Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 90 (1997)

Heft: 1

Artikel: Litho- und Biostratigraphie der mittel- bis obermiozänen Bois de Raube-Formation (Nordwestschweiz)

Autor: Kälin, Daniel

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-168147

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 28.01.2026

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

Eclogae geol. Helv. 90 (1997) 97–114
0012-9402/97/010097-18 $1.50 + 0.20/0

© Birkhäuser Verlag, Basel, 1997

Eclogae Geologicae Helvetiae

Litho- und Biostratigraphie der mittel- bis obermiozänen Bois de Raube-Formation (Nordwestschweiz)

DANIEL KÄLIN[1]

Key words: Bois de Raube-Formation, Vogesenschüttung, Molasse, Mammals, Jura folding

ZUSAMMENFASSUNG

Mittels Kleinsäugerfunden konnte die für die Altersfrage der Jurafaltung relevante *Bois de Raube-Formation* («Vogesenschüttung», ehemals «Vogesensande und -schotter») datiert und in die Säuger-Einheiten MN 7 bis MN 9 eingestuft werden (ca. 14–11 Ma). Innerhalb der Bois de Raube-Formation lassen sich drei Member *(Montchaibeux-, Bois de Raube-* und *Ajoie-Member)* unterscheiden und es zeigte sich, dass die Bois de Raube-Formation des Beckens von Delémont (Montchaibeux- und Bois de Raube-Member) altersmässig nicht derjenigen der Ajoie (Ajoie-Member) gleichgestellt werden kann. Die Bois de Raube-Formation des Beckens von Delémont stellt den älteren, mittelmiozänen, die Bois de Raube-Formation der Ajoie den jüngsten, spätmiozänen Anteil der Vogesenschüttung dar. Der nach NW heterochrone und retrograde Charakter der Bois de Raube-Formation wird zudem durch Geröll- und Schwermineralanalysen bestätigt.

Durch den Vergleich mit ebenfalls über Kleinsäuger gewonnenen Altersdaten aus den weiter östlich gelegenen Juranagelfluh-Schuttfächern bestätigt sich auch die von Rollier (1898) postulierte Gleichaltrigkeit von Vogesenschüttung und Juranagelfluh. Die jüngsten, randlich in die Jurafaltung miteinbezogenen Anteile der Bois de Raube-Formation liefern ein Maximalalter für die Jurafaltung. Diese muss aufgrund der Säugerdaten jünger als 11 Ma sein.

Vogesenschüttung und Juranagelfluh dokumentieren die im Mittelmiozän beginnende verstärkte Hebung von Schwarzwald und Vogesen, die sich am Nordrand des Molassebeckens mit dem erstmaligen Einsetzen von grobkonglomeratischen Schüttungen äussert.

ABSTRACT

The *Bois de Raube Formation* («Vogesenschüttung», formerly «Vogesensande und -schotter») of northwestern Switzerland could be dated by recent findings of small mammals. The Vertebrate faunas suggest an age of MN 7 to MN 9 (14–11 Ma). The Bois de Raube Formation is divided into three members *(Montchaibeux, Bois de Raube* and *Ajoie).* The oldest parts of this formation located in the basin of Delémont (the Montchaibeux and Bois de Raube members) are of Middle Miocene age (MN 7, 14 Ma), whereas the youngest part of the Bois de Raube Formation (the Ajoie member), found in the Ajoie region, is of Late Miocene age (MN 9, 11 Ma). The heterochronous character of the Bois de Raube Formation is also suggested by its heavy-mineral and pebble content. The postulation put forward by Rollier (1898) of the same age for both the Vogesenschüttung and the Juranagelfluh is thus now confirmed.

The youngest layers of the Bois de Raube Formation are of MN 9-age. It is therefore concluded that the maximum age of the Jura-folding is 11 Ma.

The conglomeratic sedimentation along the northern boundary of the Molasse basin has to be seen in connection with the uplift of the Vosges and Black Forest during Middle Miocene time.

RESUME

Grâce aux nouvelles faunes de micromammifères récoltées dans la *Formation du Bois de Raube* («Vogesenschüttung», «Sables et Graviers Vosgiens»), il est démontré que cette formation est d'âge MN 7 à MN 9 (14–11 Ma). Elle est subdivisée en trois membres *(Membres du Montchaibeux, du Bois de Raube et d'Ajoie).* On observe une diachronie entre les deux premiers, présents dans le bassin de Delémont (MN 7, Miocène moyen) et le troisième, présent en Ajoie (MN 9, Miocène supérieur).

D'autre part, l'analyse des minéraux lourds et des galets renforce le caractère diachrone de ces dépôts conglomératiques. En outre, la contemporanéité de la Formation du Bois de Raube avec les «Juranagelfluh», publiés par Rollier (1898) est confirmée.

Dans sa partie la plus jeune (Ajoie), la Formation du Bois de Raube est d'âge MN 9. Par conséquence, le plissement du Jura, qui affecte ces sédiments, est postérieur à 11 Ma.

Les galets des dépôts conglomératiques sont originaires des Vosges et de la Forêt noire et témoignent d'un soulèvement Vosges/Forêt noire dès le Miocène moyen.

1. Einleitung

Im Rahmen einer Dissertation (Kälin 1993) wurde eine umfassende Neubearbeitung der Litho- und Biostratigraphie der Oberen Süsswassermolasse (OSM) der Nordwestschweiz durchgeführt. Einer der Hauptaspekte (Bois de Raube-Formation, Vogesenschüttung) wird in der vorliegenden Arbeit separat vorgestellt.

Der Datierung der Bois de Raube-Formation kommt deshalb eine spezielle Bedeutung zu, weil sie einerseits das jüngste Molasse-Tertiär der Schweiz nördlich der Alpen darstellt und andererseits ihre Sedimente aufgrund ihrer Lage innerhalb des Faltenjuras (Fig. 1, 2) ein Maximalalter für die Jurafaltung liefern.

[1] Naturhistorisches Museum Basel, Augustinergasse 2, CH–4001 Basel

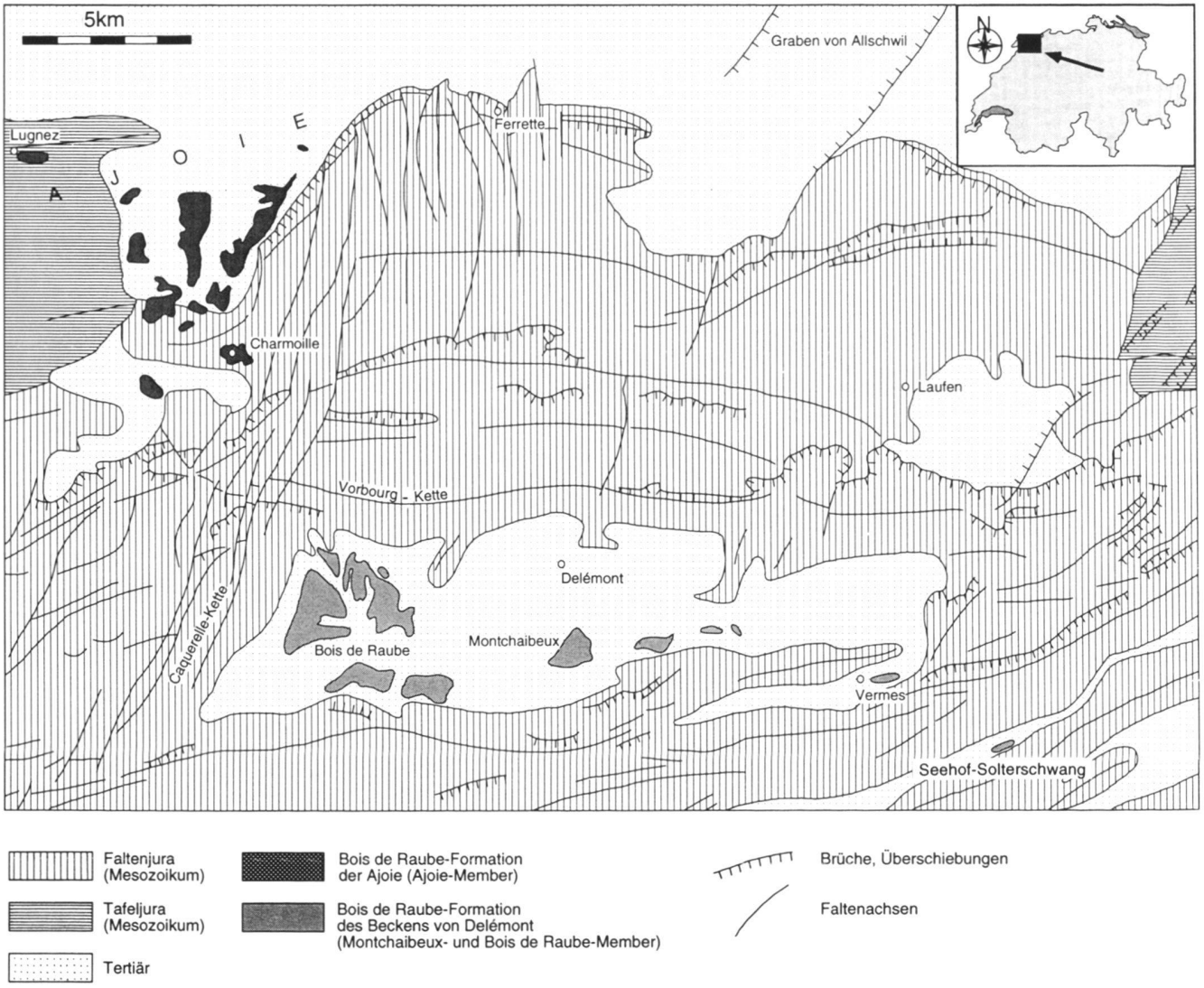


Fig. 1. Geographische Übersicht über das Untersuchungsgebiet und die Verbreitung der Bois de Raube-Formation. Umgezeichnet nach der französischen geologischen Landeskarte Ferrette 1:50 000 des Bureau de recherches géologiques et minières (BRGM) von 1973.

2. Geologischer Rahmen

Erst im mittleren Miozän erhielt die nordalpine Vorlandsenke (Molassebecken) auch bedeutende Sedimentzufuhren aus Norden, von Schwarzwald und Vogesen her. Dies äusserte sich in mehreren kleineren Schuttfächern entlang dem nördlichen Rand des Molassebeckens (Fig. 3). Zusammen mit lokalen Süsswasserbildungen bauen diese Schüttungen die Obere Süsswassermolasse der Nord- und Nordwestschweiz auf und beinhalten die jüngsten Anteile der schweizerischen Molasse.

Vor allem der westliche Teil des Beckens von Delémont (Bois de Raube) sowie der südöstliche Teil der Ajoie (Fig. 1) enthalten eine bis maximal 120 m mächtige detritische Molasseserie, deren Geröllinhalt aus den 30 bis 40 km entfernten Südvogesen herzuleiten und die von Liniger (1925, 1967) detailliert beschrieben worden ist. Die Bois de Raube-Formation lagert dabei in der Ajoie und im westlichen Delsberger Becken in bis zu 100 m tiefen Rinnen der tertiären oder mesozoischen Unterlage, welche als Reste einer mittelmiozänen Topographie gedeutet werden (Liniger 1953, Kälin 1993).

Im Bereich des heutigen Faltenjura verfingerte sich die Vogesenschüttung mit der beckenaxialen E-W-Hauptentwässerung zur Zeit der OSM (Glimmersandschüttung, Lemcke et al. 1953, Hofmann 1955, 1969), Figur 2, 3. Diese Verfingerung ist allerdings infolge Erosion heute nicht mehr erhalten.

Zusätzliche Bedeutung bekommt die Bois de Raube-Formation im Becken von Delémont durch ihre geographische Lage (Fig. 1, 2). Durch die Vorbourg-Kette von den nörd-

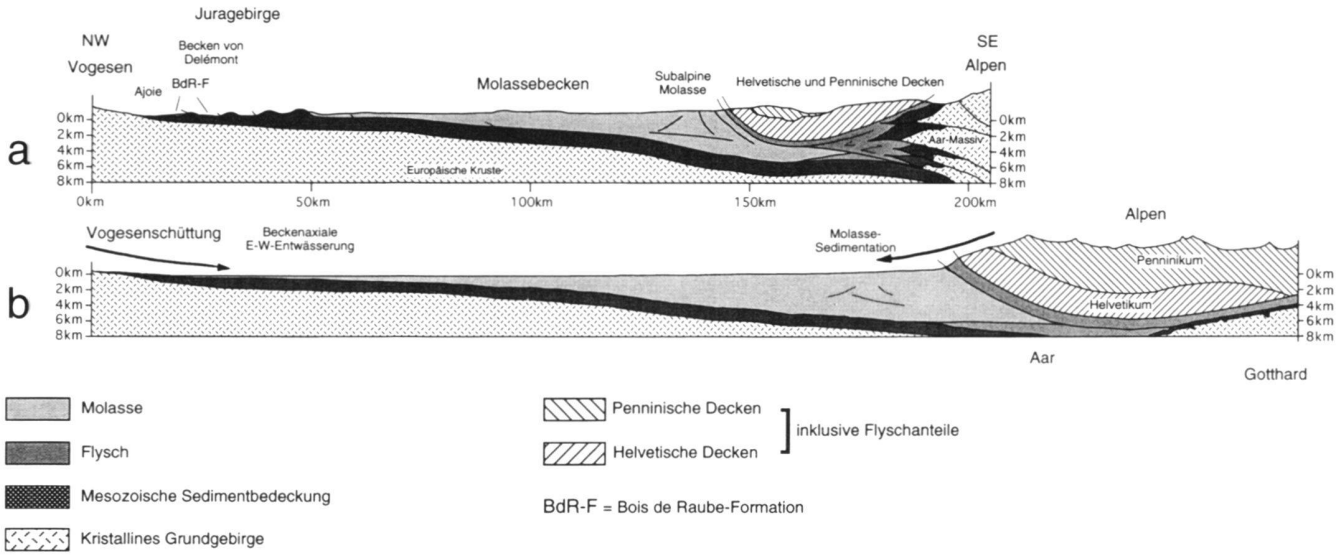


Fig. 2. Schematische NW-SE-Profile durch das zentrale schweizerische Molassebecken.
a: Heute
b: an der Wende Mittel-/Jungmiozän (ca. 11–12 Ma).
Profil a neu gezeichnet unter Verwendung von Profilen von Burkhard 1990, Trümpy 1985 und Ziegler 1982.

