

ISSN 0077-6025 Natur und Mensch	Jahresmitteilungen 2013 Nürnberg 2014	Seite 89-146	Naturhistorische Gesellschaft Nürnberg e.V. Marientorgraben 8, 90402 Nürnberg
------------------------------------	--	-----------------	--

Wolfgang Schirmer

Moenodanuvius — Flussweg quer durch Franken

Die alten Täler im kalkigen Malm
ruhn ewig gemeißelt in Stein.

Im tonigen Sand des Keupers, des Lias,
und Doggers da brechen sie ein.

Dort zerfließen die Hänge,
die Triften und Höh'n,

da bleibt kaum ein altes Tal bestehn.

W. Schirmer

Zusammenfassung

Der Moenodanuvius ist ein Fluss, der – wie sein lateinischer Name besagen will – vom Quellgebiet des Mains im Mittelgebirge zum Paratethys-Becken zog, das heute von der Donau entwässert wird. Sein zentraler Lauf ist auf 220 km Länge verfolgbar. Seine typische Gesteinsfracht sind Radiolarite des Frankenalbdes. Theoretisch konnte er seit später Oberkreide existieren. Belegt ist er seit der Eozän/Oligozän-Grenze als Sedimentanteil in Molasseablagerungen. Sein längster Lauf existierte wahrscheinlich für eine gewisse Zeit im Mittelmiozän, als er über den Graupensandfluss via Schweizer Mittelland zum Rhone-Graben entwässerte. Nach Hebung des Westalpen-Schwarzwald-Gebietes sollte er in seiner letzten Phase, im Pliozän, der Altmühl-Donau zugeflossen sein, ehe der Ur-Main von Westen her den größten Teil des Moenodanuvius-Laufes zum Rhein hin lenkte. Der Name „Ur-Main“ sollte der Frühphase des vom Rhein nach Osten sich rücktastenden Mains vorbehalten bleiben.

Der Moenodanuvius mit all seinen Zuflüssen wird lithologisch als Moenodanuvius-Gruppe bezeichnet. Die einzelnen erhaltenen Talabschnitte sind faziell sehr unterschiedlich

erhalten und können verschiedene Zeitsäulen des Flusses repräsentieren. In der stark gehobenen Oberlaufregion sind vorwiegend Talformen mit fluviatilen Resten von Talboden-sedimenten erhalten. In der Unterlaufregion sind infolge zeitweiser Absenkung zusätzlich fluviatile Sedimentstapel von einigen Zehner Metern Mächtigkeit überliefert. Hierin bildet der Impakt des Riesmeteors mit 14,6 Ma die beste Zeitmarke. Die Sedimentstapel beherbergen in der Roth-Formation bedeutende mittelmiozäne Faunen.

Abstract

Moenodanuvius – Tertiary river course crossing Franconia

The Moenodanuvius means a river that – after its latin name – runs from the source area of the River Main in the western part of the Bohemian Massif to the Paratethys Basin in the northern Alpine Foreland, which is nowadays drained by the Danube (Fig. 1). Its central branch can be followed up to 220 km length. Its typical facies indicator is radiolarite from the Frankenalb (Fig. 2). Theoretically the river may have existed since late Upper Cretaceous time. Its first sedimentological traces have been preserved within molasse deposits of the Paratethys since the Eocene-Oligocene boundary. During a certain time span of the Middle Miocene, its longest course should have existed as a tributary of the Graupensand River that drained the Paratethys Basin towards west via Switzerland to the Rhône Graben (Figs. 8 and 9). During Pliocene, uplift of the Western Alps and the Schwarzwald region caused an eastern drainage of the Paratethys Basin.

Nürnberg-Formation	Quartär	seit ?2,6
? Rheinanschluss des Frankenwald-Moenodanuvius = Main	tiefstes Oberpliozän	3,5
Hebung der Südl. Frankenalb. Flussumkehr von Süd-Abfluss nach Nord-Abfluss	Pliozän	?5-4
Kasendorfer Albnordrand-Hebung	?	?
Bergnershof-Formation	Pliozän	?5
Ussel-Formation	?Oberstes Miozän – Pliozän	?6-5
Donau in der Südl. Frankenalb		?6-5
Monheim-Formation	Serravallium und Tortonium	?12-7
Prä-Nürnberg-Formation	?Mittel/Ober-Miozän	
Roth-Formation	Mittel-Miozän (MN4a–MN5)	ab 14,6
Ries-Impact	Mittel-Miozän	14,6
Grimmelfingen-Formation (Graupensandrinne)	Mittel-Miozän (MN4a)	14,6
Altisheim-Formation	? Unter/Mittel-Miozän	vor 14,6
Hag-Subformation, Lindersberg-Subformation	?Mittel-Miozän - Pliozän	
Nebelberg-Subformation, Froschweiher-Subformation	?Unter-Miozän oder älter	
Blütental-Subformation, Raitenberg-Subformation	?jüngste Oberkreide – Untermiozän	
Eschlipp-Formation	? jüngste Oberkreide – älteres Tertiär	
Espich-Formation	?jüngste Oberkreide – Tertiär	?75-3

Tab. 1: Die stratigrafischen Ereignisse der Moenodanuvius-Gruppe: Abfluss zur Paratethys = grün, Abfluss zur Donau = blau, Abfluss zum Rhein = rot.

Tab. 1: Stratigraphy of the Moenodanuvius Group. Discharge to the Paratethys = green, discharge to the Danube River = blue, discharge to the Rhine River = red.

Thus, the Moenodanuvius became a tributary of the Danube. Later, the extension of the Rhenish Primeval Main River towards east cut into the upper river catchment of the Moenodanuvius. Consequently, a great deal of the Moenodanuvius catchment became part of the River Rhine catchment – what is nowadays the River Main basin (Tab. 1).

The name „Ur-Main“ (Primeval Main) should only be used for the enlarging catchment of the Main River – and not for rivers that in former times drained the recent Main source area towards the Paratethys Basin; this river is called Moenodanuvius. Unfortunately, in literature two „Ur-Main“ names were used for different rivers draining to the Rhine as well as to the Paratethys Basin (see Fig. 3).

Lithologically, the Moenodanuvius system together with its tributaries is called Moenodanuvius Group. Each valley section, so far preserved, shows different fluviaatile facies and may also be attributed to different periods of the long life of the Moenodanuvius. In its upper drainage area the river remnants due to strong uplift exhibit mostly incised valley forms with thalwegs and bottom sediments of the former river (Figs. 4 and 5). In contrast, in the lower drainage area due to subsiding periods sedimentary stacks of some decameters in thickness are preserved in addition to incised valley forms with few sandy gravel relics. The sedimentary stack of the Roth Formation embraces rich fauna remnants of Middle Miocene age, and moreover provides an exact time marker by the Ries meteor impact at 14.6 Ma (Tab.1).



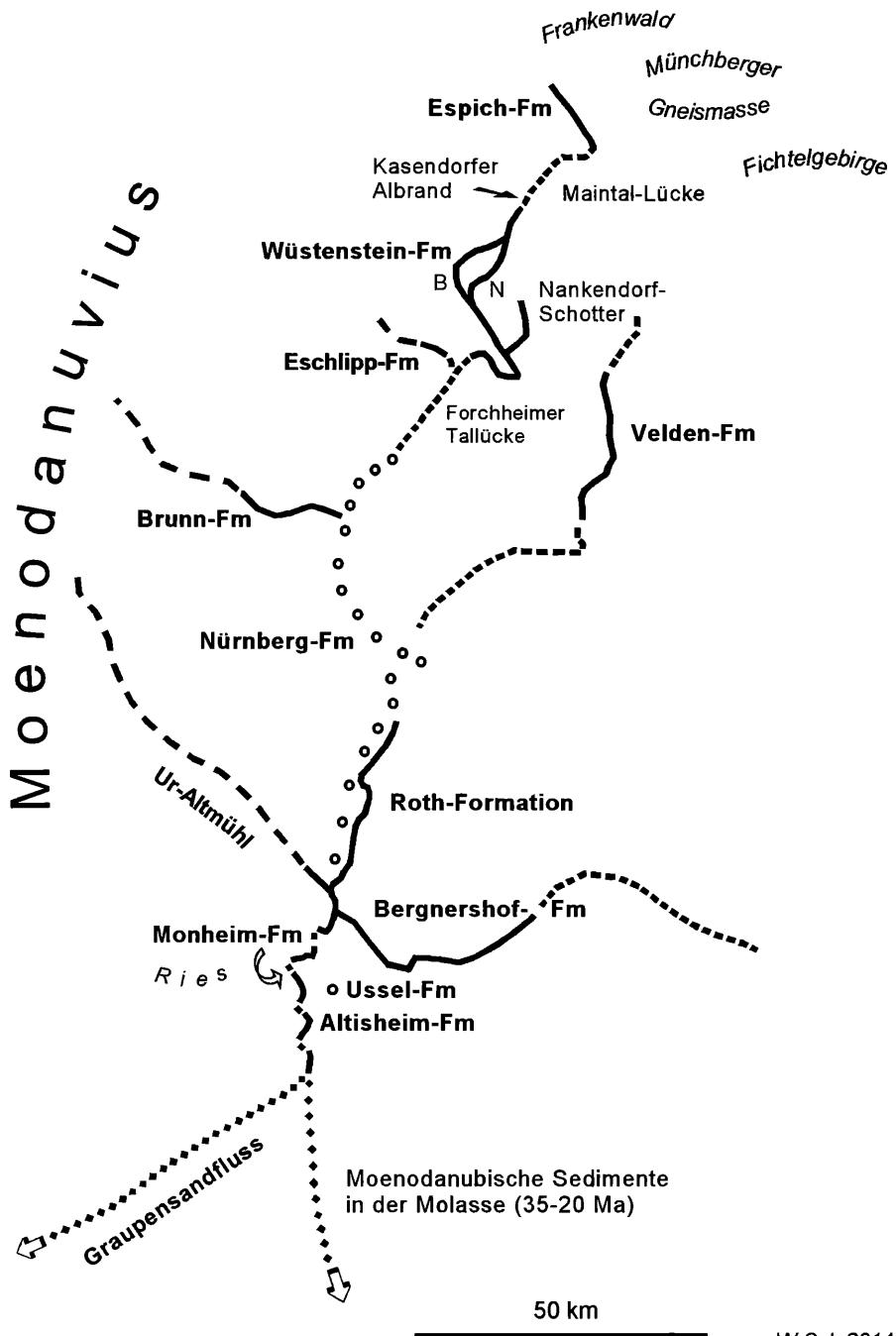


Abb. 1: Karte der tertiärzeitlichen Moenodanuvius-Gruppe. Ihre erhaltenen Einzelglieder sind als Formationen ausgewiesen. B = Blütental-Subformation, N = Nebelberg-Subformation. Hintergrundkarte: Ausschnitt der Geologischen Karte von Bayern (Bayerisches Landesamt für Umwelt).

Fig. 1: Map of the Tertiary River Moenodanuvius Group and its different remnants separated as lithological Formations. B = Blütental Subformation, N = Nebelberg Subformation. Background map: Detail of the Geological Map of Bavaria (Bayerisches Landesamt für Umwelt).

Prolog

Mit dem kleinen Text „Moenodanuvius – ein uralter Fluß auf der Frankenalb“ im Jahre 1984 beschrieb ich vor nunmehr 30 Jahren die Beobachtung, dass die scheinbar lose über die Nördliche Frankenalb verteilten Frankenwald-Gerölle sich längs einem Strang aufreihen, der die Obermain- und Wiesentalb durchquert. Dabei liegen die Gerölle stellenweise sogar noch in einer kartierbaren Talform. Ich nannte diesen neuen Flusslauf Moenodanuvius, weil ich beim Studium des Namens „Urmain“ ein kaum entwirrbares Namens-Durcheinander vorfand (das in Ziffer 2 genauer dargelegt wird).

Nachdem an diesem selben Fluss-Strang des Moenodanuvius derzeit neben mir noch zwei fleißig und erfolgreich forschende Leute wirken, GOTTFRIED HOFBAUER und GÜNTHER BERGER, und beide jüngst in den Schriften-Reihen der Naturhistorischen Gesellschaft Nürnberg veröffentlichten, will ich mich in derselben Reihe anschließen, um einiges zum Moenodanuvius vorzutragen und zu erklären. Eine kurze mündliche Erläuterung gab ich schon auf der von GÜNTHER BERGER so interessant geführten Exkursion am 20.10.2012 ab.

