *sulcatus*-Schichten (48°41'13.9"N, 10°03'39.8"E)

Der Sammleraufschluss ist Teil des neuen geologischen Lehrpfads durch das Steinheimer Becken (z.B. BAIER & SCHERZINGER 2010). Irrtümlich wird auf der Schautafel der Sammelstelle „*revertens*-Schichten“ angegeben. Anhand der vorkommenden Gehäuse lässt sich das Sediment aber eindeutig in die *sulcatus*-Schichten einordnen, eine Art, die hier massenhaft vorkommt. Obwohl die Schichten topographisch höher liegen als jene des Exkursionspunkts 5, sind sie stratigraphisch älter. Dies liegt an der steilen Topographie mit steil einfallenden Seesedimenten und der Art, wie die Schichten im Gelände angeschnitten sind.

#### 3.2.5 Exkursionspunkt 5: Gemeindesandgrube mit *trochiformis*-Schichten (48°41'13.6"N, 10°03'34.8"E)

Die Gemeindesandgrube (Schlüssel im Rathaus erhältlich) ist der Rest der ehemals bekannten Pharion'schen Sandgrube, in der einst ein großer Teil der Seesedimente aufgeschlossen war. Heute nimmt der erweiterte Friedhof einen großen Teil der ehemaligen Sandgrube ein. Noch immer findet man hier ein rund 8 m mächtiges Profil mit Gehäusen von *Gyraulus trochiformis* in gesteinsbildenden Mengen und feinkörnigen laminierten Kalksedimenten (Klebsande). Es findet sich auch eine Vielzahl kleinerer *Gyraulus*-Arten (siehe Abb. 7) sowie *Bania pseudoglobulus* (früher *Pseudamnicola pseudoglobulus*) und vereinzelt Schlundzähne von Schleien. *G. trochiformis* hat sich aus *G. sulcatus* (Exkursionspunkt 4) entwickelt. Früher konnte diese Gehäuseveränderung direkt im Gelände beobachtet werden, was HILGENDORF (1867) dazu veranlasste, den ersten Stammbaum von Fossilien zu veröffentlichen (Abb. 8). Die Aufschlussituation lässt diese Beobachtung heute nicht mehr zu.