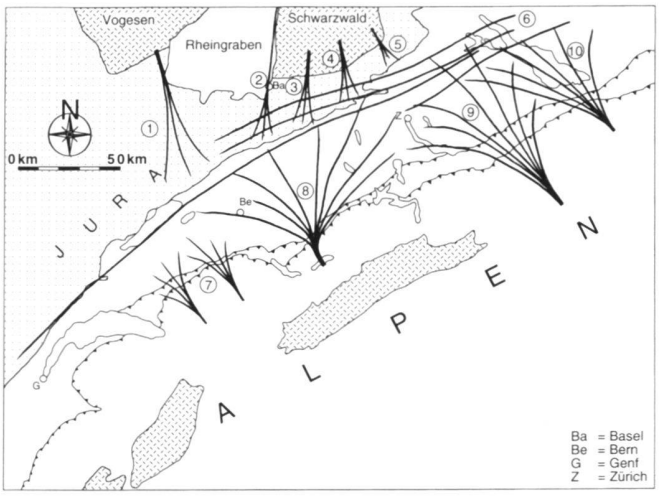
licheren Vorkommen in der Ajoie getrennt, mussten die Gerölle der Bois de Raube-Formation des Beckens von Delémont vor der Auffaltung des Faltenjuras in ihre heutige Lage gelangt sein. Die (mitverfaltete) Bois de Raube-Formation liefert somit ein Maximalalter für die Jurafaltung.

3. Erforschungsgeschichte der Bois de Raube-Formation

Die Bois de Raube-Formation ist den Geologen schon früh wegen der Fremdartigkeit ihrer Geröllkomponenten aufgefallen. Bereits 1852 berichtet Merian, dass er zusammen mit den Herren Bonanomi und Greppin diese Geröllablagerungen untersucht habe. Für die drei Geologen bestand schon damals Einigkeit darüber, dass der grösste Teil der Gerölle aus den Südvogesen stammt. Greppin (1855, 1870) gibt dann eine umfangreiche Beschreibung der Schotter und ihres Fossilinhaltes. Es war auch Merian (1852: 146), der als erster darauf hinwies, dass die Geröllschüttung älter als die Jurafaltung sein musste.

Die bisher ausführlichste Beschreibung der Geröllablagerung stammt von Liniger (1925, 1963, 1964, 1967). Liniger erkannte in der Bois de Raube-Formation des Beckens von Delémont einen tiefern, feinkörnigeren und einen höheren, grobkonglomeratischen Anteil. Der tiefere Anteil wurde von Liniger als «Vogesensande», der höhere Anteil als «Vogesenschotter» (auch Bois de Raube-Schotter genannt) ausgeschieden.

Die weiter nördlich, in der Ajoie auftretende Bois de Raube-Formation wurde aufgrund ihrer lithologischen Ähnlichkeit dem tieferen Anteil der Bois de Raube-Formation im



1 Vogesenschüttung
2 Juranagelfluh des Beckens von Laufen
3 Basler Juranagelfluh
4 Aargauer Juranagelfluh
5 Randen-Juranagelfluh
6 Beckenaxiale Glimmersand-Schüttung
7 Fribourger Schüttung
8 Napf-Schüttung
9 Hörnli-Schüttung
10 Bodensee-Schüttung

Fig. 3. Paläogeographie des schweizerischen Molassebeckens an der Wende Mittel-/Jungmiozän. Leicht verändert nach Büchi & Schlanke (1977).

Becken von Delémont (also den «Vogesensanden») gleichgestellt (Liniger 1925). Da in der Bois de Raube-Formation der Ajoie bei Charmoille (Hummel 1914, Stehlin 1914) eine Gross-

säugerfundstelle mit dem damals «pontischen» Leitfossil *Hipparion* vorlag, ergab sich für Liniger (1964) die Einstufung der vermeintlich hangenden «Vogesenschotter» (jenen des Beckens von Delémont) ins damalige «Oberpontien».

Greppin (1870) und Liniger (1925) erkannten in der nordwestlichen Ecke des Beckens von Delémont eine diskordante Auflagerung der Bois de Raube-Formation auf den Südschenkel der Vorbourg-Kette. Liniger (1925: 41,46) interpretierte die Verhältnisse dahingehend, dass in einer ersten Faltungsphase des Juras die liegenden «Vogesensande» mit dem Südschenkel der Vorbourg-Kette verfaltet worden seien. Nach einer Einebnung der ersten Jurafalten seien daraufhin die «Vogesenschotter» diskordant sowohl über die jetzt gekappten «Vogesensande» als auch den Südschenkel der Vorbourg-Kette geschüttet worden. In einer zweiten Faltungsphase seien schliesslich auch die «Vogesenschotter» verfaltet worden. Als Konsequenz ergab sich für Liniger eine phasenweise Auffaltung des Juras. Die sg. Zweiphasenhypothese der Jurafaltung hielt sich bis Anfang der sechziger Jahre, wurde dann aber von Laubscher (1962) aufgrund kinematischer Überlegungen widerlegt.

Das allgemeine Interesse verschob sich daraufhin von mehr stratigraphischen Fragen zu grundlegenden tektonischen Aspekten der Jurafaltung. Seit der Arbeit von Liniger (1967) wurden keine weiteren stratigraphischen Arbeiten in der Bois de Raube-Formation getätigt.

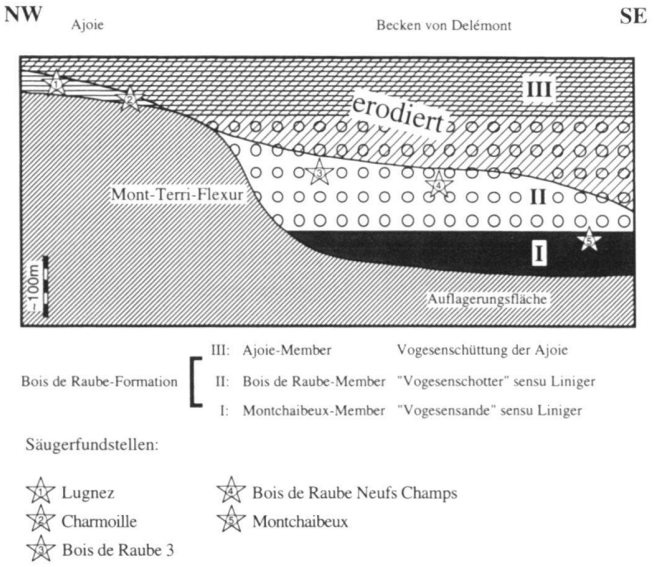


Fig. 4. Schematisches NW-SE Profil durch die Bois de Raube-Formation von der Ajoie bis ins Becken von Delémont. Wiedergegeben ist die Situation vor der Jurafaltung. Das im Vergleich zum Montchaibeux- und Bois de Raube-Member jüngere Alter des Ajoie-Members ist durch Säugerdaten gesichert (Kap. 5).

4. Lithostratigraphie

4.1 Begründung der Neudefinitionen

Durch die falsche Korrelation Linigers der Bois de Raube-Formation der Ajoie (vgl. Kap. 6) sind die Begriffe «Vogesensande» und «Vogesenschotter» stratigraphisch vorbelastet («Vogesensande» = Liegendes und «Vogesenschotter» = Hangendes). Eine Neubenennung drängt sich somit auf. Im Rahmen der Neudefinition der Member wird der inadequate Begriff «Vogesensande und -schotter» durch den Begriff *Bois de Raube-Formation* ersetzt. Der Name Bois de Raube-Formation leitet sich nach den Hügeln des Bois de Raube im westlichen Becken von Delémont ab, die das Hauptverbreitungsgebiet der Bois de Raube-Formation darstellen.

4.2 Definition der Bois de Raube-Formation und ihrer Member

Die Bois de Raube-Formation wird als eine Abfolge von überwiegend Mergeln, Sanden und Schottern definiert, wobei sich letztere durch ihren Geröllinhalt aus den Südvogesen auszeichnen.

Aufgrund meiner Feldaufnahmen von 1989–1991 und der dabei getätigten Geröll- und Schwermineral-Analysen lassen sich innerhalb der Bois de Raube-Formation vom Liegenden zum Hangenden drei Member unterscheiden (vgl. Fig. 4):

1) Das *Montchaibeux-Member* besteht aus feinkörnigen Mergeln und Sanden. Sie bilden die Basis der Bois de Raube-Formation im Becken von Delémont und entsprechen den «Vogesensanden» des Bois de Raube sensu Liniger. Das Montchaibeux-Member enthält keine Schotterlagen und lässt sich besonders auf der Ostseite des Bois de Raube-Schuttfächers im Bachgraben von La Lovère studieren. Gute Aufschlüsse bestanden auch auf der Westseite (Deponiegrube bei Courte Queue, Koordinaten 583′870/ 244′830). Auf der Südseite des Schuttfächers entstanden nördlich Bassecourt 1994 anlässlich von Strassenarbeiten im Zusammenhang mit der Transjuranne ebenfalls grössere Aufschlüsse im Montchaibeux-Member. Oberflächlich verrutschte Gerölle des darüberliegenden grobkonglomeratischen Bois de Raube-Member täuschten hier eine grössere Mächtigkeit desselben vor.

Ebenfalls zum Montchaibeux-Member sind die Sandstein/Mergel-Abfolge des Montchaibeux südlich Delémont (Fig. 1, Liniger 1925) sowie die schlecht aufgeschlossenen Sande und Mergel über den mittelmiozänen Süsswasserkalken von Vermes (Elber 1920, Liniger 1925, Engesser et al. 1981, Kälin 1993) zu rechnen.

Die Vorkommen des Montchaibeux-Members sind auf das Becken von Delémont beschränkt. Die maximale, heute noch erhaltene Mächtigkeit des Montchaibeux-Members liegt bei etwa 110 m.

Als Typlokalität bietet sich ein Abriss am Südhang des Montchaibeux an. Koordinaten 593′420/242′770. Durchgehen-

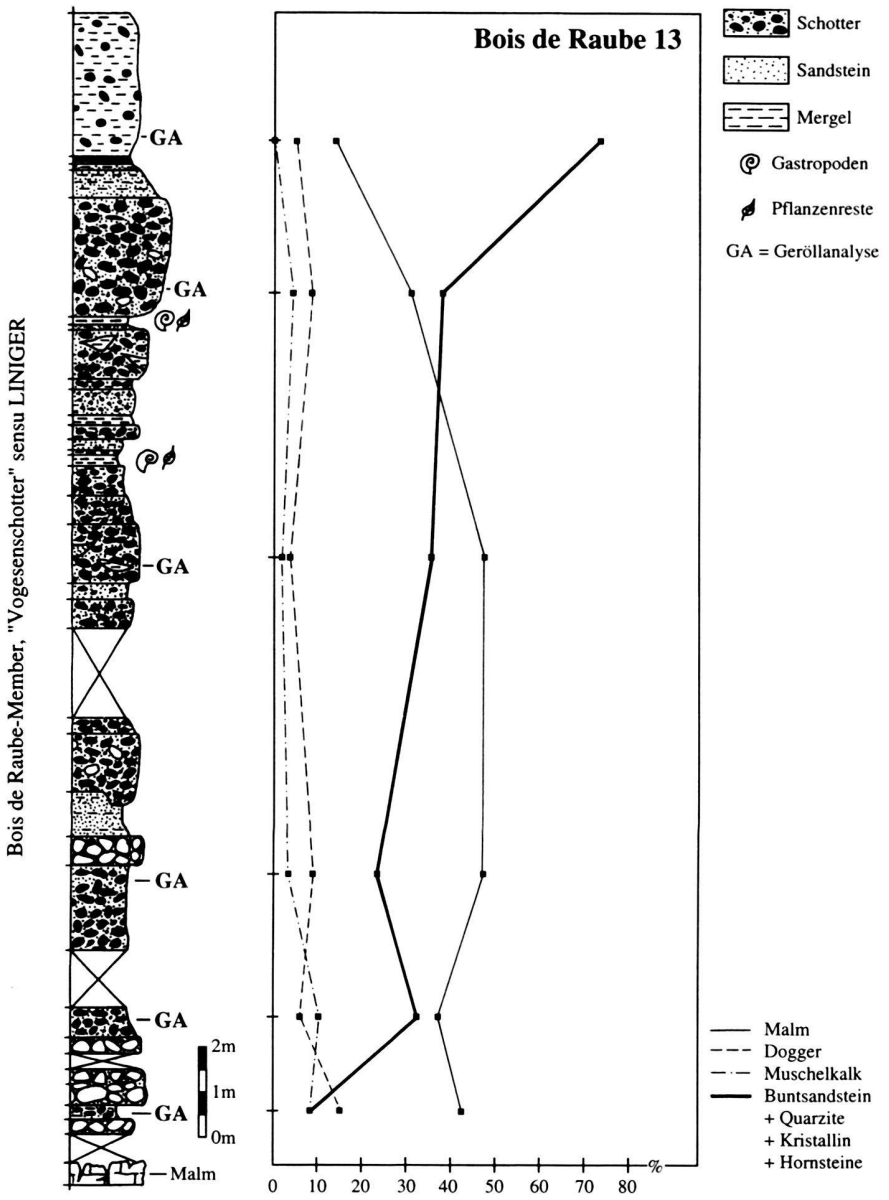


Fig. 5. Entwicklung der Geröllanteile innerhalb des Profiles Bois de Raube 13 (Bois de Raube-Member, «Vogesenschotter» sensu Liniger). Grosse Malmgerölle sind speziell hervorgehoben (weiss).

de Profile existieren aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse zur Zeit keine, aus demselben Grund wird auf die Wiedergabe eines Profils verzichtet.