1. Kurze Vorstellung der Moenodanuvius-Gruppe

Die Moenodanuvius-Gruppe stellt ein Flussystem dar (Abb. 1), das im nördlichsten Falle im Mittelgebirge wurzelt und durch die Süddeutsche Großscholle nach Süden zur Paratethys oder seinen fluviatilen Nachfolgebecken abfließt. Zwei Quellarme der Moenodanuvius-Gruppe, zentraler Moenodanuvius und Ur-Altmühl, sammeln sich in Südfranken östlich des Rieses und münden zwischen Donauwörth und Kelheim in das Paratethys-Becken (Molasse-Becken). Von ihren Seitenarmen ist der westlichste die Ur-Altmühl, der östlichste der Velden-Talzug im Pegnitz-Gebiet.

Keiner der Flussarme der Moenodanuvius-Gruppe ist vollständig erhalten. Sie blieben nur in Teilabschnitten, in Einzeltalzügen überliefert. Diese unterscheiden sich in Höhenlage, Anzahl ihrer Terrassen, Fazies und Erhaltung. Daher bietet es sich an, die einzelnen kartierbaren Talzüge als Formationen darzustellen. Solch eine Formation besteht aus einem Talzug und seinem Sedimentinhalt. Beim Talzug ist manchmal die eingesenkten Talform erhalten, beim Sedimentinhalt im

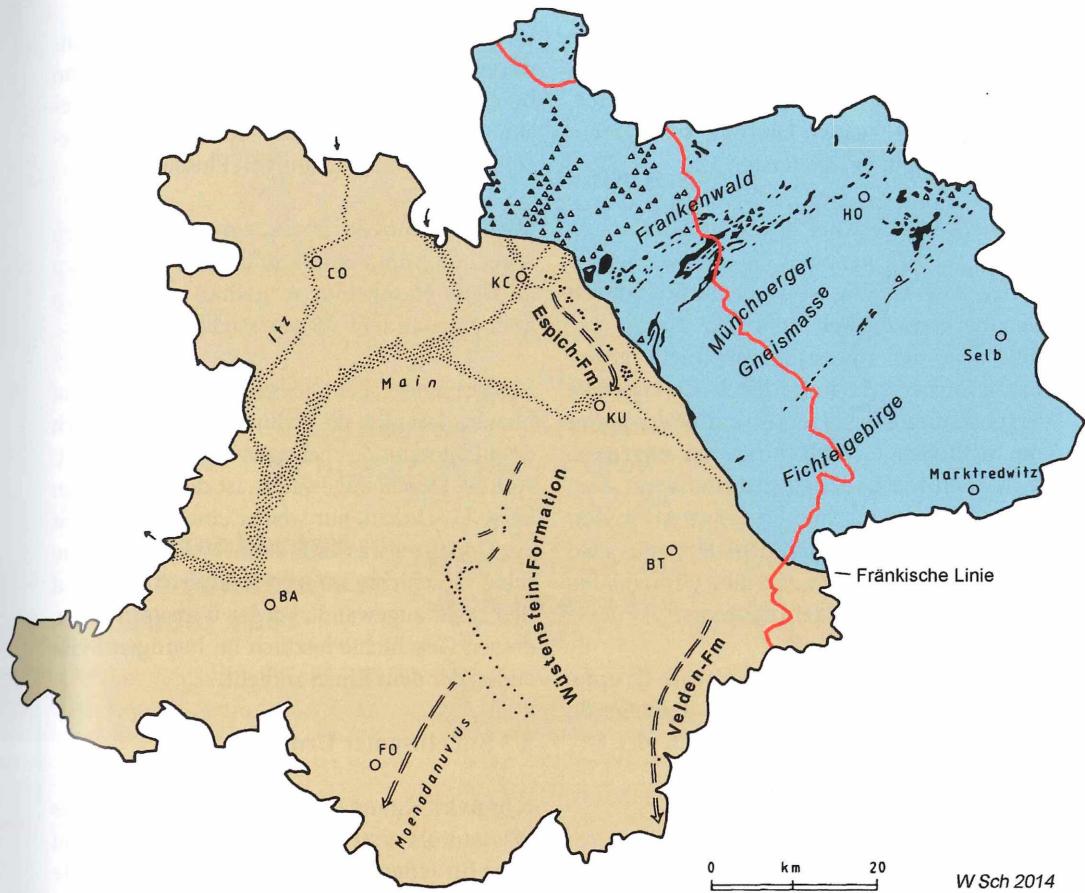
KASTEN 1

Radiolarit – Lydit

Radiolarit ist ein Tiefseegestein, arm an mineralischem Detritus und reich an organischem, vor allem an Radiolarien. Er wird im Mittelgebirge auch Kieselschiefer genannt. Schwarzer Radiolarit heißt auch Lydit. Nur gibt es alle Farbübergänge von schwarzen nach grauen und grünen, braunen und roten Radiolariten, oft am selben Gesteinsstück oder Geröll. Der schwarze Radiolarit gibt weder stratigrafische noch räumliche Herkunft an. Ich verwende in diesem Text daher Radiolarit auch für Lydit und Kieselschiefer. Lydit und Kieselschiefer schreibe ich aber im Falle eines zitierten

Berichtetes über Funde von Lydit oder Kieselschiefer. Die Vorkommen des Radiolariits im oberfränkischen Grundgebirge sind in Abb. 2 eingetragen. Sie dienten als Lieferanten für die fluviatilen Radiolaritgerölle auf dem heutigen Deckgebirge, die für Oberfranken ebenfalls in Abb. 2 eingetragen sind.

Im Bereich, wo alpine Schotter sich mit Mittelgebirgsschotter mischen, wird in der Literatur immer von Lydit (Mittelgebirge) und Radiolarit (Alpen) gesprochen. Dort, wo von Lydit berichtet wird, weiß man nicht, ob sie wirklich alle schwarz sind, und fragt sich, wo bleiben dann die helleren und bunten.



heutige Wasserscheide des Mains gegen Naab, Eger und Sächsische Saale

→ quartäre Radiolarit-Quarzschorrer im Deckgebirge, mit Transportrichtung

→ tertiäre Radiolarit-Quarzschorrer der Moenodanuvius-Gruppe

ins Rotliegend umgelagerte Radiolarite des Grundgebirges (nördlich Kronach)

ins Unterkarbon umgelagerte Radiolarite des Grundgebirges

silurische und devonische Radiolarite des Grundgebirges

Abb. 2: Karte der Radiolarit-Vorkommen im Grundgebirge (graublau) und deren fluviatile Verbreitung ins Deckgebirgsvorland (ocker) von Oberfranken (verändert nach SCHIRMER 1986: 15).

Fig. 2: Map of the occurrence of radiolarite in the Variscan basement (grey-blue) and their fluvial distribution into its foreland (ocre) within Upper Franconia (modified after SCHIRMER 1986: 15).

geringsten Falle nur Geröllstreu. Der zentrale Moenodanuvius zwischen Espich und heutiger Donau hat eine Visitenkarte, den Radiolarit, dessen Gerölle seinen Laufweg sehr getreu markieren (Abb. 2) (vgl. Kasten 1).

Das theoretische Alter der Moenodanuvius-Gruppe reicht von später Oberkreide durchs Tertiär. Altersmäßig ist es nach unten durch die oberkretazischen marinen Kreidevorstöße von der Regensburger Bucht gegen Nord-Nordwesten und durch die sandige Verschüttung der Hessenreuth-Formation vom östlichen Grundgebirge her begrenzt. Nach oben hin endet es spätestens mit dem Eingriff des rheinischen Flusssystems in den Oberlauf des Moenodanuvius-Systems, also dem ostgerichteten Zugriff des Urmains bis zur Ausbildung des Main-Systems.

Ähnlich alt wie die Moenodanuvius-Gruppe sind weitere zur Paratethys abfließende Flusssysteme, wie das der Ur-Naab, der Ur-Wörnitz, der Ur-Brenz usw.

2. Der Urmain-Wirrwarr

Dieses Kapitel über die vielseitige Verwendung des Namens „Urmain“ erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit. Sicherlich gibt es noch weitere Urmain-Namensnennungen, die hier nicht erfasst sind. Es will nur den Gedankengang, der zum Moenodanuvius führte, erläutern. Man könnte alsbald beim folgenden Lesen im Wirrwarr ertrinken. Um zu differenzieren, erscheinen im Text die Flussnamen des **rheinischen Urmain** unterstrichen, die des **südgerichteten Abflusses** normal; die die **Nordalb querenden südgerichteten** Abflüsse erscheinen kursiv. Abb. 3 dient als Orientierungshilfe.

2.1 Urfluss

Ein Ur-Fluss ist ein Fluss, der den heutigen Fluss, nach welchem er benannt ist, einst nur

unvollständig darstellte oder auch auf anderen Wegen erreichte, aber letztlich dann beim heutigen ankommt. Die Ur-Fluss-Geschichte sollte also bei der heutigen Geschichte des gleichnamigen Flusses enden.

Weniger sinnvoll ist es, von Urfluss A zu sprechen, wenn ein Fluss B einmal irgendwo an dem Flussgebiet A teilhat, er (B) dann aber ganz andere Wege einschlägt.

Letzten Endes läuft diese Vorstellung darauf hinaus, dass sich die Urfluss-Benennung nach dem Unterlauf des heutigen Flusses orientiert. Auf die Donau angewandt, ist der Alpenrhein keine Ur-Donau, nur weil er eine gewisse Zeit zur Donau entwässerte; denn letztlich mündete seine Geschichte in der Rheingeschichte. Auf den Main angewandt, ist der Urmain nur der, dessen Geschichte letztlich im heutigen Main endet, der dem Rhein zufließt.

2.2 Ein einsamer Urmain

NORBERT KREBS (1919: 331) benutzt meines Wissens als erster den Namen **Urmain**, und zwar für einen Main, der an der Keuperstufe zwischen Steigerwald und Hassbergen wurzelt und nach Westen gegen Schweinfurt entwässert (Abb. 3). Das geschah zu einer Zeit, da über dem dortigen Keuper noch Zeugenberg mit jurassischem Schichten-dach lagen. Die Entwässerung von der Quellregion des heutigen Mains über Bamberg-Altmühl zur Donau nennt er **Bamberger Main** (S. 332). Diesen Talweg der Entwässerung hatte bekanntlich als erster MELCHIOR NEUMAYR (1885: 68) vorgeschlagen. Aber der Name, den KREBS wählt, ist nicht glücklich; er belegt damit zwei alte, und sehr unterschiedliche Flusswege zugleich mit dem Namen Main.