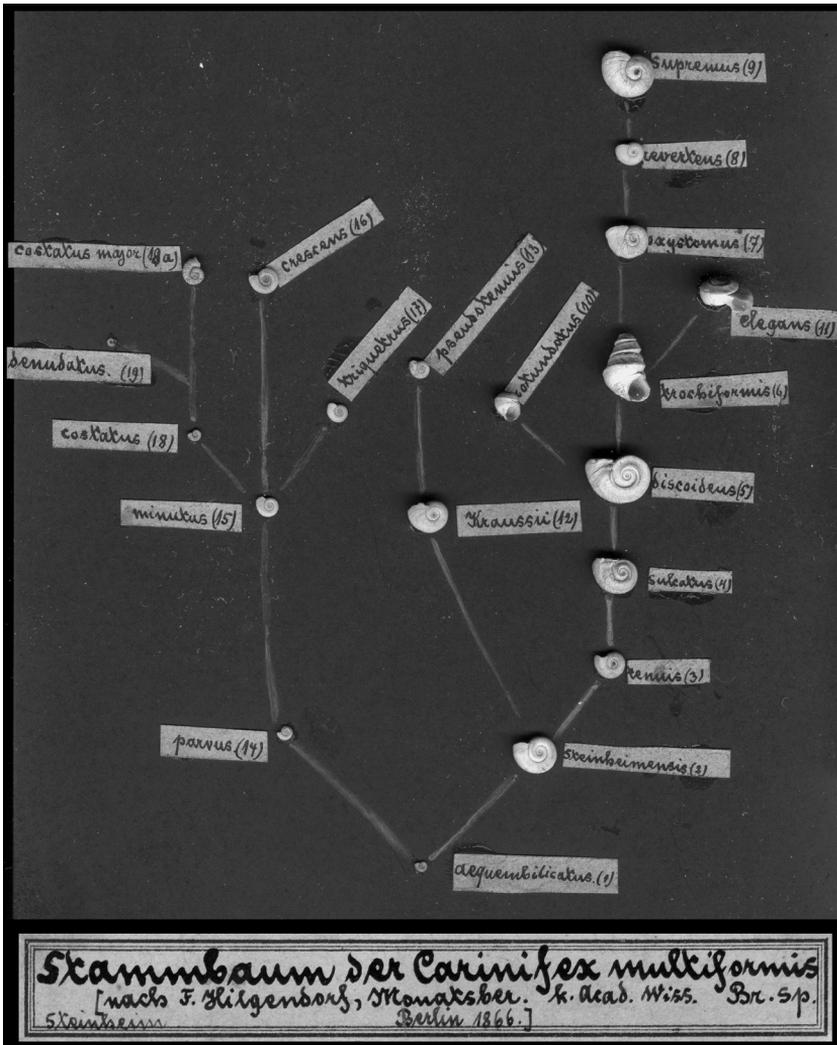


Abb. 8: Der historisch älteste publizierte Stammbaum von Fossilien. Einzig bekanntes Original zu HILGENDORF (1867), von ihm selber zusammengestellt und gelagert am Staatlichen Museum für Naturkunde Stuttgart (SMNS).

Die Ursache für diese Evolution mit außergewöhnlichen Gehäusen bis hin zu sekundär entrollten, korkenzieherförmigen Formen wird noch immer diskutiert. Interpretationen reichen vom Einfluss des Wasserchemismus aufgrund der oben erwähnten Seespiegelschwankungen (BAJOR 1965; MENSINK 1984) über nicht-adaptive Anpassung in Langzeitseen (GORTHNER 1992), nicht-funktionale

Änderungen während hohem ökologischem Stress (NÜTZEL & BANDEL 1993), bis hin zu Parasitismus (SEILACHER et al. 2007). In diesem Zusammenhang ist interessant, dass viele der Gehäuse in diesem Aufschluss kleine, weniger als 1 mm große Löcher aufweisen. RASSER & COVICH (2014) interpretierten diese Löcher als Fraßspuren von Schleien und diskutierten den möglichen Einfluss von Prädation auf die Gehäuseevolution.

### 3.3 Tautschbuch

Der Tautschbuch ist Teil eines mehr oder weniger zusammenhängenden Körpers aus Süßwasserkarbonaten der Oberen Süßwassermolasse am Südrand der Schwäbischen Alb. Biostratigraphische Daten liegen keine vor, aber aufgrund der Schneckenfauna dürfte es sich um Silvanakalk handeln (pers. Mitt. O. HÖLTKE) und damit wohl um tieferes Badenium (Mittelmiozän). Detaillierte Bearbeitungen mit Profilbeschreibungen liegen von SCHWARZ (1913) und HAAG (1960) vor. Vor allem letzterer zeigte sehr schön, wie die miozäne Molasse hier über einer Topographie aus oberjurassischem Untergrund liegt (siehe Abb. 9).

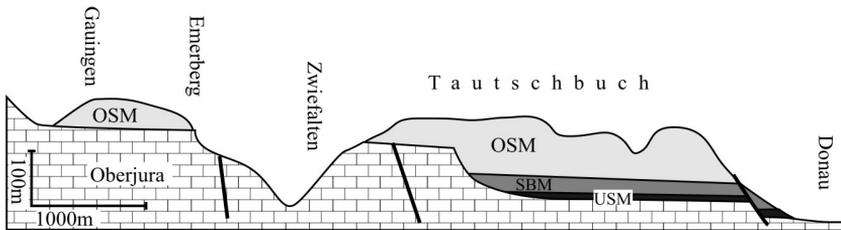


Abb. 9: Nord-Süd Profil durch die OSM zwischen Gauingen, Zwiefalten und Riedlingen an der Donau, nach HAAG (1960).