Die Auflagerung des Montchaibeux-Members erfolgt im östlichsten Teil des Beckens von Delémont konkordant auf die mittelmiozänen Süsswasserkalke von Vermes (Engesser et al. 1981, Kälin 1993), gegen W erfolgt die Auflagerung diskordant auf immer ältere Schichten. Auf dem Südschenkel der Vorbourg-Kette lagert das Montchaibeux-Member schliesslich direkt Malm auf. Die Obergrenze zum hangenden Bois de Raube-Member wird mit dem erstmaligen Auftreten von Schotterlagen gezogen.

2) Das *Bois de Raube-Member* wird hauptsächlich aus grobkonglomeratischen Schotterlagen, untergeordnet auch Sanden und Mergeln aufgebaut (vgl. Profil Bois de Raube 13, Fig. 5). Dieses Member entspricht den «Vogesenschottern» des Bois de Raube sensu Liniger. Die Schotter enthalten vor allem in der unteren Hälfte der Schüttung noch zahlreiche Kalkgerölle (Malm, Dogger, Muschelkalk). Gegen das Hangende ist eine kontinuierliche Abnahme der Kalkgerölle und eine Zunahme von Quarziten, Buntsandstein und Kristallin feststellbar (vgl. Fig. 5). Innerhalb des Bois de Raube-Members können zwei unterschiedliche Schottertypen beobachtet werden: «Mischschotter» und «Schotter Typ Ajoie», (Defini-

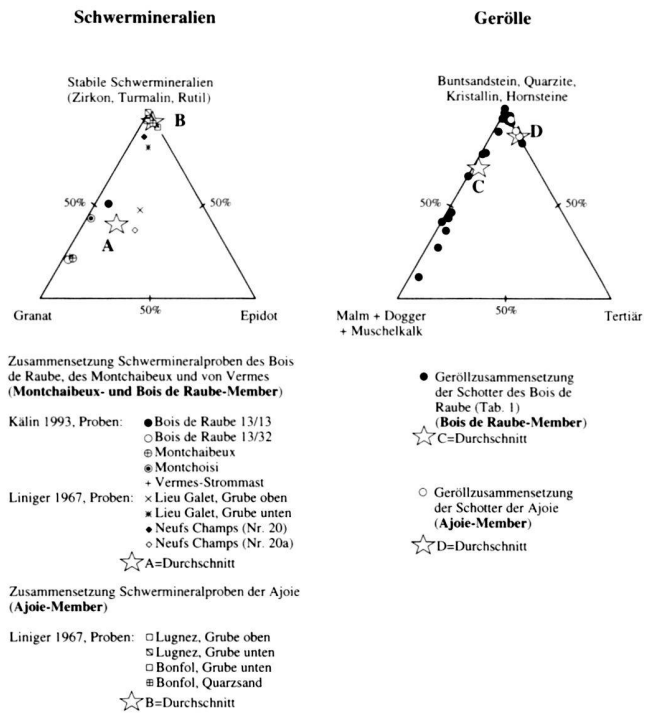


Fig. 6. Geröll- und Schwermineralzusammensetzung innerhalb der Bois de Raube-Formation. Sowohl im Dreieck Schwermineralien als auch im Dreieck Gerölle ist vom Liegenden (Montchaibeux- und Bois de Raube-Member) zum Hangenden (Ajoie-Member) eine Verschiebung zu den stabileren Schwermineralien, respektive Geröllklassen feststellbar.

tion siehe unten). Die Schwermineralzusammensetzung von Montchaibeux- und Bois de Raube-Member ist identisch (Fig. 6 sowie Daten in Kälin 1993).

Die Vorkommen des Bois de Raube-Members sind auf das Becken von Delémont beschränkt. Die maximale, heute noch erhaltene Mächtigkeit des Bois de Raube-Members liegt bei etwa 90 m.

Als Typlokalität gilt der schon von Waibel & Burri (1961) genannte Aufschluss nördlich des Hofes «Mont Choisi» (Koordinaten 586'610/244'115), wo Lithologie und Geröllzusammensetzung gut studiert werden können. Als weitere, zur Zeit am besten aufgeschlossene Lokalität sei das über 40 m mächtige Profil Bois de Raube 13 genannt (Basis bei Koordinaten 585'185/246'400, vgl. Fig. 5), beide Lokalitäten sind aber nicht gut aufgeschlossen und vom Überwachsen bedroht.

Die Untergrenze zum liegenden Montchaibeux-Member erfolgt mit dem Aussetzen der Schotterlagen. Die Auflagerung des hangenden Ajoie-Members kann infolge Erosion heute nicht mehr beobachtet werden (Fig. 4).

3) Das *Ajoie-Member* wird neben wenigen Schotterlagen hauptsächlich von Sanden und Mergeln aufgebaut. Häufiger treten auch tonige Horizonte auf, ganz auf das Ajoie-Member beschränkt sind autochthone Bohnerzbildungen. Das Ajoie-Member enthält keine «Mischschotter», wie sie im Bois de Raube auftreten, sondern ausschliesslich Schotter des Typs «Ajoie» (Definition siehe unten). Nur untergeordnet enthalten sie lokale Beimengungen von Dogger und Malm (Tschopp 1960: 21). Die Schwermineralzusammensetzung des Ajoie-Members unterscheidet sich deutlich vom Montchaibeux- und Bois de Raube-Member, indem eine Verschiebung des Schwermineralspektrums hin zu den stabileren Schwermineralien zu beobachten ist (Fig. 6).

Die Vorkommen des Ajoie-Members sind auf die Ajoie beschränkt. Einzig ein kleines Vorkommen bei Seehof-Solterschwang (Fig. 1, Tab. 7) könnte mit Vorbehalten ebenfalls dem Ajoie-Member zugeordnet werden. Die maximale, heute noch erhaltene Mächtigkeit des Ajoie-Members liegt bei etwa 50–60 m.

Als Typlokalität soll die alte Sandgrube von Bonfol, Koordinaten 578'870 /258'030 gelten. Durchgehende Profile existieren aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse zur Zeit keine, aus demselben Grund wird auf die Wiedergabe eines Profils verzichtet.

Die Auflagerung des Ajoie-Members auf das Bois de Raube-Member kann infolge Erosion heute nicht mehr beobachtet werden.

In Figur 4 ist die räumliche Verteilung der drei Member aufgeführt. Die ursprüngliche Gesamtmächtigkeit der Bois de Raube-Formation im Becken von Delémont kann dabei nur grob geschätzt werden. In der Ajoie liegen heute maximal 50–60 m, im Bois de Raube maximal 120–130 m und am Montchaibeux ca. 80–110 m Sedimente der Bois de Raube-Formation vor. Ausser der Untergrenze des Bois de Raube-Member liegen keine markanten Leithorizonte vor. Die drei Profile können sich höchstens im Bereich des Montchaibeux-Members geringfügig überschneiden, die ursprüngliche Gesamtmächtigkeit muss im Becken von Delémont somit auf über 300 m geschätzt werden.

Aus den Geröllauszählungen (Tab. 1) und dem Dendrogramm der Clusteranalyse (Fig. 7) geht hervor, dass in der Bois de Raube-Formation zwei verschiedene Arten von Schottern auftreten: *Mischschotter* und *Schotter des Typs Ajoie*. Die Mischschotter enthalten hohe Anteile von Kalkgeröllen (Malm, Dogger, Muschelkalk) und sind nur in der Bois de Raube-Formation des Beckens von Delémont zu finden. Gegen die höheren Schüttungsanteile ist dort eine deutliche Abnahme dieser drei Komponenten festzustellen. Der Muschelkalkanteil verschwindet sogar ganz. Dafür ist eine Zunahme der stratigraphisch älteren Schichtglieder festzustellen (Buntsandstein, Quarzite, Kristallin). Wo kontinuierliche Profile vorliegen, ist diese Entwicklung in der Geröllverteilung gut erkennbar (z.B. Profil Bois de Raube 13, Fig. 5). Den Mischschottern fehlen Gerölle aus der Molasse alsacienne (Oligozän des Rheintalgrabens und des Beckens von Delémont); deren Aufarbeitung ist nur im Schwermineralgehalt nachweisbar. Der erste Typ Schotter wird deshalb Mischschotter genannt, weil er alle ausgeschiedenen Geröllklassen enthält.

Neben den Mischschottern treten nun auch Schotter auf, denen die Malm-, Dogger- und Muschelkalkkomponenten völlig fehlen. Man ist versucht, diesen Typ Schotter als «Restschotter» zu bezeichnen, also als Verwitterungsrest der Mischschotter. Dagegen ist einzuwenden, dass der Schotter sehr viele wenig verwitterungsresistente Porphyre enthält. Ausserdem sind Gerölle aus der Molasse alsacienne (Oligozän des Rheintalgrabens und des Beckens von Delémont) und Kulmgerölle (Unterkarbon) zu nennen, die ebenfalls leicht verwittern.

Dieser zweite Typ Schotter tritt sowohl in der Bois de Raube-Formation der Ajoie als auch des Beckens von Delémont auf. Nach der Ajoie, wo die Schotter ausschliesslich dem zweiten Typ angehören, soll dieser Typ Schotter im folgenden «Schotter-Typ Ajoie» genannt werden. Im Becken von Delémont tritt er an der Basis des Bois de Raube-Members relativ selten auf, gegen die höheren Schüttungsanteile stellt er aber die Mehrzahl der Schotterkörper. Es ist also eine Änderung in der Verteilung der Schotter feststellbar.

Bemerkenswert ist nun die Feststellung, dass in der altersmässig mit der Bois de Raube-Formation vergleichbaren Juranagelfluh des Beckens von Laufen (Kälin 1993) eine ähnliche Beobachtung getätigt werden kann. Sowohl Koch (1923) als auch Liniger (1967: 418) fanden in den höchsten Anteilen der Juranagelfluh bei Fehren/Meltingen quarzit- und kristallinreiche Geröllagen, die weder Muschelkalk, noch Dogger noch Malm enthielten. Da noch heute im Einzugsgebiet und in Schüttungsrichtung der ehemaligen Vogesenflüsse und der westlichsten Juranagelfluhschüttung jeweils mindestens eine der drei fehlenden stratigraphischen Einheiten ansteht, kann dieses auffällige Verschwinden nicht mit einer seinerzeitigen vollständigen Erosion der betreffenden Schichtglieder erklärt werden. Mit einer Änderung des Geröllspektrums vom Liegenden zum Hangenden ist in der Bois de Raube-Formation auch eine Verschiebung des Schwermineral-Spektrums erkennbar (Fig. 6).

Es zeigt sich in der Bois de Raube-Formation der Ajoie gegenüber derjenigen des Beckens von Delémont eine stark veränderte Schwermineralzusammensetzung, indem der Granat- und Epidotanteil fast vollständig reduziert worden ist. Dafür dominiert der Zirkonanteil. Sowohl bei den Geröllen als auch bei den Schwermineralien zeigt sich eine Verschiebung hin zu den stabileren Komponenten. Eine Erklärung für die Verschiebung sowohl des Geröll- wie des Schwermineral-Spektrums ist wohl am ehesten in einer Klimaveränderung zu suchen. Erhöhte Humidität, wie sie von einigen Autoren (z.B. Rabeder 1985: 461, Van der Meulen & Daams 1992) für das Pannonian postuliert wird, würde den Sachverhalt, inklusive Bohnerzbildungen in der höheren Bois de Raube-Formation, erklären helfen. Für eine genaue Abklärung des Problemkreises wären aber weitergehende sedimentologische Untersuchungen notwendig.

In Tab. 2 ist die lithologische Neugliederung der Bois de Raube-Formation («Vogesensande und -schotter») zusammenfassend dargestellt.

Tab. 1. Geröllauszählungen in der Bois de Raube-Formation der Ajoie, des Beckens von Delémont und von Seehof-Solterschwang. Methodik der Geröllauszählungen in Kälin (1993).

	Koordinaten	Lokalität	Tertiär	Malm	Dogger	Muschelkalk	Buntsandstein	Quarzite	Kristallin*	Hornsteine
Bois de Raube-Member	585'680/243'900	Bassecourt-La Maiteneux	1	0	0	0	4	30	59	0
	585'780/245'560	BDR-Les Boulies	0	0	0	0	5	45	42	5
	586'035/246'140	BDR 3	16	0	0	0	8	33	34	2
	585'185/246'400	BDR 13/4	2	42	15	8	1	7	1	0
	585'185/246'400	BDR 13/9	3	37	6	10	1	20	9	2
	585'185/246'400	BDR 13/11	4	47	9	3	2	13	7	1
	585'185/246'400	BDR 13/19	0	47	3	2	0	25	10	0
	585'185/246'400	BDR 13/32	2	31	8	4	3	18	16	1
	585'185/246'400	BDR 13/36	2	14	5	0	11	41	20	1
	586'925/244'310	La Lovère-Stand de Tir	2	8	0	0	8	22	49	8
	584'490/244'160	Le Canton 1	0	17	2	1	1	20	49	4
	584'425/244'180	Le Canton 2	3	0	0	0	4	32	47	7
	584'420/245'440	Séprais-Les Boulies 1	2	44	6	1	2	16	18	2
	584'290/245'500	Séprais-Les Boulies 2	4	0	0	0	11	53	32	0
	584'600/244'420	Tramont 585	0	25	3	0	2	13	38	0
	584'360/244'760	Tramont 600	1	0	0	0	4	29	48	12
	584'625/244'850	Tramont 615	0	0	0	0	3	29	51	11
Ajoie-Member	582'835/251'990	Charmoille-Essert Angelin	10	0	0	0	6	38	42	0
	582'530/255'600	Levoncourt	12	0	0	0	5	34	37	1
	581'125/260'140	Pfetterhouse-Le Fahy	5	0	0	0	22	51	13	7
**	609'420/240'650	Seehof-Solterschwang	4	0	0	0	4	68	12	4

* inklusive Vulkanite

** Zugehörigkeit unsicher

5. Biostratigraphie mit Säugetieren

Schon früh fanden Säugetierfunde aus der Bois de Raube-Formation Eingang in die geologische Literatur. So erwähnt Merian bereits 1852 den Fund eines Einzelzahnes von *Deinotherium giganteum* aus dem Becken von Delémont, unweit von Courfaivre.