2.3 Zwei Urmaine

Genau diesen Bamberger Main von KREBS

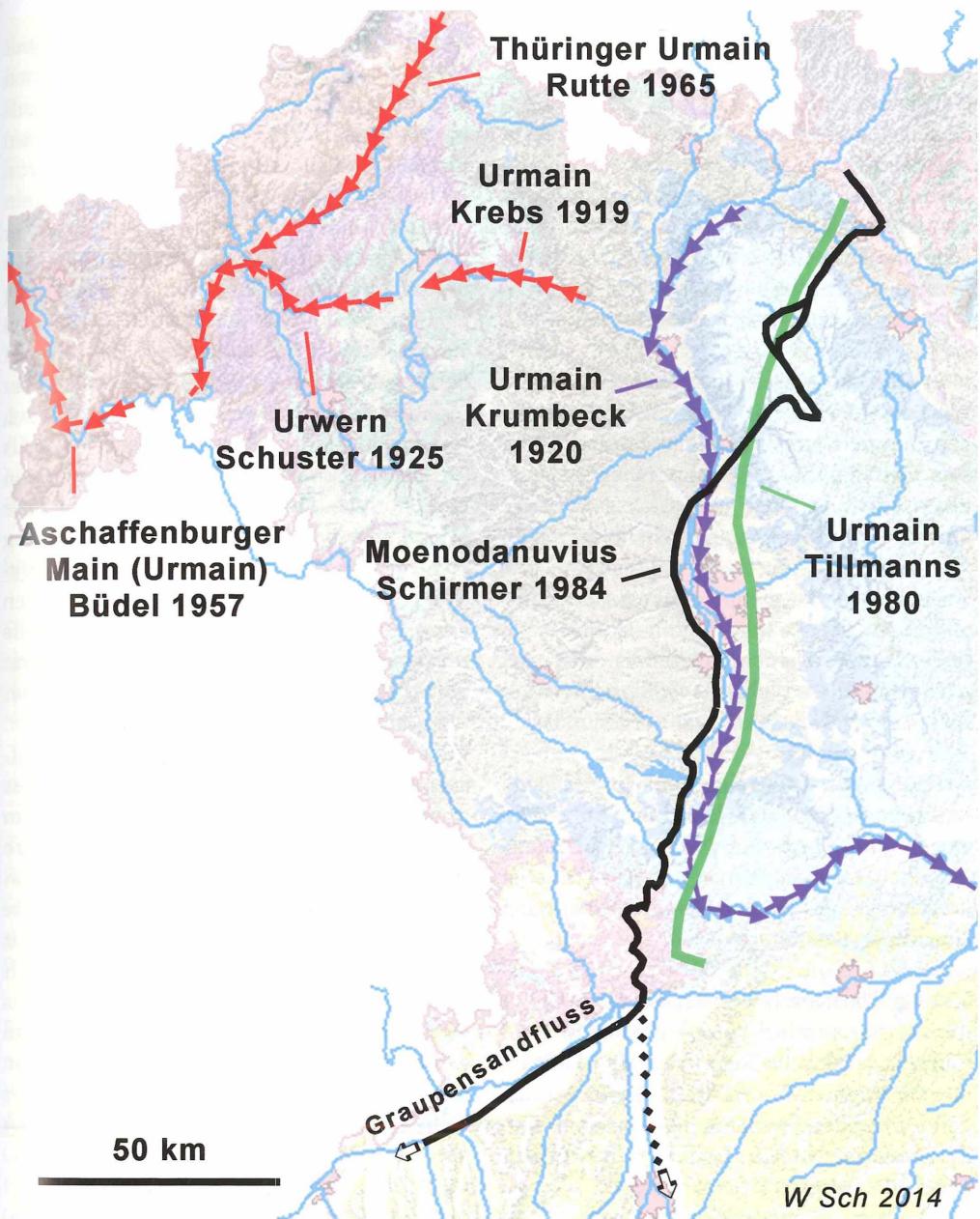


Abb. 3: Urmain-Bezeichnungen für den rheinischen Urmain und den Südabfluss zur Paratethys. Die Abbildung ist keine vollständige Darstellung der Flussgeschichte von Urmain und Moenodanuvius, sondern dient nur zur Veranschaulichung einiger im Urmain-Wirrarr-Kapitel (Ziff. 2) aufgeführter Namen. Dargestellt sind jeweils nur die Ersteinführungen neuer Flussnamen.

Fig. 3: River names discussed in chapter 2, especially the naming of two rivers as „Urmain“ (Primeval Main): the westward (Rhenish) draining „Urmain“, which is the real Ur-Main, as well as the southward (Paratethyan) draining „Urmain“, which is the Moenodanuvius River.

bezeichnet LOTHAR KRUMBECK (1920: 472) ebenfalls als **Urmain**. Beide Arbeiten – zu KRUMBECKS Entlastung gesagt – überkreuzen sich zeitlich scheinbar, denn KRUMBECK bespricht in dieser Ur-Arbeit zu seinem Urmain eine Arbeit von KREBS & LEHMANN von 1914 über die Rezat-Altmühl-Geschichte. KRUMBECK hatte also sicher nicht vor, die KREBSSche Arbeit von 1919 zu übergehen, sondern er kannte sie noch nicht.

Nun war es passiert, dass es bis in unsere jüngsten Jahre zwei „Urmaine“ gab: einen, der diesen Namen wirklich verdiente, der sich zum heutigen Main entwickelte, und einen, der die Idee mit sich führt, die Quellregion müsse namensgebend sein.

Zugegeben, es ist nicht einfach, für den Südabfluss in der Regnitz/Rednitz-Rinne nach Süden einen Namen zu wählen, der der Mündung dieses Flusses entspricht. Man hätte Ur-Schwäbische Rezat wählen müssen. Aber verglichen mit dem Ur-Rhein und der Ur-Donau, die beide einem mächtigen Delta zufließen, klingt das kümmерlich, zudem wegen der Länge des Namens noch umständlich. Doch hätte man sich ja korrigieren können nach Aufdeckung der doppeldeutigen Namensverwendung.

GEORG WAGNER (1923: 41, 44, 49) benennt den NEUMAYRSchen Flussweg vom Ende des Obermains durchs Regnitztal zur Altmühl als **Ur-Regnitz–Ur-Rednitz–Ur-Rezat**. Er erwähnt weder KREBS noch KRUMBECK und deren kürzliche Namensgebungen, sieht sich also neu in diesem Metier.

Nun haben wir in fünf Jahren schon drei Namen für die NEUMAYRSche Talstrecke Bamberg–Treuchtlingen: Bamberger Main, Urmain und Urregnitz. Das sind die Namen „Urmain“ nach der Quelle, „Urregnitz“ nach dem Unterlauf (wenn auch in verkehrter Laufrichtung) und „Bamberger“ nach einem Ort am Wege.

MATTHÄUS SCHUSTER hält am 22. Oktober 1924 einen Vortrag bei der Naturhistorischen Gesellschaft in Nürnberg über die Landschaft um den Main. Er verwendet darin einen Urmain im Sinne KRUMBECKS, der von Lichtenfels über Bamberg donauwärts zieht (SCHUSTER 1925: 4). Allerdings erwähnt er weder KREBS noch KRUMBECK. Es bleibt also unklar, ob er den „Urmain“ noch einmal neu erfunden hat, oder die beiden genannten Vorgänger-Autoren überging. Er erwähnt S. 11 aber WAGNER (1923) und seine „Ur-regnitz und -Rednitz“, aber hat keine Skrupel, diesen Fluss um- oder neuzubenennen. Als Nebenfluss empfängt SCHUSTERS Urmain eine Urnassach von Hassfurt her. Die Wasserscheide zur rheinischen Ur-Wern zieht er dicht östlich Schweinfurt. Mit **Ur-Wern** (Abb. 3) bezeichnet er auch einen Fluss mit dem Namensschild seiner Quelle für den späteren Nachfolgefuss Main, denn er schreibt, dass ihr „Unterlauf von der Aschaffenburger Gegend an aufwärts... ungefähr dem heutigen Mainlaufe entsprochen haben mag.“ Nahezu absurd, dass er den Vorläufer des Mains nach einem seiner Nebenflüsse benennt und nicht nach ihm selbst. Da sitzt die Idee der Namengebung durch die Quelle im Kopfe. Die Urwern wurde nach SCHUSTER später mit der Umkehr des südgerichteten Urmain über einen „Wern-Main“ – der durch das Werntal geflossen sein soll – (S. 12) zum Main. Diese Wern-Main-Idee, den Main durch das Werntal laufen zu lassen, erwies sich später als unhaltbar (BESCHOREN 1955: 12).

1927 bekraftigt KRUMBECK (1927a: 184) seinen Urmain von 1920. Dass er damit immer noch die Flussstrecke Bamberg–Regnitz–Donau meint, geht klar aus S. 186 und 219 hervor. Einen zum Rhein hin gerichteten ersten Main nennt KRUMBECK (S. 186) **Altmain**, eine erste nach der Anzapfung durch den Main nordgerichtete

Regnitz nennt er **Altregnitz** (S. 264). KRUMBECK zitiert in seiner Arbeit beide Vorgänger, KREBS (1919) und SCHUSTER (1925), geht aber auf deren abweichende Flussbenennungen nicht ein: Er setzt kommentarlos seine Benennungen dagegen.

KRUMBECK ist sich auch schon des Transportes der Gerölle aus dem oberfränkischen Grundgebirge über die Nordalb hinweg bewusst (S. 262), da solche Gerölle an der unteren Regnitz fehlen. Hier ist also eine erste Erkenntnis des Moenodanuvius fixiert. Aber sein Urmain bleibt noch in der NEUMAYRSchen Bahn, auf der Talstrecke Bamberg–Treuchtlingen – und das noch lange; der Wechsel des Urmain auf die Alb hinauf wird erst viel später erfolgen.

So wechselt der Urmain nun hin und her, ist einmal rheinisch-, dann wieder südgerichtet. Zwei Beispiele: JOACHIM BARTZ (1936, 1937) benutzt im Sinne von KREBS (1919) den Begriff „Ur-Main“ als rheinischen Urmain mit Einzugsgebiet westlich der „Grabfeld-Steigerwaldwasserscheide“. Für den Talzug Bamberg–Treuchtlingen benutzt er den Begriff „Ur-Regnitz“ im Sinne WAGNERS (1923). LEONHARD RÜCKERT (1941: 121) verwendet wiederum gemäß KRUMBECK (1927a) für den Talzug Bamberg–Treuchtlingen den Namen „Urmain“.

Bald kommt aber Bewegung in diesen Doppelsinn des Wortes Urmain. Jetzt kommt die Phase, in der man beide Urmaine durch Adjektive unterscheidet, wie es schon KREBS (1919) mit dem Bamberger Urmain vorgab: ERWIN RUTTE (1957: 117) spricht von einem „**oberfränkischen** und **unterfränkischen** Urmain“, JULIUS BÜDEL (1957: 32) von einem **Aschaffenburger Main** als einem Urmain, der bei Stadtprozelten entspringt (Abb. 3); wiederum RUTTE (1965: 65) von einem **Thüringer Ur-Main**, der über Ostheim vor der Rhön und das Becken der Fränkischen Saale zum Maingebiet fließt. Daneben

verwenden BAUBERGER et al. (1969: 174) den Begriff „**Alt-Obermain**“ für den NEUMAYRSchen Talzug Obermain-Treuchtlingen, also für den KRUMBECKSchen Urmain.

1971 (S. 55) benennt RUTTE seinen Thüringer Urmain von 1965 – in Analogie zu dem rheinhessischen **Arvernensis-Schotter** von BARTZ (1950: 202) – als **Arvernensis-Schotter** nach dem fossilen rüsseltragenden Mastodon *Anancus arvernensis* (CROIZET & JOBERT 1928). Dieser unterfränkische Arvernensis-Schotter soll den Oberlauf der Altmühl verkörpern, also nach Südosten abfließen. Zeitlich setzt RUTTE diese Arvernensiszeit ins Ende Jungpliozän bis unteres Villafranca, also bis in den Beginn des Quartärs. 1981 und 1987 überträgt er die „Arvernensis-Entwässerung“ als Südentwässerung auf ganz Nordbayern. Sie schließt (1981: 218) auch den NEUMAYRSchen Talzug Bamberg–Treuchtlingen mit ein. Ich hielt (SCHIRMER 2007: 177) diesen Namen für die Südabflüsse in Nordbayern als ungeeignet, da das moenodanubische Flusssystem zeitlich viel länger (seit später Oberkreide durchs Tertiär hindurch) als die kurze Arvernensis-Zeit existiert.

Nun habe ich im Bericht einige Jahre übersprungen, um die Arvernensis-Schotter als Ganzes zu besprechen, die ansonsten keine Erwähnung mehr finden, und kehre zurück zum Jahr 1977. In diesem Jahr werden die ersten einer Serie von Geologischen Karten 1:25 000 des damaligen Bayerischen Geologischen Landesamtes aus dem Untermaingebiet publiziert, die Blätter Karlstadt und Remlingen. SCHWARZMEIER (1977: 16) übernimmt darin den rheinisch gerichteten Urmain BÜDELS (1957), den **Aschaffenburger Urmain**, und stellt ihn dem südgerichteten Bamberger Urmain gegenüber. Ob er letzteren Namen von KREBS (1919) übernimmt, sagt er nicht. Diese beiden Bezeichnungen, Aschaffenburger und Bamberger Urmain, bleiben dann die üblichen in

etlichen Kartenerläuterungen des Bayerischen Geologischen Landesamtes und werden zum Beispiel auch von FREUDENBERGER (seit 2000) verwendet.

2.4 Drei Urmaine

1977 ist darüber hinaus ein entscheidendes Jahr. Es erscheinen jetzt Arbeiten aus der Kölner Schule BRUNNACKERS, der schon 1967 und 1973 über den Südabfluss der Regnitz veröffentlicht hat. So wie 1920 KRUMBECK einen zweiten „Urmain“ begründet hat, zum rheinischen westgerichteten den südgerichteten, so begründet WOLFGANG TILLMANNS (1977: 102) einen **dritten Urmain**. Es ist dies der Fluss, der über die Nördliche Frankenalb zieht, und den KRUMBECK (1927a: 262) als Grundgebirgsabfluss bereits vermutet, wie oben berichtet. Grund dafür sind einige Streuschottervorkommen auf der Albhochfläche, die KRUMBECK dort vermeldet. Beide Autoren sehen den Lieferantenfluss dieser Hochschotter in einem höheren, heute nicht mehr erhaltenen Talniveau, aus dem sie herabprojiziert sind. Räumlich kennt TILLMANNS neben diesem *Urmain* der Nordalb noch den zweiten Urmain, der über „den Obermain...durch den Rezat-Rednitz-Talzug nach Süden“ zieht (104), also den KRUMBECKSchen von 1920. Bei TILLMANNS ist der *Urmain*, der über die Nordalb zieht, der ältere, der später seinen Lauf dann in den Urmain um die Alb herum in den NEUMAYR-KRUMBECKSchen Lauf verlegt. TILLMANNS bildet 1980 (S. 203) die beiden südgerichteten Urmaine in Karten-Darstellung ab (vgl. Abb. 3). In einer weiteren Kölner Dissertation bekräftigt ULRICH G. MÜLLER (1981: 114–117) diese beiden südgerichteten Urmain-Darstellungen.