Eine umfassende Übersicht mit Details zu den Kalksteinen als Naturwerkstein, aber auch mit bislang unveröffentlichten Bohrkern Daten liegt von WERNER (2013) vor. Nach ihm handelt es sich bei den Kalksteinen zwischen Riedlingen und Zwiefalten (vgl. Abb. 9, 10) um Bildungen zeitweise ausgetrockneter, flacher und warmer Seen, umgeben von Schilfgürteln. Gegen Süden hin, zum Becken, verzahnen sich diese mit terrigenen Sedimenten.

#### 3.3.1 Exkursionspunkt Gauingen: Steinbruch Gauingen der Firma Lauster (48°14'17,3"N, 9°26'03,3"E).

Im Steinbruch Gauingen wird der so genannte Gauinger Travertin (auch Gauinger Marmor) abgebaut, ein polierfähiger und beliebter Baustein (WERNER 2013). Weitere ähnliche Bausteine der Umgebung sind Sonderbacher und Riedlinger Travertin. Es handelt sich um hochreine Kalksteine der Oberen Süßwassermolasse aus dem Niveau der Silvanaschichten. Punktuell gibt es Massenvorkommen der namensgebenden Landschnecke *Megalotachea silvana* (früher zur Gattung *Cepea* gestellt), in tieferen Bereichen kommen auch Gehäuse der Süßwasser-

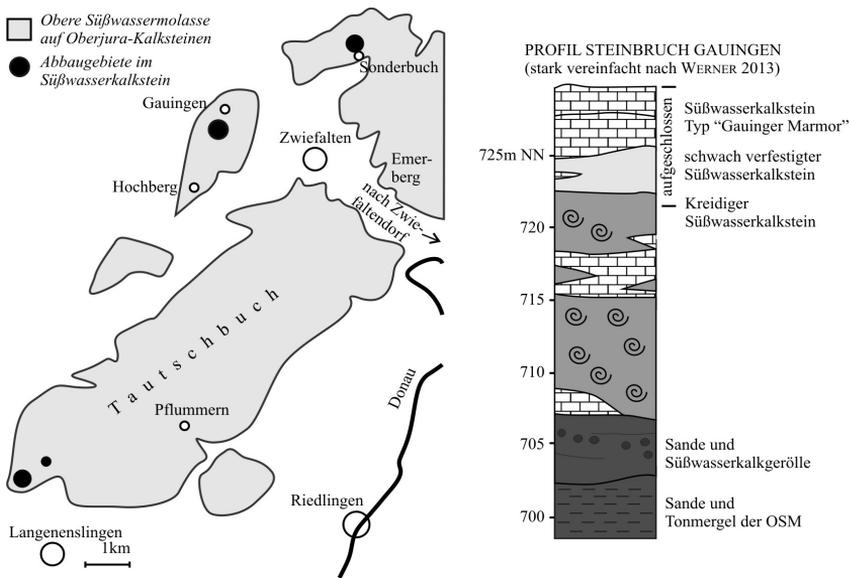


Abb. 10: OSM-Sedimente des Tautschbuch und idealisiertes Profil durch die OSM-Kalke bei Gauingen. Stark vereinfacht nach WERNER (2013).

schnelle *Planorbis* vor. Wie Abb. 10 zeigt, handelt es sich um eine Wechsellagerung von unterschiedlich stark verfestigten Kalksteinen. Die harten Kalke enthalten mehrere Lagen von verkalkten Cyanobakterienmatten, welche mehrere Zentimeter dicke Pflanzenstängel inkrustierten. Diese kommen im Steinbruch in mehreren Horizonten vor, was als Schwankungen des Wasserspiegels interpretiert werden kann. Die schwächer verfestigten Kalksteine weisen peloidale und onkoidale Komponenten auf – wobei es sich offensichtlich nicht um echte Onkoide handelt – sowie Durchwurzungen. Es handelt sich nach WERNER (2013) um palustrine Karbonate.

Die Verwendung des Gainger Travertins als Baustein ist seit dem 11. Jahrhundert dokumentiert. In diesem Zusammenhang lohnt sich auch ein Besuch des barocken Klosters Zwiefalten, dessen Front aus „Gauinger Marmor“ aufgebaut ist.