Seither sind an mehreren Stellen Reste von Säugetieren gefunden worden (vgl. Tab. 3), wobei es sich bei den alten Fundstellen (vor 1983) ausschliesslich um Grosssäugerreste handelt. Die für eine präzise Altersdatierung ausschlaggebenden Kleinsäuger konnten erstmals 1983 an einem Anriss am Südhang des Montchaibeux nachgewiesen werden. Für die vorliegende Arbeit wurden systematisch erfolgversprechende Horizonte auf Kleinsäuger beprobt. An einer Stelle, Bois de Raube 3, wurden schliesslich ca. 2 t Sediment auf Kleinsäuger geschlämmt. Obwohl nur wenige Fundstellen vorliegen, sind insgesamt 36 verschiedene Säugetier-Taxa in der Bois de Raube-Formation nachgewiesen (Tab. 4).

Tab. 2. Neugliederung der Bois de Raube-Formation aufgrund von Lithologie, Geröllinhalt und Schwermineralien.

Alte Bezeichnungen	Diese Arbeit		Lithologie	Gerölle	Schwermineralien
Hipparion-Sande von Charmoille Vogesen-Schotter und -Sande von Charmoille	Bois de Raube-Formation	Ajoie-Member	Schotter, Sande, Mergel, Tone, Bohnerz-bildungen	Schotter Typ Ajoie (keine Kalkgerölle)	deutlich reduzierter Granat- und Epidot-Anteil massiv erhöhter Zirkon-Anteil
Vogesen-Schotter des Bois de Raube Bois de Raube-Schotter Galets Vosgiens du Bois de Raube à Dinotherium giganteum		Bois de Raube-Member	Schotter, Sande, Mergel	Schotter Typ Ajoie + Misch-Schotter (vollständiges Geröllspektrum)	hohe Granat- und Epidot-Anteile Viel Zirkon und Turmalin
Vogesensande des Bois de Raube Dinotheriensande des Montchaibeux Rötliche Mergel und Sande des Bois de Raube Roter Mergel des Montchaibeux		Montchaibeux-Member	Sande, Mergel	keine Schotter-Lagen	

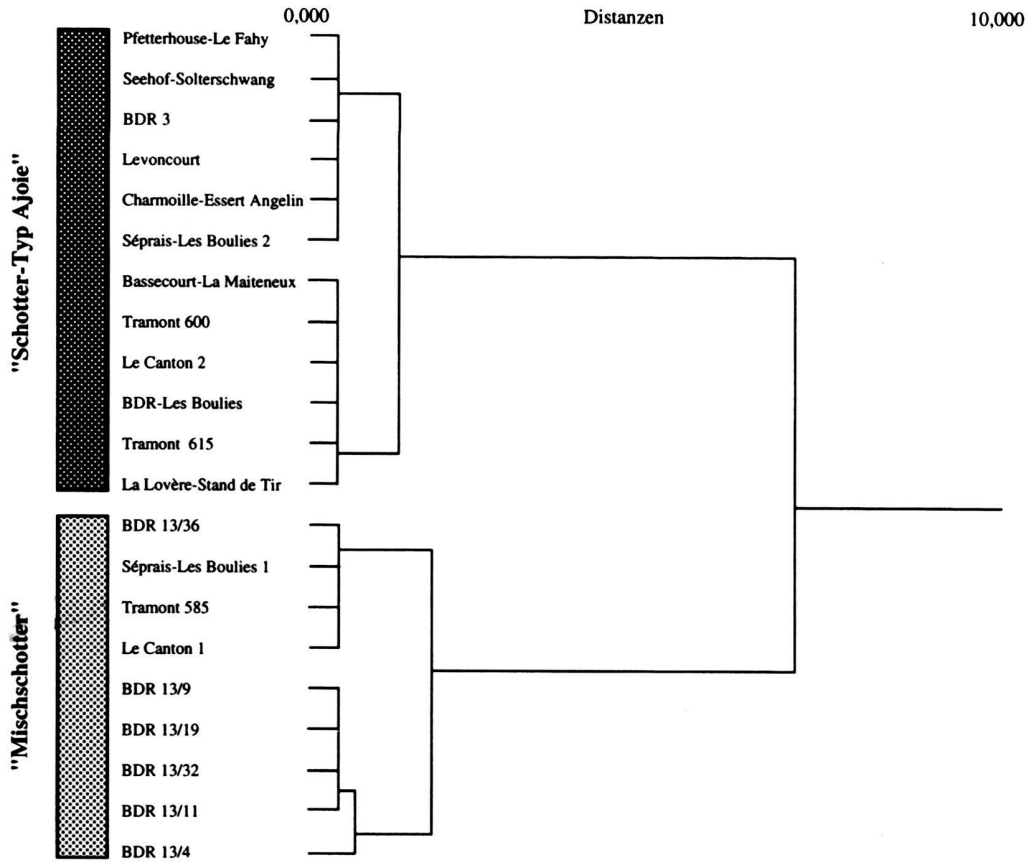


Fig. 7. Vereinfachtes Dendrogramm der Clusteranalyse der Geröllauszählungen in der Bois de Raube-Formation. Verwendet wurde die hierarchische Clusteranalyse nach der Methode von Ward (1963). Für die Wahl der Distanzen erwies sich der Pearson-Korrelations-Koeffizient als geeignet. Die Rohdaten von Tab. 1 wurden vorgängig logarithmisiert [V=log (Vx+ 1)]. Ausführlichere Erläuterungen zur Vorgehensweise in Kälin (1993).

5.1 Die biostratigraphische Einstufung der Säugerfaunen

Im nachfolgenden wird die altersmässige Einstufung der beiden wichtigsten Fundstellen, Bois de Raube 3 und Charmoille, diskutiert.

Für die Alterseinstufung finden die in der Säugetierpaläontologie gebräuchlichen MN-Einheiten (Mein 1975, 1989) Anwendung. Ihr Bezug zur Chronostratigraphie geht aus Tabelle 7 hervor, eine Korrelation zu weiteren Stratigraphien findet sich in Steininger et al. (1989) und Berger (1992).

Bois de Raube 3 (Bois de Raube-Member, Becken von Delémont)

Faunenliste Bois de Raube 3:

Galerix sp.
Eumyarion sp.
Megacricetodon minor
? *Megacricetodon gregarius*
Megacricetodon germanicus
Democricetodon brevis
Democricetodon gaillardi/freisingensis
Cricetodon sp.
Spermophilinus bredai
Cryptopterus/Miopetaurista sp.
Microdyromys miocaenicus
Miodyromys aegercii
Eomuscardinus aff. *sansaniensis*
Prolagus oeningensis
Eurolagus sp.

Tab. 3. Fundorte fossiler Säugetiere innerhalb der Bois de Raube-Formation.

Koordinaten	Fundstelle	Autor/Entdecker
587'400/244'125	Bois de Raube Neufs Champs	MERIAN 1852
?	Montchaibeux	GREPPIN 1870
582'310/253'060	Charmoille	HUMMEL 1914 STEHLIN 1914 SCHAEFER 1961
574'850/259'380	Lugnez	ERZINGER 1943
?	Montchaibeux	LINIGER 1963 Zuordnung alter Funde
593'420/242'770	Montchaibeux	Erste Funde 1983 durch A. Schroeder, Courtételle
586'690/245'525	Bois de Raube 15	Naturhistorisches Museum Basel
586'035/246'140	Bois de Raube 3	Erste Funde 1986 durch Dr. M. Weidmann, Jongny

***Galerix* sp.**

Material: 1 M_1, 2 M^3, 3 Fragmente von Labialteilen $M^{1/2}$ sup.
Masse: M_1: 2,64 x 1,88 mm

***Democricetodon brevis* (SCHAUB 1925)**

Typusart: *Democricetodon brevis* (SCHAUB 1925) von La Grive, Frankreich, MN 7.
Material: 2 Fragmente (Vorderknospen) von M_1.

Tab. 4. Verzeichnis der in der Bois de Raube-Formation nachgewiesenen Säugertaxa.

Fundstelle \ Taxa	*Galerix sp.*	*Eumyarion sp.*	*Megacricetodon minor*	*Megacricetodon gregarius*	*Megacricetodon germanicus*	*Democricetodon brevis*	*Democricetodon gaillardi/freisingensis*	*Cricetodon sp.*	*Spermophilinus bredai*	*Cryptopterus/Miopetaurista sp.*	*Microdyromys miocaenicus*	*Miodyromys aegercii*	*Eomuscardinus* aff. *sansaniensis*	*Prolagus oeningensis*	*Eurolagus sp.*	Lagomorphe gen. et sp. indet.	*Steneofiber minutus*	*Machairodus aphanistus*	*Agnotherium* cf. *antiquum*	*Miotragoceros pannoniae*	*Dorcatherium naui*	*Euprox dicranocerus*	*Hyotherium palaeochoerus*	? *Conohyus simorrensis*	*Chalicotherium goldfussi*	*Hipparion gracile (=H. primigenium)*	*Aceratherium bavaricum*	*Aceratherium* cf. *incisivum*	*Aceratherium sp.*	Rhinocerotide gen. et sp. indet.	*Dicerorhinus* cf. *schleiermachi*	*Tapirus priscus*	*Deinotherium bavaricum*	*Deinotherium giganteum/aff. giganteum*	*Deinotherium sp.*	*Tetralophodon longirostris*
Lugnez																										●				●					●	●
Charmoille																	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●		●		●
Bois de Raube 3	●	●	●	?	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●																					
Bois de Raube 15																	●																			
Bois de Raube Neufs Champs																												?						●		
Montchaibeux	●		●					●				●				●												?					●			

Tab. 5. Längen-/Breiten-Masse in mm für *Megacricetodon minor* von Bois de Raube 3.
M1sL = Länge des ersten oberen Molaren, M1iB = Breite des ersten unteren Molaren.

	M1sL	M1sB	M2sL	M2sB	M3sL	M3sB	M1iL	M1iB	M2iL	M2iB	M3iL	M3iB
1	1,52	0,96	1,20	1,00	0,84	0,76	1,40	0,92	1,32	0,92	1,04	0,76
2	1,48	1,00	1,20	1,00	0,72	0,72					1,06	0,80
3	1,62	1,06	1,20	0,96	1,02	1,00					1,08	0,80
4			1,12	0,90	0,80	0,80						
Ø	1,54	1,01	1,18	0,97	0,85	0,82	1,40	0,92	1,32	0,92	1,06	0,79

16 Zähne belegen eine kleine *Megacricetodon*-Form, die grössenmässig etwas über *Megacricetodon minor* von Sansan liegt. Aufgrund der Grösse kommt die kleinere *Megacricetodon* aff. *minor*-Form von Giggenhausen und Anwil (beide MN 8) nicht in Frage. Von *M. similis* unterscheidet sich die vorliegende Form durch die geringeren Dimensionen und die einfachere Morphologie. So zeigt der einzige vorliegende M_1 keinen vorderen Quersporn, und die Umrissgestalt des M_1 ist nicht so gestreckt wie bei *M. similis*.

Megacricetodon minor (LARTET 1851)

Fig. 8, Nr. 3 und 4

Typusart: *Megacricetodon minor* (LARTET 1851) von Sansan, Frankreich, MN 6.
Material: 16 Einzelzähne

? *Megacricetodon gregarius* (SCHAUB 1925)

Fig. 9, Nr. 3

Typusart: *Megacricetodon gregarius* (SCHAUB 1925) von La Grive, Frankreich, MN 7.
Material: 1 M^1.
Masse: 1,94 x 1,20 mm.