2.5 Beinahe noch ein vierter Urmain

ULRICH EMMERT (1975: 139) erläutert, es habe nach KREBS (1919) und BüDEL (1957)

einen Urmain gegeben, der vom südlichen Maindreieck „durch die Iphöfer Pforte nach Osten zur Rednitz entwässerte“. KREBS muss er missverstanden haben, denn dieser erläutert – wie unter Ziff. 2.1 dargestellt – seinen „Urmain“ als Westabfluss. BüDEL (1957: 32) beschreibt tatsächlich, dass ein nord-süd-gerichteter Würzburger und Schweinfurter Main nach Südosten abbiegend die Iphöfer Pforte zur Regnitz durchlaufen habe; aber er bezeichnet ihn nicht als Urmain. Da liegt also ein Irrtum vor. – Nebenbei, EMMERT widerlegt im selben Text diesen BüDELSchen Mainlauf durch die Iphöfer Pforte (1975: 143f).

2.6 Der Moenodanuvius

1982 fand ich, dass die wenigen Streuschotter, die nach KRUMBECK und TILLMANNS aus einer höher gelegenen, heute nicht mehr erhaltenen Terrasse herabprojiziert seien, viel reicher vorhanden sind und auf der Nordalb einem wohlerhaltenen Talzug angehören. Dieser ist samt seinen Schotterresten gut auskartierbar (SCHIRMER 1984a-c, 1985a-c, 1986, 1991). Ich sah keinen Sinn dahinter, diesen wohl ausgebildeten reliktischen Fluss in den bereits bestehenden Urmain-Wirrwarr einzureihen und mich dem Ringen anzuschließen, welcher Fluss nun die wahre Berechtigung hätte, Urmain genannt zu werden – zumal uns die Sprache ja doch Möglichkeiten genug bietet, damit wir nicht unterschiedliche Objekte mit denselben Namen belegen müssen.

Neben der Möglichkeit, einen Fluss nach dem Unterlauf zu benennen, wie es beim KREBSSchen rheinischen Urmain geschah, und der Möglichkeit, ihn nach der vermeintlichen Quelle zu benennen, wie es beim KRUMBECKSchen südgerichteten Urmain im Bamberg-Treuchtlinger Talzug geschah, wähle ich den Weg des Flusses, der von einem heutigen Talraum, dem heutigen

Main, zu einem anderen Talraum, dem der heutigen Donau, zieht – den Main-Donau-Fluss, kurz ***Moenodanuvius***.

Neben dem *Moenodanuvius* bleiben die anderen beiden Urmaine, der KREBSSche und der KRUMBECKsche, ja unberührt – ungeachtet der Tatsache, ob es den KRUMBECKschen Urmain in dieser Form überhaupt je gab. Denn KRUMBECK meldet ja selbst schon Bedenken wegen der fehlenden Grundgebirgsschotter zwischen Bamberg und Forchheim an (siehe oben 2.3). Das ist aber eine Forschungs- und keine Namensangelegenheit. Immerhin existiert dieser KRUMBECKsche Urmain als Name und lebte und lebt noch fleißig fort.

2.7 Immer wieder neue Namen für daselbe Flusssystem

2010 nennen ANDREAS PETEREK & BERNT SCHRÖDER (S. 311) den Moenodanuvius *Palaeo-Main* – ein unglücklicher Name. Palaeo-Main heißt Alter Main, Altmain. Jeder abgeschnittene Mäander in der jungen Mainaue würde im Englischen als Paläo-Main bezeichnet werden, so wie er in unseren Flurkarten als Alter Main oder Altmain bezeichnet wird. Ähnlich unglücklich gewählt sind daher auch die oben bereits genannten Namengebungen „Altmain“ von KRUMBECK (1927a: 186) bzw. „Alt-Obermain“ von BAUBERGER et al. (1969).

Seit 2001 publizieren Mitarbeiter der Naturhistorischen Gesellschaft Nürnberg – sehr erfolgreich – über die Flussgeschichte des Regnitz-Rednitz-Rezat-Talzuges: GOTTFRIED HOFBAUER verwendet dabei 2011 (S. 112) den Begriff **Süd-Rezat** für die südgerichtete Schwäbische Rezat, und 2013 (S. 121) den Begriff **Süd-Regnitz** für das nach Süden verlaufende System im Rednitz-Regnitz-Talzug. GÜNTHER BERGER (2010: 89) wählt für einen eventuellen Flusstransport von

Lyditen in den cenomanen marinen Mörnsheimer Bryozoensandstein bei Solnhofen den Begriff **Frankenalbfluss**. Davon ist unten noch die Rede (Ziff. 3.1).

2.8 Entwirrung

Namen sind nicht geschützt. Aber das wissenschaftliche Gesetz des Prioritätsschutzes, des Schutzes der Erstnennung, ist sinnvoll. Da ist der Name Urmain im Sinne von KREBS (1919) als Westabfluss doppelt sinnvoll, einmal weil er eine Erstnennung ist, zum andern, weil es der Fluss ist, dessen Geschichte im heutigen Main endet. Was den Südabfluss Frankens betrifft, gebührte der Ur-Regnitz von WAGNER (1923) noch erste Priorität. Aber sie hat nun einmal mit dem Flusslauf vom Frankenwald über die Nördliche Frankenalb bis Forchheim absolut nichts zu tun. Dieser Flusslauf ist sicher ein ungewöhnlicher Fall in der Flussgeschichte – ein Fluss, der die verschiedensten heutigen Täler begleitet und kreuzt, ein Fluss zur Paratethys, der dann in ihrem trockenlaufenden Becken mal nach Westen, mal nach Osten entwässert. Daher steht ihm auch ein eigener Name zu. Das Angebot steht seit 1984: ***Moenodanuvius***.

3. Bestandsaufnahme der Moenodanuvius-Gruppe

Der Moenodanuvius ist in einzelnen Talzügen erhalten. Diese Talzüge zeigen vor allem unterschiedliche Höhen, oft auch unterschiedliche Fazies und, nach starker Verwitterung und Abtragung, sehr unterschiedliche Erhaltungszustände. Daher werden im Folgenden die einzelnen zusammengehörig erhaltenen Flussabschnitte mit ihrem Talzug und Sedimentinhalt als Formationen benannt und kurz umrissen (Abb. 4 und 5, Tab. 1).

Es sei noch vorweggeschickt: Der Moenodanuvius ist mit seinen Sedimenten aber

trotz seines Alters von vielen Millionen Jahren streckenweise in gesamten, viele Kilometer langen Talzügen überliefert. Innerhalb dieser Talzüge gibt es durchlaufend kartierbare Talböden. Manchmal sind auch nur von Berg Rücken zu Berg Rücken verfolgbare Terrassenreste erhalten. Er überliefert sich sowohl durch lehmige, geröllführende Fluss-sedimente als auch durch Einzelgeröllstreu. Seine erhaltenen Zeugnisse müssen von Talzug zu Talzug nicht gleich alt sein. Es sind aber Zeugnisse ein und desselben Fluss-systems, die alte, festliegende Laufwege bezeugen. Sie stammen aber zum Teil aus unterschiedlichen Zeitabschnitten dieses sicher etliche Millionen Jahre existierenden Flusssystems.

Die Intention dieses Textes ist es, den gesamten Moenodanuvius in seinen erhaltenen Talzügen knapp und auf Grund heutiger Sicht darzustellen. Es gäbe zu allen Talzügen sehr viel Historisches und viele andere Meinungen zu erörtern. Das bräuchte eigene aufwendige Arbeiten für jeden Talzug, deren jeder sehr befund- und literaturreich ist.

Ausgenommen von der Gesamtdarstellung ist hier die Ur-Altmühl und ihre möglichen Einzel-Formationen.

3.1 Moenodanubische Morgenröte

Zur Zeit der *Unterkreide* erfolgte durch Hebung des Grundgebirges der Böhmisches Masse eine fluviatile sandige Verschüttung im östlichen Nordbayern einschließlich der Südab. Es handelt sich um Quarzsande mit Geröllen bis zu 5 cm ø und Kaolintone der **Schutzfels-Formation** (NIEBUHR & PÜRNER 2009: 15). Auch Lydite treten darin durchaus häufig auf (TRUSHEIM 1936: 34, OSCHMANN 1958: 62, RUTTE 1962: 88).

Auf die terrestrische Schutzfels-Formation folgt am Beginn der *Oberkreide* ein Meeressvorstoß, der im Raum Eichstätt die san-

dige untercenomane **Wellheim-Formation** (NIEBUHR 2009) ablagert. Dazu gehört auch der Mörnsheimer Bryozoen-sandstein, der nur in einzelnen Blöcken existiert. In einem solchen fand G. BERGER (2011) am Hummelberg südlich Solnhofen Lyditgerölle von 0,5–1,5 cm ø.

Etwa zeitgleich sind auch Lydite, die TRUSHEIM (1936: 61) an der Basis der cenomanen **Regensburg-Formation** (WILMSEN, NIEBUHR & PÜRNER 2009: 19) gefunden hat, und die als aus der Schutzfels-Formation umgelagert gelten.

Vom Cenoman bis ins Coniac stößt das Oberkreidemeer vom Regensburger Raum aus über die südliche Oberpfalz zur Nördlichen Frankenab vor. Diese Transgression benutzt einen Weg, der heute noch die große tektonische Tiefenlinie Nordbayerns darstellt, die **Frankenalb-Furche** (vgl. v. FREYBERG 1969). Jede Transgression benutzt zuerst die Tiefenlinien des Landes und folgt damit vornehmlich den Flusstäler. Es ist also anzunehmen, dass die Entwässerung von der späten Unterkreide an Flusstäler der Frankenalb-Furche benutzte. So sollte der moenodanubische Abfluss in der Kreide wenigstens bis zum Coniac erst einmal den Südostweg gegen Regensburg bzw. gegen die in die Frankenalb-Furche vorstoßende Meeressbucht benutzt haben (SCHIRMER 1985b: 93–94).

G. BERGER (2011) nimmt für die Lydite im Mörnsheimer Bryozoen-sandstein den bereits bekannten Weg des Moenodanuvius, wie er in Abb. 1 dargestellt ist, an und damit die Lieferung des Lydits auf dem kürzesten Weg aus dem Frankenwald. Es ist höchst unwahrscheinlich, dass der Moenodanuvius damals, im Unter-Cenoman, quer über die Frankenalb-Furche nach Süden ziehen konnte. Viel wahrscheinlicher ist es, dass er zur Cenomanzeit die tektonisch angelegte Furche benutzte und

zugleich den Weg vorzeichnete, den das Oberkreidemeer in Nordbayern nahm.

Der genaue Ursprungsort der Lydite aus der Unterkreide des Regensburger und Eichstätter Raumes ist nicht bekannt. Es kommen die Vorkommen des Frankenwaldes, diejenigen südöstlich der Münchberger Gneismasse und diejenigen um den Steinwald in Frage. Die Lydite im Eichstätter Raum könnten viel eher aus der vom Osten geschütteten Schutzfels-Formation in den Mörnsheimer Bryozoen-sandstein umgelaert oder im Cenoman aus dem Regensburg-Kelheimer Raum durch küstenparallelen Versatz dorthin transportiert worden sein.

Im Verlaufe des Meeresvorstoßes der Oberkreide in die Alb (Cenoman-Coniac) hob sich das östlich und nordöstlich angrenzende Grundgebirge längs der Fränkischen Linie kräftiger heraus. Die Oberpfälzer Senke wurde bis über die gesamte Nördliche Frankenalb hinweg fluviatil mit Sand, untergeordnet Kies und Pelit der **Hessenreuth-Formation** verschüttet. Bis 500 m mächtig liegen sie noch am Ostrand vor der Fränkischen Linie im Hessenreuther Forst (NIEBUHR et al. 2009). Darin sind auch Lydite enthalten.¹ Sie ist natürlich seit später Kreide wieder wesentlich abgetragen worden. Aber auf dieser sandigen, vom Grundgebirge nach Südwesten sich abdachenden fluviatilen Aufschüttung konnte sich das Flussnetz neu formieren. Das dürfte die Zeit für die Entstehung des heute überlieferten Bildes des Moenodanuvius sein, also späte Kreidezeit.