**3.3.2 Exkursionspunkt Zwiefaltendorf: Kiesgrube der Firma Roland Maucher (48°12'53.8"N, 9°31'29.2"E).**

Die geologischen Verhältnisse spiegeln sich in konzentrierter Form in der Kiesgrube Zwiefaltendorf wider. Dort sind die Mergel und Kalksteine der Oberen Süßwassermolasse (Silvanaschichten) umgelagert, zum Beispiel aus dem Gebiet Emerberg (Abb. 10). Nach ZÖBELEIN (1973) handelt es sich bei dem Sediment um eine Endmoräne und damit das nördlichste Gebiet, welches der Rheingletscher erreichte. Je nach Aufschlussverhältnissen findet man in den umgelagerten Sil-

vanakalken eine reiche Land- und Süßwasserschneckenfauna mit bislang 62 Arten (SCHLICKUM 1976).

#### 4. SCHLUSSFOLGERUNGEN

Miozäne Süßwasser-Environments mit einem besonderen geologisch-sedimentologischen Bezug zur Schwäbischen Alb kommen in Form von zwei Typen vor: (1) Isolierte kleine Süßwasserbecken auf der Alb, entstanden durch Vulkanismus (z.B. Randecker Maar) oder einen Meteoritenimpakt (Steinheimer Becken). (2) Zusammenhängender Gürtel von Süßwasserkalken entlang des Südrands der Schwäbischen Alb, nördlich der Donau (z.B. Tautschbuch).

Die behandelten Lokalitäten weisen extreme Unterschiede im Hinblick auf ihre karbonatfazielle Entwicklung auf. Diese ist außergewöhnlich stark vom geologischen Rahmen und der Art der Entstehung geprägt, sogar bei den späten Entwicklungen der Langzeitseen Randecker Maar und Steinheimer Becken. Während das Randecker Maar aufgrund seiner Genese ein sehr kleines und durch die Kraterwände besonders gut geschütztes Becken darstellt, in dem sich anoxische Laminite bilden konnten, handelte es sich beim Steinheimer Becken um einen wohl eher alkalischen See mit einer starken Übersättigung an Karbonaten. Laminite sind hier seltener. Der Süßwasserkalk-Gürtel vom Tautschbuch wiederum war stark geprägt von einer sehr geringen Wassertiefe mit Bodenbildungen und hochfrequenten Seespiegelschwankungen, wahrscheinlich tektonisch gesteuert durch das Schließen der Paratethys. Allen Vorkommen gemein ist, dass ihre Fazies stark abhängig war vom Umgebungsgestein, denn der Weißjurakalk bot hier eine unerschöpfliche Karbonatquelle.

#### 5. LITERATUR

- ADAM, K.D. (1980): Das Steinheimer Becken – eine Fundstätte von Weltgeltung. – Jahreshefte der Gesellschaft für Naturkunde Württembergs, **135**: 32–144.
- BAHRIG, B., MENSINK, H. & W. MERGELSBERG (1986): Das Steinheimer Becken (Süddeutschland): Erläuterungen zu einer geologischen Karte 1:10.000. – Bochumer geologische und geotechnische Arbeiten.
- BAJOR, M. (1965): Zur Geochemie der tertiären Süßwasserablagerungen des Steinheimer Beckens, Steinheim am Albuch (Württemberg). – Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, **7**: 355–386.
- BUCHNER, E. & M. SCHMIEDER (2010): Steinheim suevite – A first report of melt-bearing impactites from the Steinheim Basin (SW Germany). – Meteoritics and Planetary Science, **45**: 1093–1107.
- BUCHNER, E., SCHWARZ, W.H., SCHMIEDER, M. & M. TRIELOFF (2013): Das Alter des Meteoritenkraters Nördlinger Ries – eine Übersicht und kurze Diskussion der neueren Datierungen des Riesimpakts. – Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, **164**: 433–445.
- BUCHNER, E. & M. SCHMIEDER (2015): The Steinheim Basin impact crater (SW-Germany) – Where are the ejecta? – ICARUS – International Journal of Solar System Studies, **250**: 529–543.