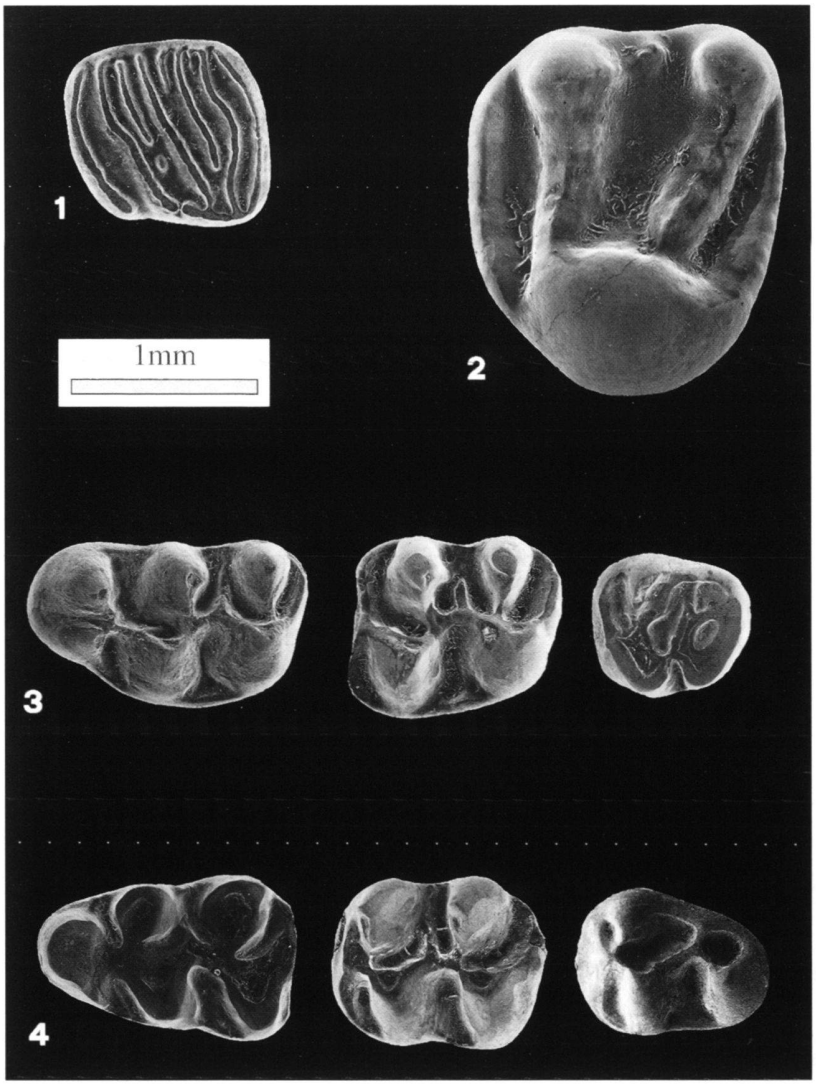


Fig. 8

1 *Eomuscardinus* aff. *sansaniensis* (LARTET 1851). Bois de Raube 3.
M^1 dext. (invers). BDR 3.
2 *Spermophilinus bredai* (H. Von MEYER 1848). Bois de Raube 3.
$M^{1/2}$ sin, BDR 13.
3 *Megacricetodon minor* (LARTET 1851), M^1-M^3, zusammengesetzt. Bois de Raube 3.
M^1 sin. BDR 4, M^2 dext. (invers), BDR 8, M^3 dext. (invers), BDR 9.
4 *Megacricetodon minor* (LARTET 1851), M_1-M_3, zusammengesetzt. Bois de Raube 3.
M_1 dext. (invers), BDR 10, M_2 sin, BDR 11, M_3 dext. (invers), BDR 12.

Alle Objekte sind im Massstab 25:1 abgebildet.

Ein einzelner M^1 stimmt dimensionell und morphologisch sehr gut mit *Megacricetodon gregarius* von La Grive überein. Für eine vorbehaltslose Zuordnung zu *M. gregarius* wäre allerdings ein M_1 mit dem für *M. gregarius* typischen, gespaltenen Anteroconid erforderlich.

Megacricetodon germanicus AGUILAR 1980

Fig. 9, Nr. 1

Typusart: *Megacricetodon germanicus* AGUILAR 1980 von Anwil, Schweiz, MN 8.
Material: 1 M_1.
Masse: 1,74 x 1,02 mm.

Ein einzelner M_1 stimmt sehr gut mit *Megacricetodon germanicus* von Anwil überein. Aufgrund des ungeteilten Anteroconids und der sehr einfachen Morphologie ist die Zugehörigkeit zu *Megacricetodon gregarius* nicht wahrscheinlich. Exemplare mit ungeteilter Vorderknospe des M_1 sind bei *Megacricetodon gregarius* selten. Die sehr einfache Morphologie (reduziertes Mesolophid) passt besser zu *Megacricetodon germanicus* als zu *M.* aff. *bavaricus*. *Megacricetodon lappi* scheidet aufgrund seiner extremen Grösse aus.

In der schweizerischen OSM sind innerhalb der grossen *Megacricetodon*-Formen zwei unterschiedliche Entwicklungslinien festzustellen. Die erste beginnt in MN 4 mit *M. collongensis* und führt in MN 5 unter kontinuierlicher Grössenzunahme über *M. bavaricus* und aff. *bavaricus* zu *M. lappi* (Fig. 10). Eine zweite Entwicklungslinie ist diejenige von *M. germanicus*. Dessen älteste Vertreter finden sich in der Fauna von Zeglingen (MN 6, Hürzeler 1939, Kälin 1993), die jüngsten in Anwil (MN 8). Die beiden Entwicklungslinien werden durch das Niveau von Rümikon (älterer Anteil von MN 6, Engesser 1990) getrennt, in welchem nur eine kleine *Megacricetodon*-Form, *M. minor*, auftritt. Die jüngere Entwicklungslinie mit *M. germani-*

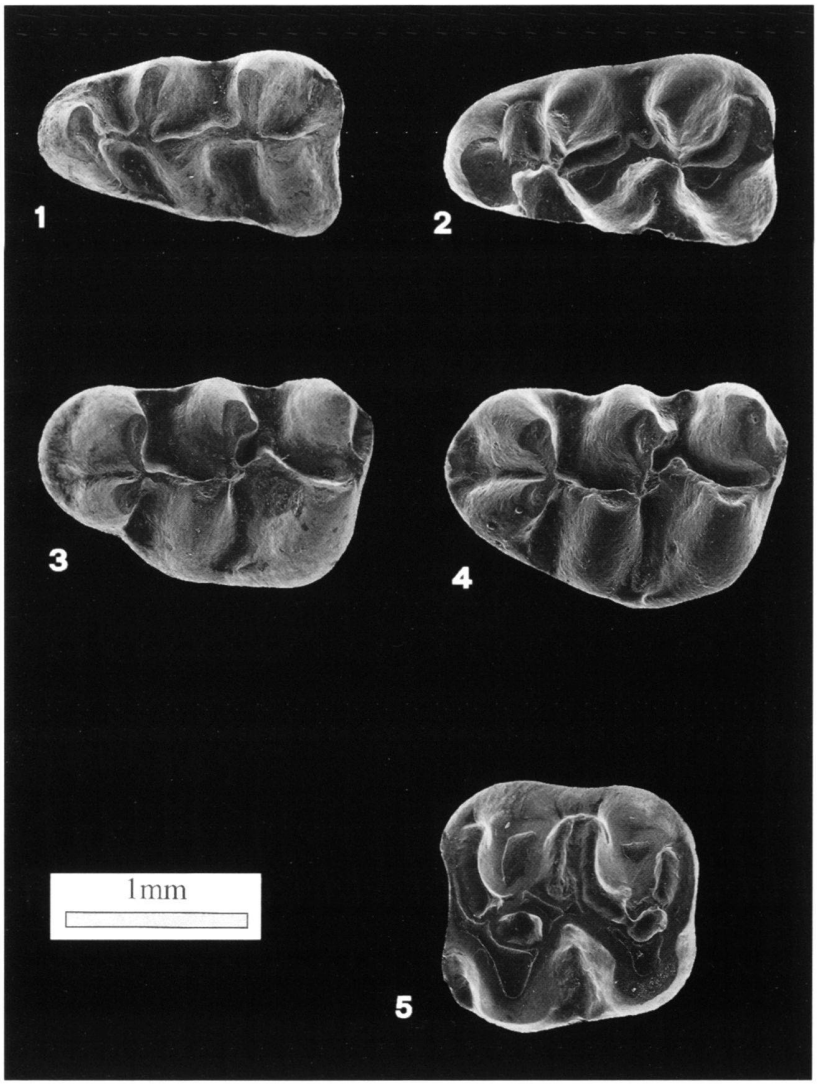
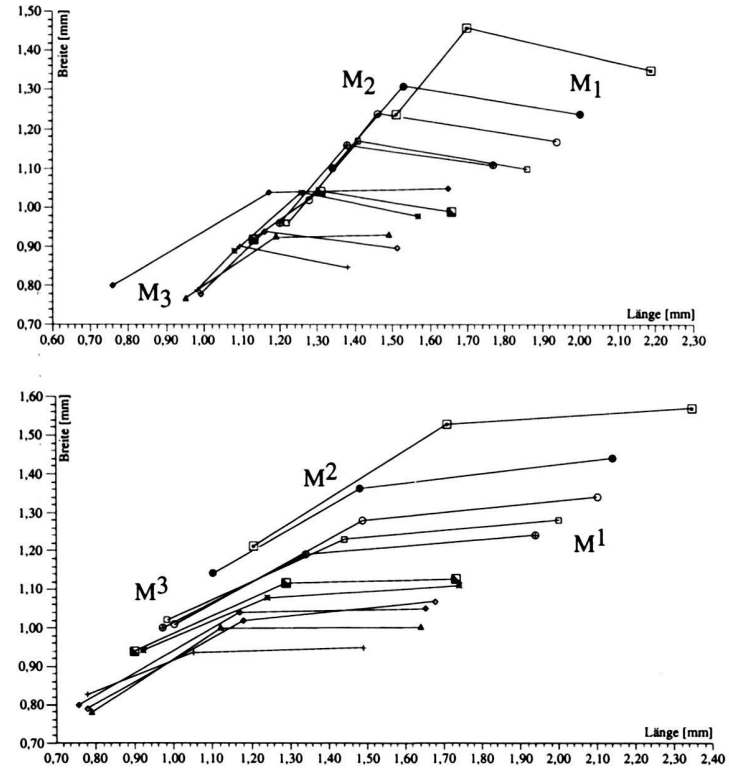


Fig. 9

1 *Megacricetodon germanicus* AGUILAR 1980. Bois de Raube 3.
M_1 sin. BDR 6.
2 *Megacricetodon germanicus* AGUILAR 1980. Anwil.
M_1 sin. Al. 1771.
3 ? *Megacricetodon gregarius* (SCHAUB 1925). Bois de Raube 3.
M^1 dext. (invers). BDR 5.
4 *Megacricetodon gregarius* (SCHAUB 1925). La Grive M.
M^1 dext. (invers), G.A. 7401.
5 *Democricetodon gaillardi* (SCHAUB 1925)/*freisingensis* FAHLBUSCH 1964. Bois de Raube 3.
M^2 sin. BDR 7.

Alle Objekte sind im Massstab 25:1 abgebildet.



Megacricetodon lappi (MEIN 1958)

- Frohberg (jüngeres MN 5, Bolliger 1992) n=14
- Vieux-Collonges, Spaltenfüllung (MN 4 und MN 5, Mein 1958) Masse nach BOON 1991 n=600

Megacricetodon bavaricus/aff. *bavaricus* FAHLBUSCH 1964

- Vermes 2 (mittleres MN 5, Engesser et al. 1981, Kälin 1993) n=109
- Vermes 1 (älteres MN 5, Engesser et al. 1981, Kälin 1993) n=112
- Hüllistein (älteres MN 5, Bürgisser et al. 1983, Bolliger 1992) n=151
- Langenmoosen (älteres MN 5, Fahlbusch 1964) n=161
- Buchberg (älteres MN 5, Bolliger 1992) n=90

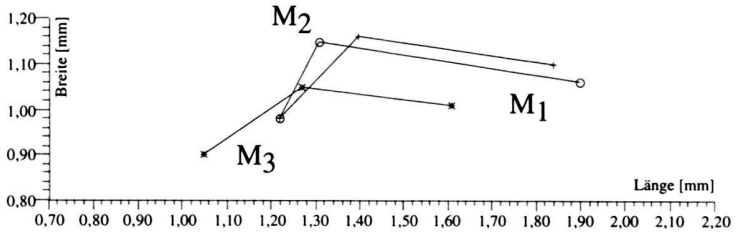
Megacricetodon collongensis/aff. *collongensis* (MEIN 1958)

- Andelfingen (MN 4, Bolliger 1992) n=17
- Hüenerbach (MN 4) n=21
- Hubertingen (MN 4) n=32
- Vieux-Collonges, Spaltenfüllung (MN 4 und MN 5, Mein 1958) n=152

Fig. 10. Grössenentwicklung der ersten bis dritten oberen und unteren Molaren bei *Megacricetodon collongensis, Megacricetodon bavaricus*/aff. *bavaricus* und *Megacricetodon lappi* verschiedener Fundstellen.

cus ist allerdings noch dürftig belegt. Neben der Typlokalität Anwil ist *M. germanicus* in der OSM der Schweiz von Zeglingen (MN 6), Le Locle (Sous le Stand A-11, MN 7, Kälin 1993) und von Imenberg (MN 8?, Bolliger 1992) überliefert. Soweit es das wenige Material erlaubt, findet auch bei *M. germanicus* eine kontinuierliche Grössenzunahme von Zeglingen bis Anwil statt (Fig. 11), wobei aber *M. germanicus* nie die Grösse der grösseren *M.* aff. *bavaricus*-Formen oder gar von *M. lappi* erreicht.

Morphologisch sind *M.* aff. *bavaricus* und *M. germanicus* schwierig und z.T. nur mit genügend Fundmaterial zu unterscheiden. Als zuverlässigstes Merkmal dient die Ausbildung der Vorderknospe des M_1: Bei *M. germanicus* ist das stets ungeteilte Anteroconid durchwegs mit einem einfachen vorderen Längsgrat mit dem Metaconid verbunden. Bei *Megacricetodon bavaricus*/aff. *bavaricus* weist der vordere Längssporn des M_1 gelegentlich kleine labiale und linguale Quersporne auf. Zudem weist *M. germanicus* an den unteren Molaren die etwas einfachere Morphologie und stärker reduzierte Mesolophide auf. Die meist fehlende Entwicklung des Mesolophids am M^1 führt auch dazu, dass die Synklinale zwischen Proto- und Metaconid stets geöffnet ist, während sie bei *M.* aff. *bavaricus* durch das in Richtung Metaconid verlaufende Mesolophid häufig abgeschlossen wird.