Von all den Flüssen, die seit der Heraushebung Nordbayerns Ende Malm existiert haben müssen, ist kein Lauf überliefert, nur eben einige Gerölle oder typische Mineral-spektren eines Hinterlandes. Erst vom Flusssystem des Moenodanuvius kennen wir

bisher Läufe in Einzelabschnitten, die im Folgenden beschrieben werden.

3.2 Espich-Formation mit Espich-Talzug im Frankenwald-Vorland

Definition: Talzug im Frankenwald-Vorland auf dem Bindlacher Höhenzug zwischen Unterrodach und Untersteinach aus Lehm und Geröll des Frankenwaldes.

Ableitung des Namens: von der Flur Espich 1 km westlich Untersteinach, in der das Typusprofil liegt.

Erstbeschreibung: Eine erste Erwähnung finden seine Gerölle bei GÜMBEL (1877, 1879: 611). EMMERT (1953: 37) benennt die Ablagerungen nach dem Haupt-Schottervorkommen als Espich-Terrasse. Im vorliegenden Text werden sie als Espich-Formation der Moenodanuvius-Gruppe beschrieben.

Chronostratigrafie: ?jüngste Oberkreide bis Tertiär

Synonyme: Untersteinacher Schotter, Seibelsdorfer Schotter (KRUMBECK 1927a: 193), Espich-Niveau (KÖRBER 1962: 127), Frankenwald-Vorland-Schotter (SCHIRMER 1985a: 95), Frankenwald-Vorland-Moenodanuvius (SCHIRMER 2012a: 27)

Beschreibung:

Es ist der bisher oberste bekannte Talzug im Oberlauf des Moenodanuvius. Der Talzug ist 14 km lang erhalten und erstreckt sich auf einem Muschelkalk-Rücken, der parallel zur Fränkischen Linie in etwa 3 km Entfernung von ihr zieht, getrennt durch eine Keuper-senke, hier Oberfränkische Randsenke genannt. Im NW wird er von der Rodach bei Unterrodach gequert und begrenzt, im Südosten von der Schorgast bei Untersteinach. Dieser Rücken ist Teil eines 48 km langen namenlosen Muschelkalkrückens, der von der Rodach bis südöstlich Weidenberg reicht, hier Bindlacher Höhenzug genannt. Der Talzug ist in Bezug auf das Grundgebirge ein

¹ In der Nordalb ist die Verschüttung heute örtlich noch bis 20 m mächtig erhalten (MEYER 1972: 50).

subsequenter Talzug, der ehemals von konsequenten Bächen aus dem Grundgebirge genährt wurde.

Lithologie:

Die fluviatile Sedimentauflage auf dem Bindlacher Höhenzug vor dem Frankenwald besteht aus wenigstens 7 m mächtigem lehmigen Schotter und reinem Lehm. Ausführlichere Beschreibungen liefern besonders KRUMBECK 1927a, WURM 1931, EMMERT 1953, KÖRBER 1962, DREXLER 1980, MÜLLER 1981 und SCHIRMER 2012a. SCHIRMER (2012a: 31) erhält in der Flur Espich aus statistisch aufgesammelter Geröllstreu von 404 Gerölle > 20 mm Ø ein Spektrum von 73% Radiolarit, 23% Quarz, 3% paläozoischem Quarzit und 1% mesozoischem Sandstein und Quarzit (vorwiegend aus dem Buntsandstein). Daneben treten sehr selten Eisenkiesel, Diabas, Grauwacke und Limonit auf. Der Schotter besteht also zu 99% aus Silica-Gesteinen (vgl. SCHIRMER 2012b). MÜLLER (1981: 93) leitet die Radiolarite chemisch-mineralogisch aus dem unmittelbar angrenzenden Frankenwald ab. DREXLER (1980) beschreibt zwei bis 6,8 m tiefe Baggertschürfe vom Espich, die gelblich braunen lehmigen Schotter erschlossen, der von sehr schlecht bis besser geschichtet wechselt. Er enthält auch verwitterte Gerölle, wenig Sandanteil, hohen Silt- und Tonanteil mit 50–55% Kaolinitgehalt. Ferner haben unterschiedliche Verwitterungsbedingungen Anteil am Gesamtsediment. Aber es gibt auch mächtige Lagen von fast geröllfreiem tonigen Silt. Aus der Profilbeschreibung gehen mehrere Schüttungsrhythmen hervor und lassen sich auch fossile Böden vermuten. Verbreitete steinarme Lehmlagen bezeugen auch die Kartierungen von WURM (1931) und GUDDEN (1955).

Untergeordnete Einheiten: Sie gibt es sicher im Sedimentstapel. Aber sie lassen sich aus den zwei Baggertschurfprofilen von DREXLER (1980) nicht ablesen.

Liegengrenze: Muschelkalk (Mittlere Trias).

Hangengrenze: unterschiedlich tiefe Erosion

unter der heutigen Oberfläche.

Mächtigkeit: wenigstens 7 m.

Typusprofile: Baggertschürfe im Espich durch DREXLER (1980).

Verbreitung: im unmittelbaren Frankenwald-Vorland auf dem Rücken des Bindlacher Höhenzuges von Unterrodach/Rodach bis Untersteinach. Der Talzug beginnt heute mit dem Rodach-Tal. Vielleicht stellte dieses Tal einen wichtigen Oberlauf des Moenodanuvius dar. Das heutige Südostende des Espich-Talzuges muss vom Espich aus nach Südwesten in den Verlauf des heutigen Weißen Mains eingebogen sein. Das erkannte schon KÖRBER (1962: 127). Denn in der Fortsetzung der NW–SE verlaufenden Espich-Talrinne führt der Bindlacher Höhenzug keine Radiolarit-Schotter mehr.

Alterseinstufung: Eine direkte Datierung der Formation gibt es nicht. Was die Entstehung und das Alter dieses Talstücks anbetrifft, so gibt es dazu wenige Fakten:

1. Das fluviatile Sediment liegt allein auf dem Kalksteinrücken des schmalen Muschelkalkstreifens des Bindlacher Höhenzuges. Es greift seitlich nicht auf Buntsandstein über (Buntsandsteinhorst), der den Kalksteinzug im Westen begrenzt, und nicht auf den Keuper im Osten, dessen weiche Gesteine die morphologische Senke zwischen dem Muschelkalkrücken und der Fränkischen Linie verursachen (Oberfränkische Randsenke). Die alleinige Lage der fluviatilen Sedimente auf dem Kalkrücken lässt den Schluss zu, dass eben der Kalkrücken einst ein Tal bildete, das die Fluss-sedimente auffing und beherbergte. Es muss also eine Reliefumkehr stattgefunden haben – das Tal wurde zum Höhenrücken, was schon KRUMBECK (1927a: 195) erwägt. Ein Tal im Kalksteinzug ist nur zu einer Klimaperiode möglich, in der Kalkstein stärker verwittert als die begleitenden silikatischen Gesteine. Das ist im tropisch-subtropischen Klima optimal möglich. Solches herrschte wenigstens vom Alttertiär

(Paläogen) bis zum Mittelmiozän (ca. 14 Ma vor heute).

2. Das Sediment ist stark tonig und enthält viele schlecht sortierte, angewitterte Klastika des Frankenwälder Grundgebirges – also Sedimente einer tropisch-subtropischen Verwitterungsdecke des Frankenwaldes. Eine solche entstand von später Oberkreide bis ins Mittelmiozän. Der Westrand der böhmischen Masse – mit dem Frankenwald – war vermutlich bis Ende der Jurazeit von marinen Sedimenten bedeckt. Als er sich in Unter- und Oberkreide herauhob (PETEREK et al. 2010), musste diese Sedimentdecke erst einmal abgetragen werden, ehe die Grundgebirgsgesteine wieder entblößt waren. Das war spätestens in der späten Oberkreide der Fall, denn da lässt sich weiter südöstlich im Hessenreuther Forst nach kräftiger Hebung des Grundgebirges dessen Abtragungsschutt 500 m mächtig vorfinden (NIEBUHR et al. 2009). Also spätestens von da ab herrscht tiefgründige Verwitterung auf dem Grundgebirge selbst, die dann zum Abtrag bereitstand.

3. In der südbayerischen Paratethys, dem alpinen Molassebecken, erscheinen Mittelgebirgs-Radiolarite erstmals im Oligozän (s. Ziff. 3.11).

Das theoretische Alter der Espich-Formation könnte also von der jüngsten Oberkreide bis zum Pliozän reichen.

Laufzusammenhänge: Eigentlich müsste der Espich-Talzug konstanter oberer Gesteinslieferant aller unterhalb folgenden Formationen des zentralen Moenodanuvius-Astes durch verschiedene Klimate und Zeiten gewesen sein. Er müsste also Sedimente der gesamten moenodanubischen Zeitspanne enthalten mit allen ihren Akkumulationszyklen und Erosionszyklen oder fluviatilen Ruhephasen. Es ist durchaus möglich, dass ihre bis 7 m dicke alte, scheinbar wirr sortierte Talfüllung mit Hinweisen auf verschiedene mehrere Schüttungszyklen und Klimazyklen eine sedimentologisch nur

schwer entwirrbare Geschichte der langen moenodanubischen Zeit beinhaltet.

3.3 Die Maintal-Lücke

Das heutige Maintal reißt eine Erosionslücke in die alten Südabflüsse vom Frankenwald. In dieser Lücke verbirgt sich einerseits die ehemalige Fortsetzung des lehmig-steinigen Espich-Talzuges, andererseits der Zulieferant des Wüstenstein-Talzuges, der das Frankenwald-Material auf die Alb trug.

Diese Lücke ist nicht nur durch den Einriss des Maintals, sondern auch durch die Hebung des Nordrandes der Fränkischen Alb bei Kasendorf-Welschenkahl bedingt (Kasendorfer Albnordrand in Abb. 4 und 5). Die Hebung hat das Tal des Moenodanuvius dort so hoch herausgehoben, dass alle Talspuren erodiert sind.

Die Enden beider Talzüge, des Espich- und des Wüstenstein-Talzuges, liegen 22 km auseinander. Diese Enden müssen nun nicht zwangsläufig verbunden werden. Aber es spricht vieles dafür:

1. Alle hochliegenden Geröllstreufunde in der möglichen Fortsetzung des Espich-Talzuges sind radiolaritfrei oder sehr radiolaritarm, mit Ausnahme des Wüstenstein-Talzuges.
2. Die Austrittsrichtung des Espich-Talzuges und die Eintrittsrichtung des Wüstenstein-Talzuges weisen aufeinander zu, richtungsmäßig und höhenmäßig, locken also zur Verbindung.
3. Die primären Haupt-Vorkommen von Radiolarit-Gestein liegen im Frankenwald (Abb. 2) und konnten nur über den Espich-Talzug als Geröll abtransportiert werden. Das heißt, eine andere Zufuhr-Richtung für das Geröll-Spektrum des Wüstenstein-Talzuges gibt es überhaupt nicht.