- GEYER, O. & M. GWINNER (1985): Geologie von Baden-Württemberg. – 472 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- GORTHNER, A. (1992) Bau, Funktion und Evolution komplexer Gastropodenschalen in Langzeit-Seen. – Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde B, **190**: 1–173.
- HAAG, H.W. (1960): Die Geologie des Blattes Zwiefalten Nr 7722 1:25.000.
- HEIZMANN, E.P.J. & W. REIFF (2002) Der Steinheimer Meteorkrater; 160 S. – München (Pfeil).
- HILGENDORF, F. (1867) Über *Planorbis multiformis* im Steinheimer Süßwasserkalk. – Monatsberichte der Königlich Preussischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, **1866**: 474–504.
- HILGENDORF, F. (1879) Zur Streitfrage des *Planorbis multiformis*. – Kosmos, **5**: 90–99.
- IVANOV, B.A. & D. STÖFFLER (2005): The Steinheim impact crater, Germany: Modeling of a complex crater with central uplift (abstract #1443). – In: 36th Lunar and Planetary Science Conference.
- JANKOWSKI, B. (1981): Die Geschichte der Sedimentation im Nördlinger Ries und Randecker Maar. – Bochumer Geologische und Geotechnische Arbeiten, **6**: 1–315.
- KRAUTTER, M. & G. SCHWEIGERT (1991): Bemerkungen zur Sedimentation, Flora und dem Paläoklima des Randecker Maars (Unter-/Mittel-Miozän, Schwäbische Alb). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, **1991**: 505–514.
- KUHLEMANN, J. & O. KEMPF (2002): Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics. – Sedimentary Geology, **152**: 45–78.
- LORENZ, V. (2000): Formation of maar-diatreme-volcanoes. – Terra Nostra, **2000**: 284–291.
- LORENZ, V. & B. ZIMANOWSKI (2000): Volcanology of the West Eifel Maars. – Mainzer Naturwissenschaftliches Archiv, Beihefte, **24**: 30–51.
- MÄUSSNEST, O. (1978): Karte der vulkanischen Vorkommen der mittleren Schwäbischen Alb und ihres Vorlandes (Schwäbischer Vulkan) 1:100.000; Stuttgart (Landesvermessungsamt Baden-Württemberg).
- MENSINK, H. (1984) Die Entwicklung der Gastropoden im miozänen See des Steinheimer Beckens (Süddeutschland). – Palaeontographica A, **183**: 1–63.
- NÜTZEL, A. & K. BANDEL (1993) Studies on the side-branch planorbids (Mollusca, Gastropoda) of the Miocene crater lake of Steinheim am Albuch (southern Germany). – Scripta Geologica, Special Issue **2**: 313–357.
- PILLER, W.E., HARZHAUSER, M. & O. MANDIC (2007): Miocene Central Paratethys stratigraphy – current status and future directions. – Stratigraphy, **4**: 151–168.
- RASSER, M.W. (2006): 140 Jahre Steinheimer Schnecken-Stammbaum: der älteste fossile Stammbaum aus heutiger Sicht. – Geologica et Palaeontologica, **40**: 195–199.
- RASSER, M.W. (2012): Das Randecker Maar: Fossilien aus einem miozänen Kratersee. – Fossilien, **29**: 86–91.
- RASSER, M.W. (2013b): Darwin's dilemma: The Steinheim snails' point of view. – Zoosystematics and Evolution, **89**: 13–20.
- RASSER, M.W. (2014): Evolution in isolation: the Gyraulus species flock from Miocene Lake Steinheim revisited. – Hydrobiologia, **739**: 7–24.
- RASSER, M.W. & A.P. COVICH (2014): Predation on freshwater snails in Miocene Lake Steinheim: a trigger for intralacustrine evolution? – Lethaia, **47**: 524–532.