Megacricetodon germanicus AGUILAR 1980

- Anwil (MN 8, Engesser 1972) n=60
- Imenberg (MN8?, Bolliger 1992) n=25
- Zeglingen (jüngeres MN 6, Hürzeler 1939, Kälin 1993) n=10

Fig. 11. Grössenentwicklung der ersten bis dritten unteren Molaren bei *Megacricetodon germanicus* verschiedener schweizerischer Fundstellen.

Bei der Errichtung der Art *M. germanicus* bezeichnete Aguilar (1980) ein Exemplar von Anwil als Holotypus (Al. 323, M^1 dext.). Derselbe Autor ordnete auch Zähne von Collet-Redon (Frankreich) und Oggenhof (Bayern) *Megacricetodon germanicus* zu. Mit den kleinen Querspornen am vorderen Längsgrat des M_1 liegt jedoch bei diesen beiden Fundstellen eine von *M. germanicus* verschiedene Form vor. Ausserdem wurde auch die stratigraphische Einstufung von Collet-Redon und Oggenhof revidiert, beide Fundstellen liegen nach Heissig (1989: 188) in MN 5 und sind somit wesentlich älter als von Aguilar (1980) ursprünglich angenommen.

Es war auch Heissig (1989: 183), der folgerichtig erste Zweifel an der Zugehörigkeit der älteren *Megacricetodon*-Formen aus der OSM zu *Megacricetodon germanicus* äusserte.

In der Vergangenheit wurden verschiedentlich *M.* aff. *bavaricus*-Populationen *M. germanicus* zugeordnet (Aguilar 1980, Engesser et al. 1981, Wu Wenyu 1982, Boon 1991, Bolliger 1992, Kälin 1993, Bolliger 1994b). Eine Revision des inzwischen beträchtlichen Materials von *M.* aff. *bavaricus* von diversen Fundstellen aus dem älteren Teil der OSM steht allerdings noch aus.

***Democricetodon gaillardi* (SCHAUB 1925)/*Democricetodon freisingensis* FAHLBUSCH 1964**
Fig. 9, Nr. 5

Typusarten: *Democricetodon gaillardi* (SCHAUB 1925) von Steinheim, Deutschland, MN 7, vgl. hierzu Heissig (1995).
Democricetodon freisingensis FAHLBUSCH 1964, von Giggenhausen, Deutschland, MN 8.
Material: 1 M^2.
Masse: 1,56 × 1,48 mm.

Ein einzelner M^2 belegt eine grosse *Democricetodon*-Form. In Frage kommen aufgrund der Grösse *Democricetodon gaillardi* und *Democricetodon freisingensis*. Morphologisch sind die beiden Formen am M^2 nicht zu unterscheiden.

In einer neueren Arbeit betrachtet Heissig (1995) Steinheim als Typlokalität von *Democricetodon gaillardi* und nicht Sansan. Die Form von letzterer Fundstelle wird als Vorläufer von *Democricetodon freisingensis* betrachtet.

Democricetodon-Formen aus dem Kreis *gaillardi/freisingensis* treten in der OSM der Schweiz erstmals in Zeglingen (MN 6) auf und überdauern bis MN 8/MN 9 (Tab. 6).

***Eumyarion* sp.**

Material: 1 M_3, 1 fragmentarischer M^1.

Cricetodon sp.

Material: Mehrere kleine Zahnfragmente

Lediglich durch einige kleine, aber charakteristische Fragmente ist die Gattung *Cricetodon* in der Fauna von BDR 3 belegt. Eine artliche Zuordnung ist mit dem wenigen Material nicht möglich.

***Spermophilinus bredai* (H. VON MEYER 1848)**
Fig. 8, Nr. 2

Typusart: *Spermophilinus bredai* (H. VON MEYER 1848) von Oehningen, Deutschland, MN 7.
Material: 2 Einzelzähne. M1/2 sup.
Masse: 1,76 × 2,04 mm und 1,60 x 1,86 mm

Die beiden vorliegenden Zähne müssen aufgrund ihrer Grösse *Spermophilinus bredai* zugeordnet werden. Die älteren Vertreter aus der Oberen Süsswassermolasse (z.B. Vermes 1 und Vermes 2, *Spermophilinus* aff. *bredai*, Engesser et al. 1981, Kälin 1993) sind deutlich kleiner.

***Cryptopterus/Miopetaurista* sp.**

Material: Mehrere Zahnfragmente.

Einige wenige Zahnfragmente belegen das Vorkommen einer weiteren, grösseren Sciuriden-Form. Aufgrund der charakteristischen Schmelzfältelung sind die Zahnfragmente entweder zu der Gattung *Cryptopterus* oder zu der Gattung *Miopetaurista* zu stellen. Eine korrekte Zuordnung kann aber nur mit vollständigen Molaren vorgenommen werden.

***Microdyromys miocaenicus* (BAUDELOT 1970)**

Typusart: *Microdyromys miocaenicus* (BAUDELOT 1970) von Sansan, Frankreich, MN 6.
Material: 1 M^3.
Masse: 0,90 × 1,08 mm.

***Eomuscardinus* aff. *sansaniensis* (LARTET 1851)**
Fig. 8, Nr. 1

Typusart: *Eomuscardinus sansaniensis* (LARTET 1851) von Sansan, Frankreich, MN 6.
Material: 1 M^1.
Masse: 1,12 × 1,08 mm.

Die vorliegende *Eomuscardinus*-Form zeigt eine bessere Übereinstimmung mit *Eomuscardinus* aff. *sansaniensis* von Anwil (MN 8) als mit der Typusart von Sansan (MN 6). Der Zahn zeigt auf der Labialseite nur noch 8 Grate und entspricht einem evoluierteren Stadium als die Typusart von Sansan, deren Vertreter am M^1 in der Regel noch 10 Grate aufweisen.

***Miodyromys aegercii* (BAUDELOT 1972)**

Typusart: *Miodyromys aegercii* (BAUDELOT 1972) von Sansan, Frankreich, MN 6.
Material: 2 P^4, 1 schlecht erhaltener M_2.

***Prolagus oeningensis* (KÖNIG 1825)**

Typusart: *Prolagus oeningensis* (KÖNIG 1825) von Öhningen, Deutschland, MN 7.
Material: 1 D^3, mehrere obere und untere Molaren.

***Eurolagus* sp.**

Material: 1 M sup.

Durch einen einzelnen M sup. ist die Gattung *Eurolagus* in der Fauna von BDR 3 belegt. Grössenmässig liegt der Zahn im Bereich von *Eurolagus fontannesi*, eine artliche Zuordnung ist aber nicht möglich.

Innerhalb der Fauna von Bois de Raube 3 liefern *?Megacricetodon gregarius, Megacricetodon germanicus, Megacricetodon minor*, die grosse *Democricetodon*-Form *(gaillardi* oder *freisingensis)*, *Cricetodon* sp., *Eomuscardinus* aff. *sansaniensis* und *Eurolagus* sp. Hinweise auf die altersmässige Einstufung (Tab. 6).

Democricetodon gaillardi tritt in MN 7, möglicherweise auch schon in MN 6 auf, während *Democricetodon freisingensis*-Formen von einem jüngeren MN 6 bis MN 8 auftreten. Die beiden Arten wurden bisher noch nie zusammen aufgefunden, was aber gemäss der Argumentation in Heissig (1995) zu erwarten wäre. Die Gliriden-Art *Eomuscardinus sansaniensis* tritt von MN 5 bis MN 8 auf, der vorliegende *E.* aff. *sansaniensis* entspricht mit 8 Quergraten aber einem höheren Entwicklungsniveau als der Typusart von Sansan (MN 6) und ist somit eher in MN 7 oder MN 8 einzustufen. Die Gattung *Eurolagus* wird von Bolliger (1992) für die schweizerische OSM bereits im älteren MN 5 (Fundstelle Hüllistein) nachgewiesen, sie ist dort aber äusserst selten und fehlt bisher den schweizerischen Faunen von MN 6-Alter. In den Faunen von MN 7 bis MN 9-Alter (Helsighausen, Bolliger 1994a, Grat, Bolliger 1992, Anwil, Engesser 1972 und Nebelbergweg, Kälin 1993) tritt die Gattung dann wieder regelmässig auf. Das Auftreten von *Eurolagus* in der Fauna von Bois de Raube 3 wird hier als ein Argument für ein jüngeres Alter als MN 6 aufgefasst.

Die Gattung *Cricetodon* tritt erstmals im jüngeren MN 5 auf und überdauert bis Ende MN 8. Mit der Gattung *Cricetodon* (die innerhalb der Vogesenschüttung zusätzlich auch am Montchaibeux überliefert ist), ist ein jüngeres Alter als MN 8 auszuschliessen.

Schliesslich tritt in der Fauna von Bois de Raube 3 *Megacricetodon minor* auf (in Kälin 1993 als *M.* aff. *minor* bezeichnet). *M. minor* tritt erstmals im jüngeren MN 5 auf und überdauert bis MN 7. Während MN 8 tritt in der schweizerischen und bayrischen OSM anstelle des typischen *M. minor* eine sehr kleine Form von *Megacricetodon* auf, die üblicherweise als *M.* aff. *minor* bezeichnet wird. Zusammen mit *Deperetomys hagni* kann diese kleine, bisher unbenannte *Megacricetodon*-Art als charakteristisches Faunenelement von MN 8 für das Molassebecken genannt werden. Da in der Fauna von Bois de Raube 3 noch die grössere *Megacricetodon minor*-Art auftritt, ist ein MN 8-Alter auszuschliessen.

Einen weiteren wichtigen Altershinweis liefert der einzige Zahn, der mit Vorbehalten *Megacricetodon gregarius* zugeordnet wurde. Nach dem gegenwärtigen Kenntnisstand tritt *M. gregarius* nur in MN 7 auf.

M. gregarius ist in der schweizerischen OSM bisher erst von Le Locle (Kälin 1993) und von Helsighausen (Bolliger 1994a) nachgewiesen. Anzufügen ist allerdings, dass *M. gregarius* in der Fauna von Bois de Raube 3 nicht eindeutig nachgewiesen ist. Bis jetzt fehlen die diagnostisch entscheidenden unteren ersten Molaren.

Mit *Megacricetodon germanicus* und/oder *Megacricetodon gregarius* ist der Hinweis gegeben, dass die Fauna von BDR 3 jünger als der ältere Anteil von MN 6 ist. Dieser ältere Anteil von MN 6, in der schweizerischen OSM mit der Fauna von Rümikon charakterisiert (Engesser 1990: 130), weist nur den kleinen *Megacricetodon minor* auf, grosse *Megacricetodon*-Formen fehlen. Erst die jüngeren Anteile von MN 6 (z. B. Ornberg, Bolliger 1992, Zeglingen, Kälin 1993) weisen die grösseren *Megacricetodon*-Arten *germanicus* und *similis* auf (Tab. 6).

Aufgrund der vorliegenden Faunenelemente erfolgt eine Einstufung der Fauna von Bois de Raube 3 am besten in den Zeitbereich von MN 7, vgl. auch Tabelle 6.

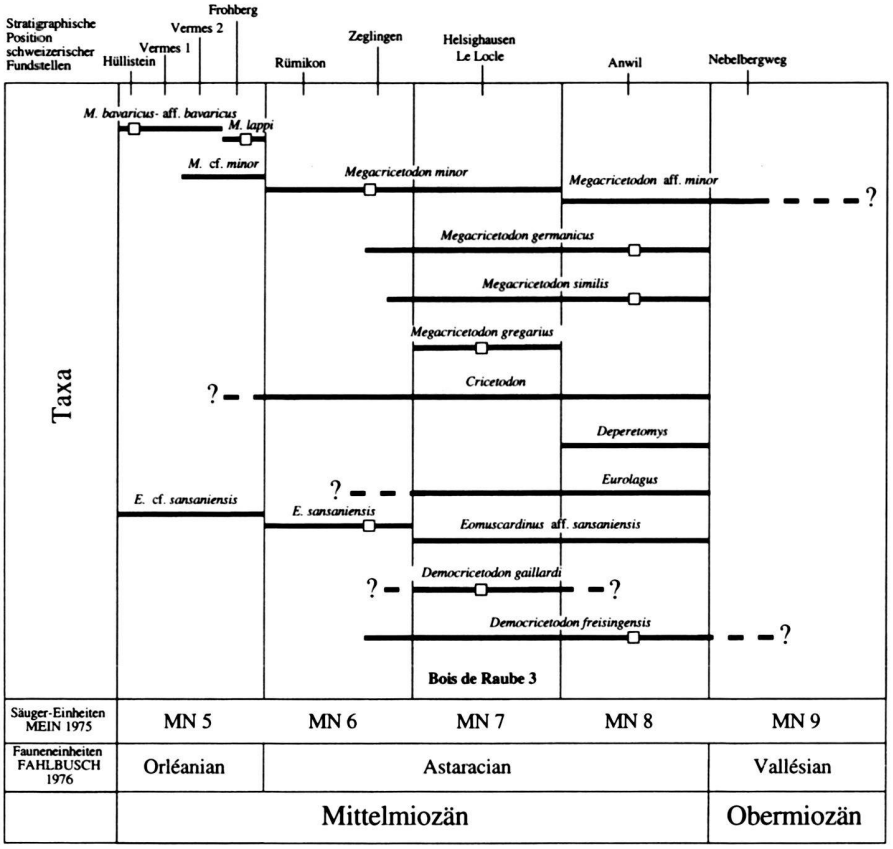
Bruijn et al. (1992) fassten die MN-Einheiten 7 und 8 zu einer einzigen Einheit (MN 7 + 8) zusammen. Da es sich aber abzeichnet, dass sich im Molassebecken die MN-Einheiten 7 und 8 gut voneinander abtrennen lassen, werden in der vorliegenden Arbeit die getrennten Einheiten MN 7 und MN 8 provisorisch aufrechterhalten.