Die Maintal-Lücke des Moenodanuvius wurde durch ein jüngeres Flusssystem aus-

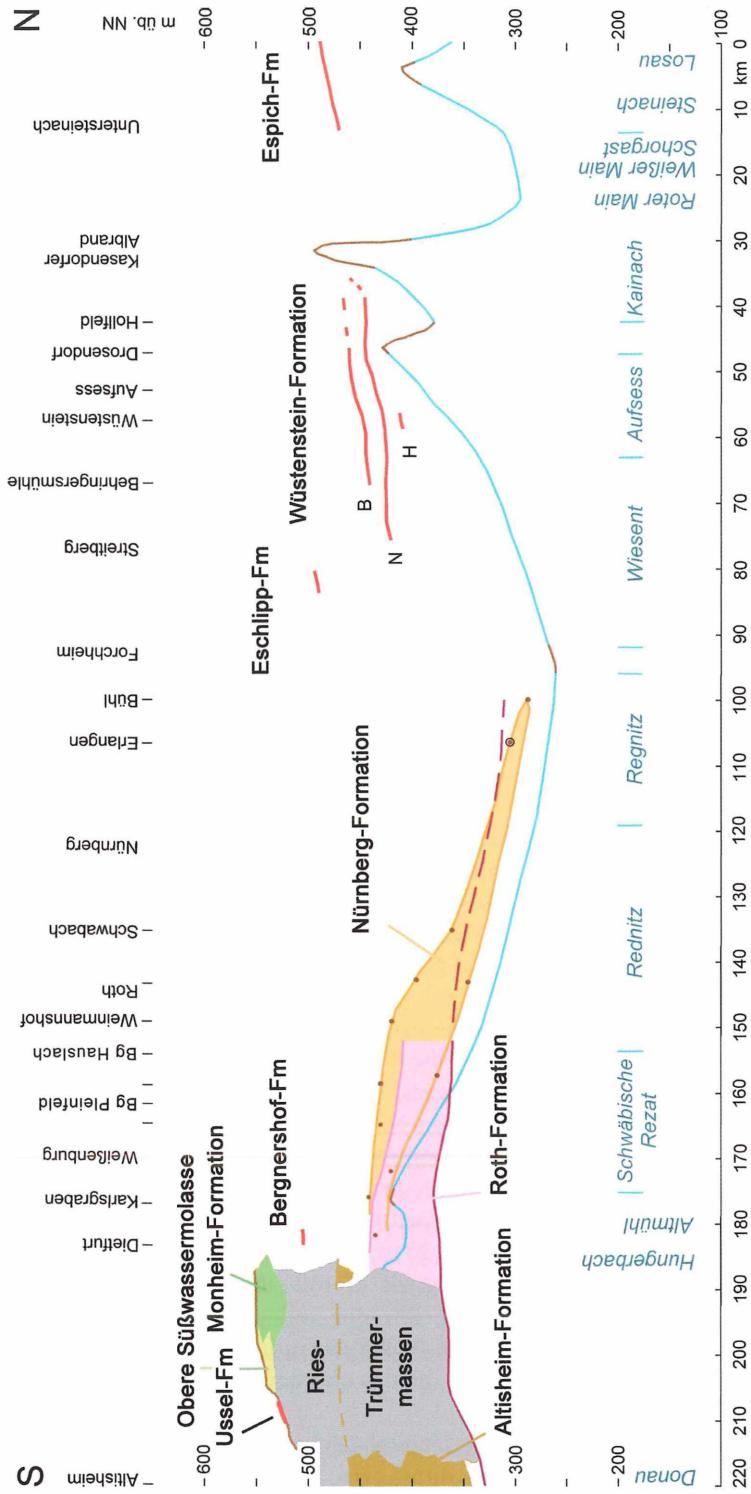


Abb. 4: Längsprofil entlang dem Moenodanuvius vom Frankenwald-Vorland (Espich-Talzug) im N zur Donau im S mit 220 km Tallänge. Blaue Linie = heutiges Flussniveau, das den Moenodanuvius begleitet. Braune Verbindungen = niedrigste Landverbindungen zwischen den Tälern. Die Linie endet an den Ries-Trümmermassen. B = Blütental-Subformation, Bg = Bohrung, Fm = Formation, H = Hag-Subformation, N = Nebelberg-Subformation. Braune Punkte um die Nürnberg-Formation kennzeichnen die höchsten und tiefsten Schotterauftsammlungen in dieser Formation vor allem durch TILLMANNS (1977).

Fig. 4: Longitudinal section combining the remnants of the Moenodanuvius River, starting north at the toe of the Frankenwald and ending south at the Danube River. Length of the relict valley bottom: 220 km. Blue line = recent river bed accompanying the Moenodanuvius River. Brown connections: lowermost land connection between the valleys. The line ends in front of the Ries Meteorite ejecta (grey). Oberlaufregion = upper catchment, Unterlaufregion = lower catchment. Abtragene Sedimente = eroded sediments. Brown dots around the Nürnberg Formation mark the highest and the lowest situated gravel collections of the Nürnberg Formation, mostly taken by TILLMANNS (1977). B = Blütental Subformation, Bg = drilling, Fm = formation, H = Hag-Subformation, N = Nebelberg Subformation.

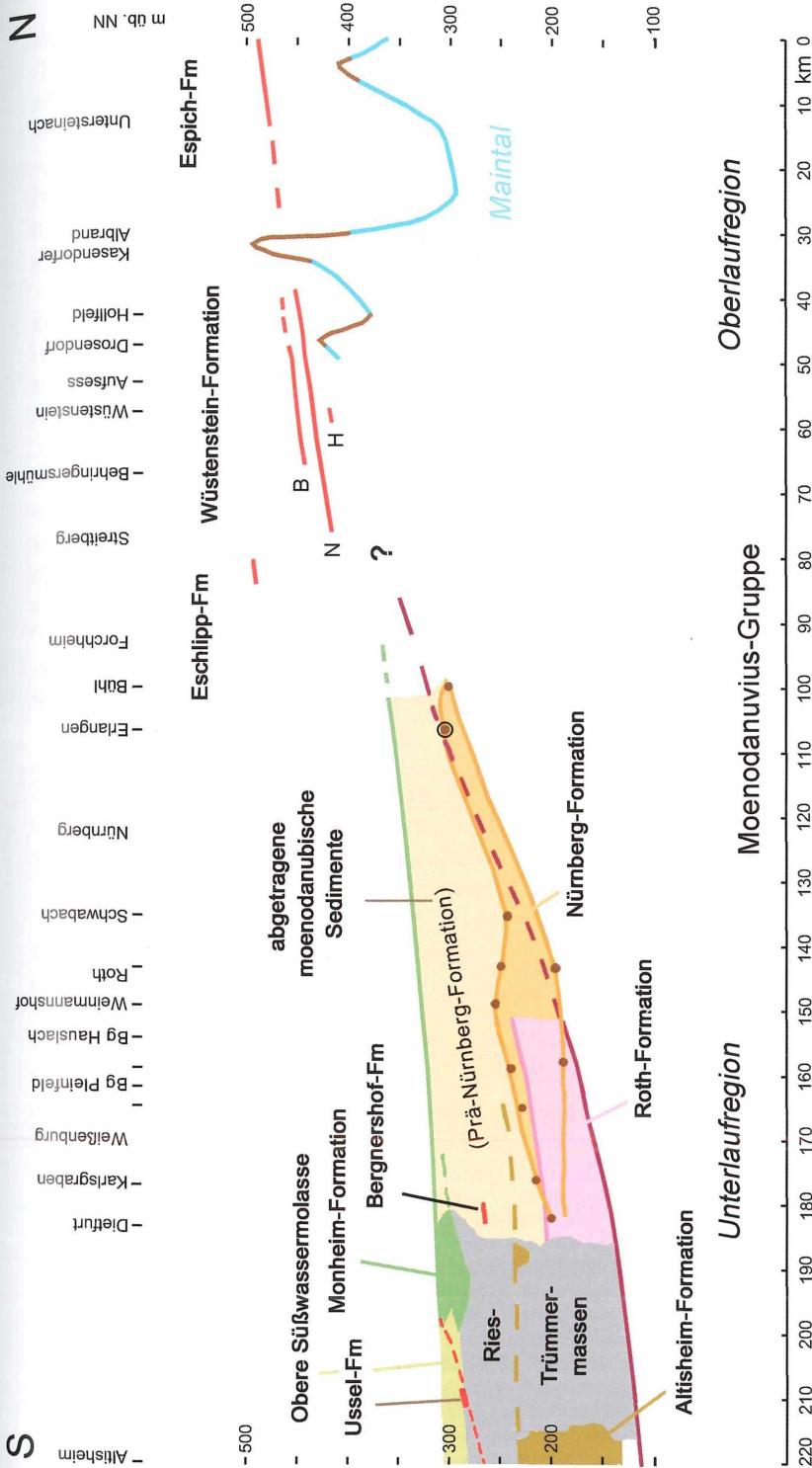


Abb. 5: Rekonstruktionsversuch des Talverlaufs zu moenodanubischer Zeit. Fixpunkte sind die Ausgangshöhe des Espich-Talzuges bei km 0 und die belassene 310 m-Höhe des Talboden bei Erlangen (km 105). Die Unterlaufregion wurde so tief gelegt, dass die Monheim-Formation noch ein realistisches Gefälle zur Forchheimer Tällichkeit erhält. Die Formations-Mächtigkeiten zwischen km 100 und 220 wurden gemäß Abb. 4 beibehalten. B = Blütental-Subformation, Bg = Bohrung, Fm = Formation, H = Hag-Subformation, N = Nebelberg-Subformation.

Fig. 5: Attempt to reconstruct the former valley course of the Moenodanuvius River. Fixed points are the elevation of the Espich valley at km 0 and the unmoved 310 m elevation at km 105 (Erlangen). The lower catchment was moved down as far that the Monheim Formation gets a realistic river gradient from upriver. The thicknesses of the Formations between km 100 and 220 are the same as in Fig. 4. B = Blütental Subformation, Bg = drilling, Fm = Formation, H = Hag-Subformation, N = Nebelberg Subformation.

geräumt, das westlich um die Nordalb orientiert ist.

3.4 Wüstenstein-Formation und Wüstenstein-Talzug in der Nordalb

Definition: Allochthoner Schotterzug mit Quarz-Radiolarit-Schotter quer über die Nördliche Frankenalb von Kasendorf bis Streitberg über Hochfläche und Trogtal-Leisten (Kulmbacher Moenodanuvius).

Ableitung des Namens: Wüstenstein ist ein Ortsteil der Gemeinde Wiesental in der Fränkischen Schweiz. Der Ort liegt am Fluss Aufsess², in deren hochgelegenem Trogtal bei Wüstenstein verschiedene Schotterterrassen des Moenodanuvius erhalten sind.

Erstbeschreibung: SEEFELDNER (1914: 277) erkennt morphologisch alten Talboden. KRUMBECK (1927a: 198 f) gibt eine erste Beschreibung einzelner Gerölle als Hochflächenschotter und Urtalbodenschotter. SCHIRMER (1984a) beschreibt kartierbare beschotterte Talböden und benennt (dieser Text) den Schotterzug als Wüstenstein-Formation der Moenodanuvius-Gruppe.

Chronostratigrafie: ?späte Oberkreide bis Tertiär
Synonyme: Urwiesent-Schotter, Uraufsess-Schotter (KRUMBECK 1927a: 23), Albschotter partim (WIPPERN 1955: 22), Urmain (TILLMANNS 1980: 203) – wobei er zugleich einen Urmain über die Nordalb und einen späteren über Obermain – Bamberg ins Regnitztal kennt – , Hollfelder Schotter (KALOGIAN-NIDIS 1981: 167), Urwiesent (SCHIRMER 1991: 237).

Beschreibung: Die wichtigsten Beschreibungen der Wüstenstein-Formation stammen von KRUMBECK (1927a), MÜLLER (1981) und SCHIRMER (1984a–c, 1985a-d, 1991, 2007, 2008, 2010, 2012a).

Die Wüstenstein-Formation umfasst im Wesentlichen eine Geröllstreu in einem 40 km langen, hoch gelegenen Trogtal über der

Westschulter bzw. rechten Schulter des Kainachtals, Aufsess- und Wiesenttals. Zwischen Kainach und Aufsess quert sie die Oberkreidesedimente der Hollfelder Mulde. Dabei ist das moenodanubische in Karbonatgestein eingesenkte Tal bei Drosendorf und Wüstenstein in seiner ursprünglichen Breite von 350–400 m erhalten (SCHIRMER 1984c: 68–69) (Abb. 6).

Lithologie: Zwei Schürfgruben – Zedersitz (KRUMBECK 1927a: 198) und Drosendorf (SCHIRMER 1985b: 28) – zeigen, dass das Flusssediment, ähnlich dem des Espich, reich an gelbbraunem und grauem Lehm ist. Durch nachträgliche Abtragung blieben meist nur Flusssedimente in Karstschlotten knapp unter dem Talboden erhalten. Daher treten die Gerölllager an der heutigen Oberfläche lokal konzentriert auf. Eine Geröllanalyse von 689 Geröllen (> 20 mm ø) aus der Grabung Drosendorf zeigt (SCHIRMER 1985b: 31): 33% Quarz, 18% Radiolarit (dabei 7% Lydit und 11% heller Radiolarit), Metaquarzit 1%, Hornstein des Malms 19%, heller Kreidequarzit 27%, brauner Kreidesandstein 2%. MÜLLER (1981: 95) leitet die Radiolarite durch chemisch-mineralogische Analyse vom Frankenwald ab.

Untergeordnete Einheiten: Es wurden vier Subformationen, Terrassen-Niveaus, gleichen Geröllinventars auskartierte:

Blütental-Subformation bzw. Blütental-Terrasse (SCHIRMER 1984b: 48): Sie erstreckt sich kartierbar in 457–459 m üb. NN von Wiesentfels bis zum Ort Aufsess (SCHIRMER 1985a: 101–103) und weicht bis 4 km nordwestlich von der Nebelberg-Terrasse ab. Name: nach dem „Blütental“, dem die Terrasse von Wiesentfels nach Voitmannsdorf folgt (Abb. 6).