- RASSER, M.W. & M. HARZHAUSER (Coordinators) (2008): Paleogene and Neogene. – In: McCANN, T. (Hrsg.): *The Geology of Central Europe*, Vol. 2: Mesozoic and Cenozoic; 1031–1139. – London (The Geological Society).
- RASSER, M.W., BECHLY, G., BÖTTCHER, R., EBNER, M., HEIZMANN, E.P.J., HÖLTKE, O., JOACHIM, C., KERN, A.K., KOVAR-EDER, J., NEBELSICK, J.H., ROTH-NEBELSICK, A., SCHWEIGERT, G., SCHOCH, R.R., & R. ZIEGLER (2013a): The Randeck Maar: Palaeoenvironment and habitat differentiation of a Miocene lacustrine system. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **392**: 426–453.
- RASSER, M.W., BATTENSTEIN, M., DYNOWSKI, J.F., FRIEDRICH, J.P., GÖHRINGER, F., GREIN, M., JOACHIM, C., KAMENZ, M., KAPITZKE, M., KOBLIZEK, P., LEHMKUHL, A., NEBELSICK, J.H. RIETER, M., & A. ROTH-NEBELSICK (2013b): Ein neues Sedimentprofil vom Randecker Maar (Unter/Mittelmiozän, Schwäbische Alb). – *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins*, **95**: 323–336.
- RASSER, M.W., SCHWEIGERT, G., BECKENBACH, E. & T. MÜLLER (2014): The Miocene Randeck Maar (SW Germany): Geological compilation and census of scientific excavations. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, **274**: 209–218.
- REIFF, W. (2004): *Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25.000, 7326 Heidenheim*, mit Erläuterungen; 223 S. – Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg.
- SCHLICKUM, R. (1976): Die in der pleistozänen Gemeindegiesgrube von Zwiefaltendorf a. d. Donau abgelagerte Molluskenfauna der Silvanaschichten. – *Archiv für Molluskenkunde*, **107**: 1–31.
- SCHMIEDER, M. & E. BUCHNER (2013): Strahlenkegel in Opalinuston-Konkretionen des Steinheimer Beckens (Baden-Württemberg). – *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **164**: 433–445.
- SCHOCH, R.R. & M.W. RASSER (2013): A new salamandrid from the Miocene Randeck Maar, Germany. – *Journal of Vertebrate Paleontology*, **33**: 58–66.
- SCHWARZ, F. (1913): Beschreibung des Tertiärs im Tautschbuch-Emerberggebiet; 54 S. – Tübingen (H. Laupp).
- SCHWEIGERT, G. (1998): Das Randecker Maar – ein fossiler Kratersee am Albtrauf. – *Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde C*, **43**: 1–70.
- SCHWEIGERT, G. & G. BECHLY (2001): Bibliographie zur Geologie und Paläontologie des Randecker Maars (Unter-Miozän, Südwestdeutschland) 1825–2000. – *Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde B*, **302**: 1–12.
- SEILACHER, A., REIFF, W.E. & P. WENK (2007): The parasite connection in ecosystems and macroevolution. – *Naturwissenschaften*, **94**: 155–169.
- WERNER, W. (2013): Gauinger, Sonderbucher und Riedlinger Travertin. – In: *Naturwerksteine aus Baden-Württemberg*; S. 279–294. – Rüsselsheim (Asterion).
- WESTPHAL, F. (1963): Ein fossilführendes Jungtertiär-Profil aus dem Randecker Maar (Schwäbische Alb). – *Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereins, neue Folge*, **45**: 27–43.
- WOLFF, M. & H. FÜCHTBAUER (1976): Die karbonatische Randfazies der tertiären Süßwasserseen des Nördlinger Ries und des Steinheimer Beckens. – *Geologisches Jahrbuch*, **D14**: 3–53.

ZÖBELEIN, H.K. (1973): Über das Pleistozän um Zwiefaltendorf an der Donau (Baden-Württemberg). – Jahreshefte des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg, 15: 251–302.

Adressen der Autoren:

MICHAEL W. RASSER  
Staatliches Museum für Naturkunde Stuttgart  
Rosenstein 1  
70191 Stuttgart  
Email: michael.rasser@smns-bw.de

ELMAR BUCHNER  
Hochschule Neu-Ulm  
Wileystraße 1  
89231 Neu-Ulm  
Email: elmar.buchner@hs-neu-ulm.de