Eine altersmässige Einstufung der Fundstelle Bois de Raube 3 in MN 7 wird zudem durch die Flora von Montavon (Heer 1859, Bois de Raube-Member) gestützt, welche von Hantke (1984) ebenfalls in MN 7 gestellt wird.

Charmoille (Ajoie-Member, Ajoie)

Eine ausführliche Bearbeitung der Grosssäugerfauna von Charmoille erfolgte durch Schäfer (1961). Dieser Autor gibt folgende Faunenliste:

Monosaulax (=Steneofiber) minutus
Machairodus aphanistus
Agnotherium cf. *antiquum*
Miotragocerus pannoniae
Dorcatherium naui
Euprox dicranocerus



Tab. 6. Biostratigraphische Einstufung der Fauna Bois de Raube 3 aufgrund der zeitlichen Verbreitung verschiedener Kleinsäugertaxa in der Oberen Süsswassermolasse der Schweiz.

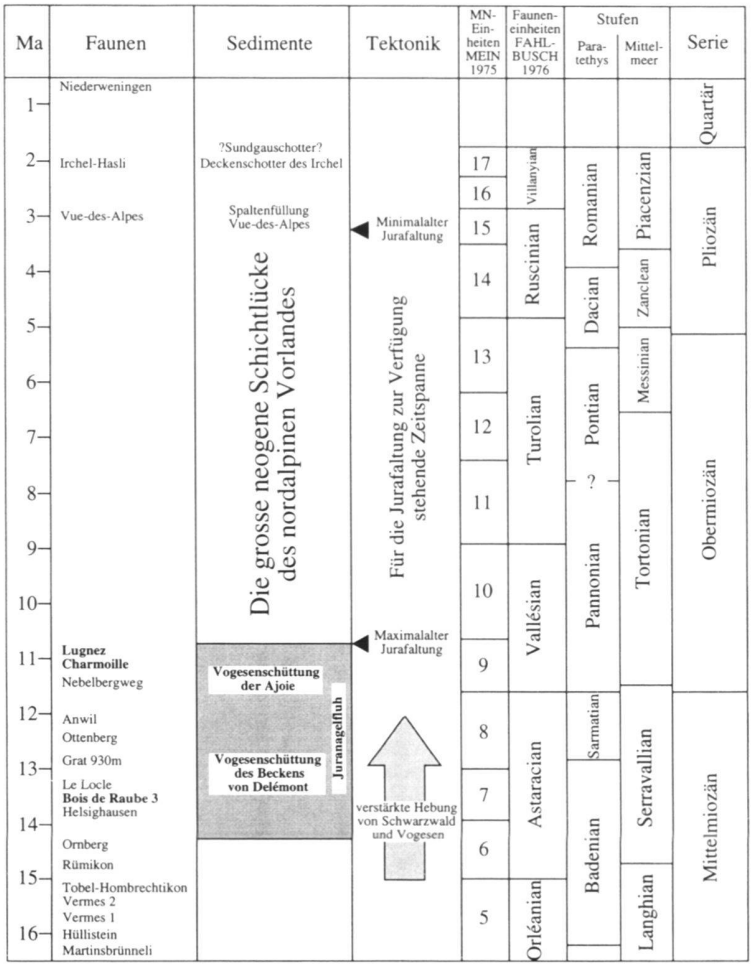
Hyotherium palaeochoerus
?Conohyus simorrensis
Chalicotherium goldfussi
Hipparion gracile (=H. primigenium)
Aceratherium bavaricum
Aceratherium cf. *incisivum*
Aceratherium sp.
Dicerorhinus cf. *schleiermachi*
Tapirus priscus
Deinotherium giganteum
Tetralophodon longirostris

Für die Altersbestimmung der Fundstelle Charmoille ausschlaggebend ist das Auftreten von *Hipparion primigenium*, ein typischer, den älteren Abschnitt des Jungmiozäns Europas charakterisierender Pferdeartiger. Tobien (1986) und Bernor et al. (1990) betrachten *H. primigenium* als stratigraphisch ältesten eurasiatischen Hipparionen, der der ersten Einwanderungswelle der Hipparionen in die Alte Welt angehört. Zusammen mit zahlreichen Superstiten, d.h. aus dem Mittelmiozän hineinreichenden Arten verleiht er der Fauna ein innerhalb des Jungmiozäns altertümliches Gepräge, wie es dem Vallesian (MN 9 und MN 10) entspricht. Innerhalb des Vallesians wird die Fauna von Charmoille dem älteren Abschnitt MN 9 zugeordnet (z. B. Engesser et al. 1981, Mein 1989).

Die nächst benachbarten Fundstellen von *Hipparion* liegen in Deutschland beim Höwenegg im Hegau, auf der schwäbischen Alb (Spaltenfüllungen von Salmendingen/Melchingen) und in Rheinhessen (u. a. Eppelsheim). Aus der oberösterreichischen Molasse sind die Funde von Haag am Hausruck (Hausruckschotter) bekannt. Die nächstgelegenen wichtigeren Fundstellen in Frankreich stammen vom Rand des Bresse-Grabens (Soblay, Priay, Ambérieu, alle Dép. Ain).

Besonders aufschlussreich ist ein Vergleich mit der nächstgelegenen Fundstelle Höwenegg im Hegau (z. B. Tobien 1986). Einerseits stimmt die faunistische Zusammensetzung der beiden Fundorte weitgehend überein, andererseits erlaubt die Fundstelle Höwenegg eine numerische Altersdatierung. Das an einer aus den fossilführenden Höwenegg-Schichten stammenden Basaltbombe ermittelte «revidierte Höwenegg-Alter» ergab einen Wert von 10,8 ± 0,4 Ma (Baranyi et al. 1976: 54, Becker-Platen et al. 1977: 163–164). Neuere Untersuchungen (Swisher 1996) lieferten Altersdaten von ± 10,3 Ma. Die Fundstelle Höwenegg ist aufgrund dieser Daten sicher jünger als 11 Ma.

Somit stellt die Bois de Raube-Formation der Ajoie mit den Fundorten Charmoille und Lugnez das jüngste Molasse-Tertiär der Schweiz nördlich der Alpen dar. Altersmässig vergleichbar sind aufgrund von Kleinsäugerdaten nur die jüngsten Anteile der verschiedenen Juranagelfluh-Schuttfächer (Kälin



Tab. 7. Stratigraphische Position der Faunen Lugnez, Charmoille und Bois de Raube 3 und ihre Stellung zu weiteren schweizerischen Faunen des Neogens und Quartärs.

1993). Die jüngste Säugerfundstelle innerhalb der Juranagelfluhen, Nebelbergweg bei Nunningen (SO) in der Juranagelfluh des Beckens von Laufen (Kälin 1993), ist sicher jünger als Anwil, die Referenzlokalität für MN 8 (ca. 12 Ma). Beim bisherigen Kenntnisstand ist eine Einstufung in MN 9 am wahrscheinlichsten, zeigen sich doch Affinitäten zu den bayerischen Fundstellen von Marktl und Hammerschmiede (Fahlbusch & Mayr 1975a,b), die ebenfalls in MN 9 eingestuft werden. Somit weisen auch die Juranagelfluhen obermiozäne Schüttungsanteile auf. Ein direkter Vergleich der beiden Fundstellen Charmoille und Nebelbergweg ist zur Zeit nicht möglich, da Charmoille eine typische Grosssäuger- und Nebelbergweg eine typische Kleinsäugerfundstelle repräsentiert und kein einziges gemeinsames Taxon auftritt. In Tab. 7 ist aufgrund des Fehlens von Muriden und *Hipparion* in der Fauna vom Nebelbergweg ein grösseres Alter dieser Fundstelle dargestellt worden. Ein genauer Vergleich der beiden Fundstellen ist über Kleinsäugerfunde in der Bois de Raube-Formation der Ajoie anzustreben.

6. Stratigraphische Synthese

Seit Liniger (1925) wird angenommen, dass die Bois de Raube-Formation der Ajoie und des Beckens von Delémont gleich alt sind und dass das Bois de Raube-Member («Vogesenschotter» sensu Liniger) des Beckens von Delémont innerhalb der Bois de Raube-Formation deren jüngsten Anteil darstellt.

Mit dem Auffinden der Kleinsäugerfauna Bois de Raube 3 von MN 7-Alter (ca. 14 Ma) im Bois de Raube-Member (Becken von Delémont) sind die «Vogesenschotter» datierbar geworden. Ihnen steht das Ajoie-Member gegenüber, welches die bekannte Grosssäugerfundstelle Charmoille enthält, die in MN 9 (ca. 11 Ma) eingestuft werden kann.

Die Bois de Raube-Formation der Ajoie und des Beckens von Delémont können somit nicht, wie dies seit Liniger (1925) erfolgte, altersmässig einander gleichgestellt werden. Die Bois de Raube-Formation des Beckens von Delémont stellt einen älteren, mittelmiozänen, die Bois de Raube-Formation der Ajoie den jüngsten, jungmiozänen Anteil der Bois de Raube-Formation dar (Fig. 4). Dieser Befund wird sowohl durch die

unterschiedlichen Lithologien, die Daten der Geröll- als auch der Schwermineralanalysen bestätigt.

Die Bois de Raube-Formation weist somit einen stark retrograden und heterochronen Charakter auf (Fig. 4). In dieser Hinsicht ist sie vergleichbar mit den weiter östlich gelegenen Juranagelfluhen (Juranagelfluh des Beckens von Laufen, Basler Juranagelfluh, Aargauer Juranagelfluh, Randen-Juranagelfluh, Graf 1991, Kälin 1993). Schreiner (1965) und Luterbacher et al. (1992, Fig. 3), stellen die Juranagelfluhen am Molassenordrand in Süddeutschland ebenfalls stark heterochron und retrograd dar, ohne dies allerdings biostratigraphisch belegen zu können.

Mit dem Nachweis eines älteren, mittelmiozänen Schüttungsanteils in der Vogesenschüttung und dem Nachweis, dass die oben erwähnten Juranagelfluhen ebenfalls vom mittleren Mittelmiozän bis ins Jungmiozän reichen (? jüngerer Teil MN 6 bis MN 9, Kälin 1993), bestätigt sich die von Rollier (1898) postulierte Gleichaltrigkeit von Vogesenschüttung und Juranagelfluh.

Das gleichzeitige Einsetzen von Juranagelfluh- und Vogesenschüttung vor ca. 14 Ma Jahren dürfte seine Ursache in einer ab dem Mittelmiozän verstärkten Hebung von Schwarzwald und Vogesen haben (Laubscher 1992: Fig. 6, S. 661). Hebung, Erosion, Vulkanismus (Kaiserstuhl) und damit Beginn von grobklastischen Schüttungen gingen dabei parallel einher (Laubscher 1992).

7. Vogesenschüttung und Jurafaltung

Die Hügel des Bois de Raube (Fig. 1) im westlichen Teil des Beckens von Delémont sind vor allem in den höheren Abschnitten aus konglomeratischen Bildungen aufgebaut, die massenhaft Gerölle enthalten, welche aus den Südvogesen stammen. Heute sind diese Geröllablagerungen durch die über 900 m hohe, zum Faltenjura gehörende Vorbourg-Kette von ihrem Ursprungsort getrennt (Fig. 1). Sie müssen deshalb vor der Jurafaltung zur Ablagerung gelangt sein und liefern ein Maximalalter für die Jurafaltung. Die jüngsten, zur Bois de Raube-Formation gehörenden Anteile (Ajoie-Member) liegen zwar nördlich, ausserhalb des Faltenjuras und sind nur in ihren südlichsten Anteilen randlich verfaltet, aber gemäss der Argumentation von Laubscher (1961: S. 259, Abb. 13), wonach die Vogesenschüttung wie die verschiedenen Juranagelfluhen noch in das alte Tief entwässerte, das innerhalb des Faltenjuras lag und somit der Epoche vor der Jurafaltung angehörte, können diese jüngsten Anteile zur Ermittlung des Maximalalters verwendet werden. Über die Säugerfundstelle Charmoille (Kap. 5) ergibt sich somit ein Maximalalter der Jurafaltung von 11 Ma.

Bolliger et al. beschrieben 1993 eine säugerführende Spaltenfüllung im Strassentunnel unter der Vue des Alpes im Neuenburger Jura. Da die Spaltenfüllung in einer Juraantiklinale liegt und das Spaltensediment ± horizontal lagert, erfolgte die Verfüllung offensichtlich nach der Jurafaltung. Somit lässt sich über die fossilen Säugetiere ein lokales Minimalalter für die Jurafaltung ermitteln. Bolliger et al. (1993) stufen die Spaltenfüllung in die Säuger-Einheit MN 15 ein, was einem Alter von ca. 3 Ma entspricht. Für die Jurafaltung steht somit eine Zeitspanne von ca. 8 Mio. Jahren zur Verfügung (11 Ma bis 3 Ma Jahre vor heute, vgl. Tab. 7).

Nach Laubscher (1961, 1962, 1965) sollen die Abscherung der Sedimenthaut und die eigentliche Jurafaltung durch Fernschub als einheitliches und relativ rasches Grossereignis stattgefunden haben (Jura Phase nach Laubscher 1992). Somit ist vorderhand nicht abzuschätzen, wieviel von den nach den stratigraphischen Indizien zur Verfügung stehenden 8 Ma tatsächlich durch die Jurafaltung beansprucht wurden.