Nebelberg-Subformation bzw. Nebelberg-Terrasse (SCHIRMER 1984b: 48): Bei Drosen-

² Ich entschied mich für die Schreibweise „Aufsess“ anstatt „Aufseß“

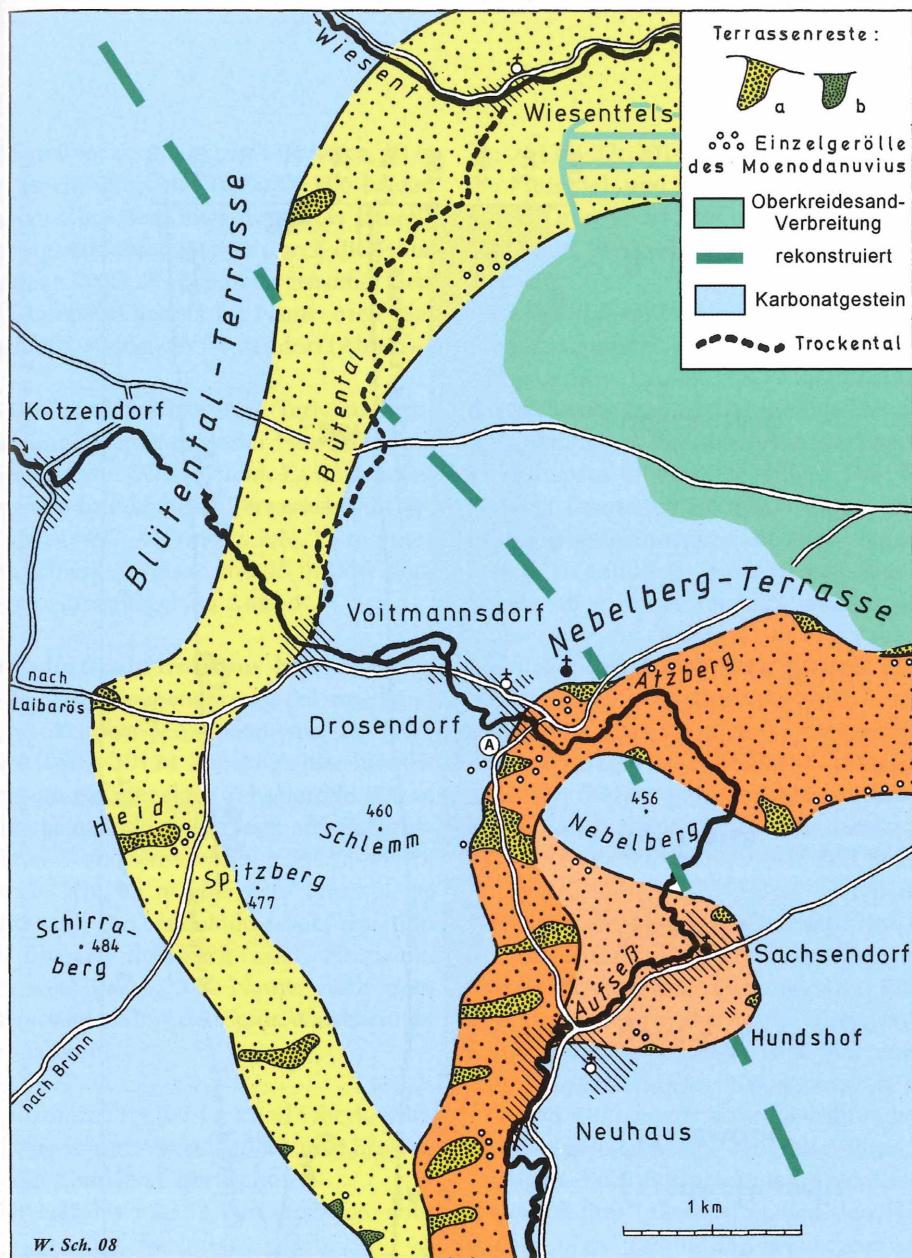


Abb. 6: Wüstenstein-Formation mit älterer Blütental-Terrasse (hellgelb) und jüngerer Nebelberg-Terrasse (orange) im Bereich der heutigen oberen Wiesent und Aufsess. Eingetragen sind Terrassenreste a. mit Geröllstreu (dunkelgelb), b. mit nicht erkennbarer Geröllstreu (wenn sie mit Wald oder Wiesengelände bestanden sind) (gelbgrün), ferner Einzelgerölle ohne Bindung an Terrassenflächen. — Die beiden Terrassen des Moenodanuvius zeigen die Verengung der alten Täler dort, wo sie aus der rekonstruierten Kreidesandbedeckung mit weitem Tal in die Weißjura-Karbonatgesteine mit engem Tal eintreten. Der Abstand der rekonstruierbaren Moenodanuvius-zeitlichen Kreidesandbedeckung zur heutigen beträgt nur 1–1,5 km (aus SCHIRMER 2008: 38).

Fig. 6: Wüstenstein Formation with an older Blütental Terrace (light yellow) and a younger Nebelberg Terrace (orange) crossing the recent rivers Wiesent and Aufsess. They are verified by terrace remnants a. with pebble scatter (dark yellow), b. only morphologically (yellow green), and by scattered pebbles beyond terrace plains. — Both terrace courses are narrowing where they leave the present Upper Cretaceous sand cover (green) or the reconstructed sand cover (dashed green line) to enter the Upper Jurassic carbonate rocks (blue) (from SCHIRMER 2008: 38).

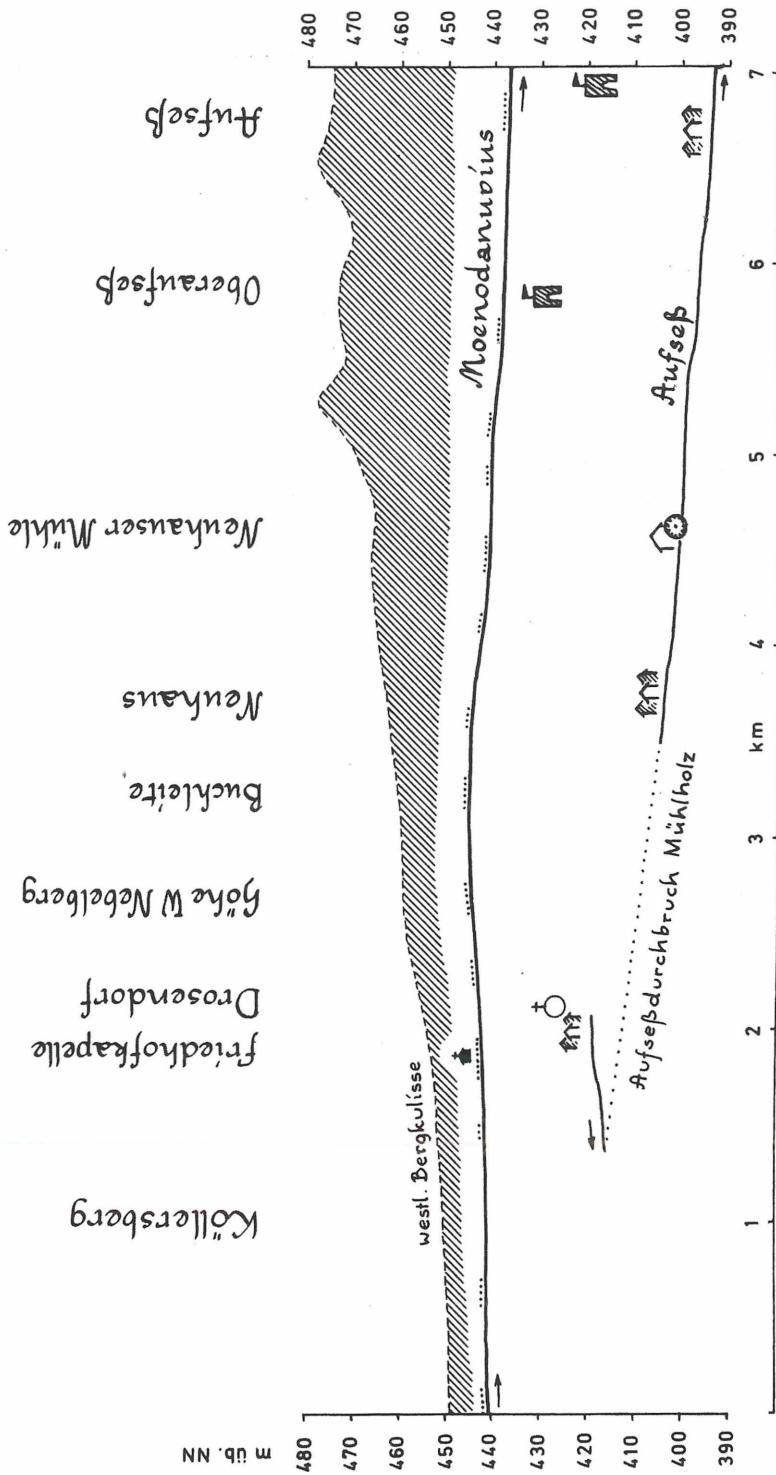


Abb. 7: Längsprofil entlang der Nebelberg-Terrasse (Wüstenstein-Formation) des Moenodanuvius bei Drosendorf und Aufsess (siehe Abb. 4). Es zeigt die nachträgliche tektonische Aufwölbung des Talzuges (SCHIRMER 1984c: 73).

Fig. 7: Longitudinal section of the Nebelberg Terrace (Wüstenstein Formation) between Drosendorf and Aufsess (see Fig. 4). It shows an uparching of the Moenodanuvius valley course (SCHIRMER 1984c: 73).

dorf 25 m über der heutigen Aufsess, ca. 10 m tiefer als die Blütental-Terrasse. Die beiden Terrassen-Züge sind eher durch die laterale Trennung auszuscheiden als durch die Höhe (SCHIRMER 2008: 38). Die oben genannte Grabung Drosendorf liegt in ihr. Name: nach dem „Nebelberg“ südöstlich Drosendorf (Abb. 6).

Hag-Subformation bzw. Hag-Terrasse (Neubenennung): Name: nach der Flur „Hag“ am Südostrand von Wüstenstein. Es ist dies der einzige Fundpunkt dieser Terrasse bisher. Sie liegt bei ca. 407–412 m üb. NN, 15 m unter der Nebelberg-Terrasse und 45 m über dem dortigen Flussspiegel der Aufsess.

Nankendorf-Subformation bzw. Nankendorf-Terrasse (Neubenennung, entsprechend dem Nankendorf-Moenodanuvius als Fluss bei SCHIRMER 2012a: 27): Auch hier handelt es sich um ein einzelnes Schotterfeld 800 m südlich Nankendorf. Es liegt auf gut ausgeprägter Terrassenverebnung in 417–418 m Höhe üb. NN, 65 m über dem Flussspiegel der Wiesent. Die Nankendorf-Subformation führt Quarz, Radiolarit und Hornstein (SCHIRMER 1991: 237). Name: nach dem Ortsteil Nankendorf der Stadt Waischenfeld an der Wiesent.

Liegengrenze: Weißer Jura und Oberkreide.
Hangengrenze: unterschiedlich tiefe Erosion unter der heutigen Oberfläche.

Mächtigkeit: bis max. 1,1 m ergraben, solifluktiv verwürgt (SCHIRMER 1985b: 29).

Typuslokalität: Alter Berg bei Drosendorf mit Grabungsprofil (SCHIRMER 1985b): R 44410, H 553220.

Verbreitung: Nördliche Frankenalb im heutigen Wiesentflussgebiet. Der nördlichste, am weitesten talauf gelegene Fundpunkt der Wüstenstein-Formation ist ein Schurfschacht bei Zedersitz (KRUMBECK 1927a: 198), der weiteste talab gelegene Fundpunkt liegt östlich Streitberg (unpubliziert). Kartendarstellungen: Übersicht in SCHIRMER 1984a:

31, 2012a: 27, 2014: 17. Detailkartierungen der Blütental- und Nebelberg-Terrassen zwischen Drosendorf und Aufsess: SCHIRMER 1985b: 26, 2008: 38, 2014: 18, Abb. 6 dieses Textes.

Alterseinstufung: Eine direkte Datierung der Formation gibt es nicht. Sieht man die Entstehung des Laufes des Moenodanuvius durch die oberkretazische sandige Verschüttung bedingt, so könnte die älteste Talanlage in die späte Oberkreide fallen. Die Wüstenstein-Formation ist relativ jünger als die Oberkreide-Sedimente auf der Nordalb, denen sie aufliegt. Andererseits war die Kreide aber schon reichlich wieder abgetragen, ehe der Wüstenstein-Fluss die Alb überlief (SCHIRMER 1984c: 70, und Abb. 6 dieses Textes). Die Wüstenstein-Formation selbst zeigt aber noch eine synsedimentäre und nachträgliche tektonische Verbiegung (Abb. 7), die ein gewisses hohes Alter der Formation bedingt (SCHIRMER 1984c: 72–74). Auch die Subformationen sind deutlich durch tektonische Ereignisse voneinander getrennt: die Nebelberg-Terrasse von der Blütental-Terrasse durch Einmuldung, die Hag-Terrasse durch Hebung. Die Einzelterrassen trennen also große Zeitspannen. Die Altersangaben in Tab. 1 sind rein tentativ.