Verdankungen

Für zahlreiche Hinweise bin ich den Herren Dr. Burkart Engesser (Basel) und Dr. Marc Weidmann (Jongny) zu grossem Dank verpflichtet. Durch seine eigene Sammeltätigkeit mit der Bois de Raube-Formation bestens vertraut, lieferte Dr. Marc Weidmann den entscheidenden Hinweis auf die Fundstelle Bois de Raube 3. Prof. Dr. Daniel Bernoulli (Zürich), Dr. R. Ziegler (Stuttgart) und Dr. Clemens Mödden (Basel) verdanke ich die kritische Durchsicht des Manuskripts. Dr. Jean-Pierre Berger (Fribourg) und Dr. Jeff Russel (Zollikon) übernahmen die Durchsicht des französischen Résumés, resp. des englischen Abstracts. Den Präparatoren und Mitarbeitern des Naturhistorischen Museums Basel sei ferner für die Bergung, Verarbeitung und das Auslesen der grossen Sedimentmengen der Fundstelle Bois de Raube 3 gedankt. Die Anfertigung der REM-Aufnahmen erfolgte durch Urs Jauch (Univ. Zürich).

LITERATURVERZEICHNIS

AGUILAR, J.-P. 1980: Nouvelle interprétation de l'évolution du genre Megacricetodon au cours du Miocène. Palaeovertebrata, Mém. jubil. R. Lavocat. 355–364.

BARANYI, I., LIPPOLT, H.J. & TODT, W. 1976: Kalium-Argon-Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingraben-Gebietes: II. Die Alterstraverse vom Hegau nach Lothringen. Oberrhein. geol. Abh. 25, 41–62.

BECKER-PLATEN, J.D., BENDA, L. & STEFFENS, P. 1977: Litho- und biostratigraphische Deutung radiometrischer Altersbestimmungen aus dem Jungtertiär der Türkei. Geol. Jb. B, 25, 139–167.

BERGER, J.-P. 1992: Correlative chart of the European Oligocene and Miocene: Applications to the Swiss Molasse Basin. Eclogae geol. Helv. 85, 573–609.

BERNOR, R.L., TOBIEN, H. & WOODBURNE, M.O. 1990: Patterns of Old World Hipparionine evolutionary diversification and biogeographic extension. In: European Neogene Mammal Chronology. (Ed. by LINDSAY, E.H. et al.) NATO ASI Ser. A. 180 (Plenum Press New York), 263–319.

BOLLIGER, TH. 1992: Kleinsäugerstratigraphie in der miozänen Hörnlischüttung (Ostschweiz). Documenta naturae 75, 1–296.

– 1994a: Geologie und Paläontologie der Glimmersandgrube Helsighausen (Kt. Thurgau). Mitt. thurg. naturf. Ges. 52, 63–79.

– 1994b: Die Obere Süsswassermolasse in Bayern und der Ostschweiz: bio- und lithostratigraphische Korrelationen. Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. 34, 109–144.

BOLLIGER, TH., ENGESSER, B. & WEIDMANN, M. 1993: Première découverte de mammifères pliocènes dans le Jura neuchâtelois. Eclogae geol. Helv. 86, 1031–1068.

BOON, E. 1991: Die Cricetiden und Sciuriden der Oberen Süsswassermolasse von Bayerisch-Schwaben und ihre stratigraphische Bedeutung. Diss. Univ. München. 1–158.

BRUIJN, H. DE, DAAMS, R., DAXNER-HOECK, G. et al. 1992: Report of the RCMNS working group on fossil mammals, Reisensburg 1990. Newsl. Stratigr. 26, 2/3, 65–118.

BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES (BRGM). SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONALE 1973: Carte géologique à 1/50 000. Ferrette. 2ème édition.

BURKHARD, M. 1990: Aspects of the large-scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (Subalpine Molasse to Jura fold belt). Eclogae geol. Helv. 83, 559–583.

BÜCHI, U.P. & SCHLANKE, S. 1977: Zur Paläogeographie der schweizerischen Molasse. Erdöl/Erdgas-Zeitschrift, 93. Jahrgang. Sonderausgabe, 57–69.

ELBER, R. 1920: Geologie der Raimeux- und der Vellerat-Kette im Gebiet der Durchbruchtäler von Birs und Gabiare. Verh. natf. Ges. Basel 32, 38–93.

ENGESSER, B. 1972: Die obermiozäne Säugetierfauna von Anwil (Baselland). Tätigkeitsber. natf. Ges. Basell. 28, 37–363.

– 1990: Die Eomyidae (Rodentia, Mammalia) der Molasse der Schweiz und Savoyens. Schweiz. Paläont. Abh. 112, 1–144.

ENGESSER, B., MATTER, A. & WEIDMANN, M. 1981: Stratigraphie und Säugerfaunen des mittleren Miozäns von Vermes (Kt. Jura). Eclogae geol. Helv. 74, 893–952.

ERZINGER, E. 1943: Die Oberflächenformen der Ajoie (Berner Jura). Mitt. geogr. ethnol. Ges. Basel 5, 1–138.

FAHLBUSCH, V. 1976: Report on the International Symposium on mammalian stratigraphy of the european Tertiary (München, April 11–14, 1975). Newsl. Stratigr. 5, 2/3, 160–167.

FAHLBUSCH, V. & MAYR, H. 1975a: Microtoide Cricetiden (Mammalia, Rodentia) aus der Oberen Süsswasser-Molasse Bayerns. Paläont. Z. 49, 1/2, 78–93.

– 1975b: Eine unterpliozäne Kleinsäugerfauna aus der Oberen Süsswasser-Molasse Bayerns. Mitt. bayer. Staatsslg. Paläontol. hist. Geol. 15, 91–111.

GRAF, H.R. 1991: Die OMM und OSM im Gebiet des Kleinen Randen (südlicher badischer Klettgau). Mitt. natf. Ges. Schaffhausen 36, 1–44.

GREPPIN, J.B. 1855: Notes géologiques sur les terrains modernes, Quaternaires et Tertiaires du Jura bernois et en particulier du Val de Delémont. Nouv. Mém. Soc. helv. Sci. nat. 14, 1–71.

– 1870: Déscription géologique du jura bernois et de quelques districts adjacents. Mat. Carte géol. Suisse 8, 1–357.

HANTKE, R. 1984: Floreninhalt, biostratigraphische Gliederung und Paläoklima der mittelmiozänen Oberen Süsswassermolasse der Schweiz und ihrer nördlichen Nachbargebiete. Heimatl. Schriftenr. Landkr. Günzburg, 2 (August Wetzler Gedenkband, Molasseforschung '84), 47–53.

HEER, O. 1855–59: Flora tertiaria Helvetiae. Bde. I – III, Winterthur.

HEISSIG, K. 1989: The Faunal Succession in the Bavarian Molasse reconsidered – Correlation of the MN 5 and MN 6 Faunas. In: European Neogene Mammal Chronology. (Ed. by LINDSAY, E.H. et al.). NATO ASI Ser. A. 180 (Plenum Press New York), 181–192.

– 1995: Die Entwicklung der grossen Democricetodon-Arten und die Gattung Collimys (Cricetidae, Mamm.) im späten Mittelmiozän. Mitt. bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol. 35, 87–108.

HOFMANN F. 1955: Neue geologische Untersuchungen in der Molasse der Nordostschweiz. Eclogae geol. Helv. 48, 99–124.

– 1967: Sedimentpetrographische Untersuchungen an den Vogesensanden, Vogesenschottern und Sundgauschottern. In: Pliozän und Tektonik des Juragebirges. LINIGER, H. (1967). Eclogae geol. Helv. 60, 484–490.

– 1969: Neue Befunde über die westliche Fortsetzung des beckenaxialen Glimmersand-Stromsystems in der Oberen Süsswassermolasse des schweizerischen Alpenvorlandes. Eclogae geol. Helv. 62, 279–284.

HÜRZELER, J. 1939: Säugetierfaunulae aus dem oberen Vindobonien der Nordwestschweiz. Eclogae geol. Helv. 32, 193–203.

HUMMEL, K.L. 1914: Die Tektonik des Elsgaus (Berner Tafeljura). Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. 20/2, 205–286.

KÄLIN, D. 1993: Stratigraphie und Säugetierfaunen der Oberen Süsswassermolasse der Nordwestschweiz. Diss. ETH Zürich, 1–238.

KOCH, R. 1923: Geologische Beschreibung des Beckens von Laufen. Beitr. geol. Karte Schweiz N.F. 48/2, 1–44.

LAUBSCHER, H.P. 1961: Die Fernschubhypothese der Jurafaltung. Eclogae geol. Helv. 54, 221–282.

– 1962: Die Zweiphasenhypothese der Jurafaltung. Eclogae geol. Helv. 55, 1–22.

– 1965: Ein kinematisches Modell der Jurafaltung. Eclogae geol. Helv. 58, 231–318.

– 1992: Jura kinematics and the Molasse Bassin. Eclogae geol. Helv. 85, 653–675.

LEMCKE, K., ENGELHARDT, V. & FÜCHTBAUER, H. 1953: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. Beih. Geol. Jb. 11, 1–64.

LINIGER, H. 1925: Geologie des Delsberger Beckens und der Umgebung von Movelier. Beitr. geol. Karte Schweiz N.F. 55, 1–71.

– 1953: Zur Geschichte und Geomorphologie des schweizerischen Juragebirges. Geogr. Helv. 8/1, 289–303.

– 1963: Zur Revision des Pontien im Berner Jura. Mit 1 Tabelle von F. HOFMANN, Neuhausen. Eclogae geol. Helv. 56, 165–174.

– 1964: Beziehungen zwischen Pliozän und Jurafaltung. Mit sedimentpetrographischen Analysen von F. Hofmann. Eclogae geol. Helv. 57, 75–90.

– 1967: Pliozän und Tektonik des Juragebirges. Mit einem Anhang von FRANZ HOFMANN: Sedimentpetrographische Untersuchungen an den Vogesensanden, Vogesenschottern und Sundgauschottern. Eclogae geol. Helv. 60, 407–490.

LUTERBACHER, H., KOEHLER, J. & WINDER, H. 1992: The northern margin of the Molasse Basin in SW Germany. Symposium Swiss Molasse Basin, Abstracts. Eclogae geol. Helv. 85, 787–788.

MEIN, P. 1975: Biozonation du Néogène mediterranéen a partir des mammifères. In: Report on activity of RCMN working groups. 1971–1975, 78–81.

– 1989: Updating of MN Zones. In: European Neogene Mammal Chronology. (Ed. by LINDSAY, E.H. et al.) NATO ASI Ser. A. 180 (Plenum Press New York), 73–90.

MERIAN, P. 1852: Ueber das Vorkommen von Dinotherium giganteum im Delsberger Thal des Bernerischen Jura. Ber. Verh. natf. Ges. Basel 10, 144–147.

RABEDER, G. 1985: Die Säugetiere des Pannonien. In: Chronostratigraphie und Neostratotypen. (Hrsg. von PAPP, A., JAMBOR, A. & STEININGER, F.F.) Miozän der zentralen Paratethys, M6 Pannonien. Akademia Kiado, Budapest, 440–463.

ROLLIER, L. 1898: 2e supplément à la description géologique de la partie jurassienne de la feuille VII de la carte géologique de la Suisse 1:100 000. Mat. Carte géol. Suisse 8, 1–206.

SCHÄFER, H. 1961: Die pontische Säugetierfauna von Charmoille (Jura bernois). Eclogae geol. Helv. 54, 559–565.

SCHREINER, A. 1965: Die Juranagelfluh im Hegau. Jb. geol. Landesamt Baden-Württemb. 7, 303–354.

STEHLIN, H.G. 1914: Ueber die Säugetiere der schweizerischen Molasseformation, ihre Fundorte und ihre stratigraphische Verbreitung. Verh. natf. Ges. Basel 25, 179–202.

STEININGER, F.F., BERNOR, R.L. & FAHLBUSCH, V. 1989: European Neogene Marine/Continental Chronologic Correlations. In: European Neogene Mammal Chronology. (Ed. by LINDSAY, E.H. et al.). NATO ASI Ser. A. 180 (Plenum Press New York), 15–46.

SWISHER III, C.C. 1996: New $^{40}Ar/^{39}Ar$ Dates and Their Contribution Toward a Revised Chronology for the Late Miocene Nonmarine of Europe and West Asia. In: The evolution of western Eurasian Neogene mammal faunas. (Ed. by BERNOR, R.L., FAHLBUSCH, V. & MITTMANN, H.-W.). Columbia University Press, New York, 64–77.

TOBIEN, H. 1986: Die jungtertiäre Fossilgrabungsstätte Höwenegg im Hegau (Südwestdeutschland). Ein Statusbericht. Carolinea 44, 9–34.

TRÜMPY, R. 1985: Die Plattentektonik und die Entstehung der Alpen. Vjschr. natf. Ges. Zürich 129/5, 3–47.

TSCHOPP, R. 1960: Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt Miécourt (Berner Jura). Beitr. geol. Karte Schweiz N.F. 110, 1–62.

VAN DER MEULEN, A.J. & DAAMS, R. 1992: Evolution of Early–Middle Miocene rodent faunas in relation to long-term palaeoenvironmental changes. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 93, 227–253.

WAIBEL, A. & BURRI, F. 1961: Juragebirge und Rheintalgraben. Lex. stratigr. int. Europe I/7, 1–314.

WARD, J.H. (1963): Hierarchical grouping to optimize an objective function. Journ. Am. Stat. Ass. 58, 236–244.

WENYU, WU. 1982: Die Cricetiden (Mammalia, Rodentia) aus der Oberen Süsswasser-Molasse von Puttenhausen (Niederbayern). Zitteliana 9, 37–80.

ZIEGLER, P.A. 1982: Geological Atlas of Western and central Europe. Shell Inter. Petrol. Maatschappij B.V.

Manuskript eingegangen 21. Dezember 1995
Revidierte Fassung angenommen 15. Oktober 1996