Laufzusammenhänge: KRUMBECK (1927a: 184 und 192) nennt seine Geröllfunde auf der Nordalb, die an Trogtäler über den heutigen Talläufen gebunden sind, „Urtalbodenschotter“ Geröllstreu auf den Hochflächen ohne Talbindung bezeichnet er als „Hochflächenschotter“ Beide zusammen fasst er als „Hochschotter“ zusammen. Er sieht sämtliche Gerölle der Hochschotter der Wüstenstein-Formation als durch einen höher über der heutigen Albhochfläche gelegenen Fluss antransportiert, aus dem die Gerölle später in die heutige sekundäre Position umgelagert wurden (S. 200). Erst SCHIRMER (1984a) sieht in den gefundenen geröllführenden Flussläufen eine direkte fluviatile Zufuhr aus dem Grundgebirge. Blütental-,

Nebelberg- und Hag-Terrasse werden als Kulmbacher Moenodanuvius bezeichnet, um ihre Herkunftsrichtung im Unterschied zu anderen Läufen im Westen und Osten der Alb zu kennzeichnen (SCHIRMER 2007: 17). Die Laufverlegung von der Blütental-Terrasse zur Nebelberg-Terrasse – zwei Arme, die nur auf kürzere Strecke von ca. 12 km divergieren – muss tektonisch durch weiteres Einsinken der Hollfelder Mulde verursacht sein (SCHIRMER 1984c: 72). Die Hag-Terrasse, die bereits unterhalb des Trogtals im Engtal liegt, muss ebenfalls deutlich jünger sein.

Die Rolle der Nankendorf-Terrasse ist noch unklar. Für die Lieferung über einen Fluss aus dem Bayreuther Gebiet (ehemals Bayreuther Moenodanuvius, SCHIRMER 2007: 171) fand sich nach langem Suchen im Gelände bisher kein Hintergrund, weshalb ich es beim Nankendorf-Moenodanuvius (SCHIRMER 2012a: 27) beließ. Eine zeitweilige Belieferung von Hollfeld her durch Verlagerung des zentralen Moenodanuvius-Laufes ist wegen der Terrassentreppe längs der Aufsess, die bis ins Engtal hineinreicht, nicht einfach vorstellbar.

3.5 Eschlipp-Formation mit dem Eschlipp-Talzug auf der Nordalb

Definition: Allochthoner Schotterzug auf dem Westrand der Nördlichen Frankenalb am Nordrand der Langen Meile bei Eschlipp mit bevorzugter Quarz-Geröllstreu und Quarz-Schotter in Dolinen (Bamberger Moenodanuvius).

Ableitung des Namens: nach dem Dorf Eschlipp, Ortsteil der Stadt Ebermannstadt. Eschlipp liegt im Talboden des Bamberger Moenodanuvius.

Erstbeschreibung: KRUMBECK (1927a: 200–201) gibt erste Beschreibung einzelner Gerölle als Eschlipper Schotter (Hochflächenschotter) von der Hochfläche bei Esch-

lipp und vom Kautschenberg westlich davon. SCHIRMER (2007: 170–171, 177) beschreibt beide Vorkommen als einen Trogtalzug (Bamberger Moenodanuvius) und benennt (dieser Text) den Schotterzug als Eschlipp-Formation der Moenodanuvius-Gruppe.

Chronostratigrafie: ?späte Oberkreide bis älteres Tertiär

Synonym: Eschlipper Schotter (KRUMBECK 1927a: 200)

Beschreibung: Der Eschlipp-Talzug liegt in 495 bis 490 m üb. NN. Seine Bergflanken überragen ihn um 20–50 m. Er ist insgesamt mit einer Lücke auf 5 km Länge erhalten und erreicht bei Eschlipp eine Breite bis 1,6 km.

Lithologie: Beschreibungen der Eschlipp-Formation gibt es von KRUMBECK (1927a: 200–201) für die Gerölle, von KRISL (1994) für eine Karsttasche am Kautschenberg, und von SCHIRMER (2007: 177, Details unpubliziert). Innerhalb eines morphologischen Trogtals, das den Kautschenberg und die Eschlipper Hochfläche nördlich der Langen Meile quert, sind Karsttaschen mit Schotterfüllung bis in 1,5 m Tiefe erschlossen. Der Schotter besteht aus gelbbraunem, mittelsandig-lehmigem Grobkies aus Quarz, Met quarzit, Hornstein des Weißen Juras, Bohn erz und Quarzit der Oberkreide. Er wechselt seitlich mit geröllführender dunkelbrauner Terra fusca. In der Terra fusca unter der heutigen Oberfläche sind die Gerölle als dünne Streu über die gesamte Talung ausgetragen. Das größte Fremdgeröll erreicht am Kautschenberg 3,6 cm ø (Quarz), auf der Eschlipper Hochfläche 8,7 cm ø (Quarz).

Der alte Talboden ist also durch nachträgliche Karbonatauflösung etwas erniedrigt, sicher aber so wenig tief, dass seine Sedimentfüllung in den Karsttaschen noch erhalten ist (SCHIRMER 2007: 171).

Liegengrenze: Oberkreide-Sedimente in den Karsttaschen, ansonsten Feuerstein-Formation, Ebermannstadt-Formation (Weißjura,

Oxfordium, Kimmeridgium).

Hangendgrenze: unterschiedlich tiefe Erosion unter der heutigen Oberfläche.

Mächtigkeit: maximal 1,5 m erhalten (Profil Eschlipp).

Typusprofil: Profil Eschlipp am Rand des Steinbruches Drügendorf (unpubliziert).

Verbreitung: Schotterzug auf dem Westrand der Nördlichen Frankenalb am Kautschenberg und am Nordrand der Langen Meile bei Eschlipp. Lage bei SCHIRMER (2009: 14–16, 2012a: 27).

Alterseinstufung: Eine direkte Datierung der Eschlipp-Formation gibt es nicht. Relativ ist sie jünger als die Oberkreide-Sedimente auf der Nordalb, denen sie aufliegt. Andererseits war die Kreide aber schon reichlich wieder abgetragen, ehe der Eschlipp-Fluss die Alb überlief. Von der Höhe 495 m üb. NN her ist sie älter als die Nebelberg-Terrasse, vielleicht ähnlich der Blütental-Terrasse. Ihre höchste talstratigrafische Lage innerhalb des moenodanubischen Talsystems und ihre Lage rund 200 m über dem heutigen Wiesental verweisen die Eschlipp-Formation in den ältesten Teil des moenodanubischen Systems, für das insgesamt die Zeitspanne späte Oberkreide bis Miozän zur Verfügung steht.

Laufzusammenhänge: Der Talzug der Eschlipp-Formation kommt von Nord-Nordwest, schätzungsweise vom Raum Bamberg (daher Bamberger Moenodanuvius), und zieht in südöstliche Richtung gegen Ebermannstadt, sollte dort auf den Lauf einer ältesten Wüstenstein-Formation getroffen sein. Für seine Herkunft wäre das Grundgebirge vom westlichen radiolaritfreien Frankenwald bis Thüringer Wald denkbar.

3.6 Die Forchheimer Tallücke

Diese Tallücke von 24 km Länge trennt die Oberlaufregion des Moenodanuvius von seiner Unterlaufregion. Sie verkörpert die Lücke des theoretischen Verbindungsweges zwischen den fundbelegten Talzügen der

Wüstenstein-Formation der Nordalb und dem der Nürnberg-Formation im Nürnberger Talzug. Die Verbindung erscheint durch die Wiesent und die Regnitz erodiert.

Ihr auffallendstes Merkmal ist jedoch der Höhenunterschied beider vorhandener moenodanubischer Talenden: Das erhaltene Unterende der Nebelberg-Terrasse östlich Streitberg liegt auf 412 m üb. NN. Das erhaltene Nordende der Schotter der Greuther Terrasse innerhalb der Nürnberg-Formation liegt bei rund 310 m üb. NN. In Höhe der Greuther Terrasse liegt auch das obernizioane Süßwasserkalkstein-Vorkommen der Käswasserschlucht (KRUMBECK 1927b), dessen Höhe von 350 m üb. NN HOFBAUER (2003: 257) ins Regnitztal projiziert mit 310 m üb. NN berechnet. Zwischen diesem Süßwasserkalkstein-Niveau und dem Unterende der Nebelberg-Terrasse klaffen 100 Höhenmeter. Diese Differenz wird etwas kleiner, wenn man die Nebelberg-Terrasse mit ihrem Ein-tauchwert, den sie in der Alb hat, über die Lücke von 24 km verlängert; und wenn man auch die tiefere Hag-Terrasse dorthin verlängert, dann kommt man auf 400 bzw. 380 m üb. NN. Verbleibt immer noch eine Höhendifferenz zum Süßwasserkalkstein von 70 m. Die Eschlipp-Terrasse liegt bei derartiger Verlängerung etwa 175 m höher als der Süßwasserkalkstein.

Dies sind die Fakten. Die Möglichkeiten der Überbrückung dieser Tallücke werden unten (Ziff. 4.3) diskutiert.

3.7 Velden-Formation mit dem Velden-Talzug im Pegnitz-Gebiet

Definition: Allochthone Quarz-Schotter im Pegnitztal, die von 40–90 m über Fluss im oberen Fluss-Abschnitt zwischen Pegnitz und Vorra auftreten. Sie setzen sich deutlich von den jüngeren autochthonen Limonit-betonnten Schottern der Pegnitz ab, und wei-

sen auf veränderte Laufzusammenhänge hin.
Ableitung des Namens: Velden ist eine Stadt an der Pegnitz im Landkreis Nürnberger Land, in deren Areal best erschlossene Schotterlager der Velden-Formation liegen.
Erstbeschreibung: SEEFELDNER (1914: 277) erkennt in der Position der Velden-Formation einen „alten Talboden“, LÖWENGART (1924a: 374, 1924b: 63) findet den „Alten Talboden“ geröllbedeckt und beschreibt ihn ausführlich. SCHIRMER (dieser Text) beschreibt den Schotterzug als Velden-Formation der Moe-nodanuvius-Gruppe.

Chronostratigrafie: ?jüngste Oberkreide bis Miozän

Synonyme: Alte Talböden (SEEFELDNER 1914: 277, LÖWENGART 1924a: 374, 1924b: 31), Urpegnitzschotter (KRUMBECK 1927a: 204)³, non Urpegnitz sensu LÖWENGART (1924b: 67)⁴, Urpegnitzschotter I–III (TILLMANN & TREIBS 1967: 120).

Beschreibung: Die wichtigsten Beschreibungen der Velden-Formation stammen von LÖWENGART (1924a und b), KRUMBECK (1927a), v. FREYBERG 1941 und 1961, SPÖCKER (1952), TILLMANN & TREIBS (1967), MÜLLER (1981) und PFEFFER (1986).

Lithologie: Geröllstreu aus Quarz bis 15 cm Ø, Karneol, Chalcedon des Keupers, Hornstein des Weißen Juras, Quarzit bzw. quarzitischem Sandstein vom Typ der oberkretazischen „Kallmünzer“, selten Limonitsandstein des Braunen Juras und

der Kreide (LÖWENGART 1924b: 31–52, TILLMANN & TREIBS 1967: 118, v. FREYBERG 1961: 105). MÜLLER (1981: 51) beschreibt vom Schusterberg nördlich Pegnitz zusätzlich Kieselschiefer und weitere (< 1 cm Ø) von der Höhe 440,1 m nordöstlich Velden. Eine Geröllanalyse der Fraktion 2–5 cm Ø vom Schusterberg ergibt bei MÜLLER (1981: Anhang) 42% Quarz, 2% Kieselschiefer, 38% Hornstein, 18% Limonitsandstein.

Untergeordnete Einheiten: Nach TILLMANN & TREIBS (1967: 120) und TREIBS (1975: 85) lassen sich drei morphologisch unterschiedlich hoch gelegene Terrassen ausgliedern, die hier neu benannt sind:

Raitenberg-Subformation bzw. Raitenberg-Terrasse: 90–95 m über der Pegnitz (Urpegnitzschotter I nach TILLMANN & TREIBS). Darin Radiolarit am Schusterberg (MÜLLER 1981: 51). Name: nach einem Ortsteil der Stadt Velden mit großem Geröllfeld 500 m östlich von Raitenberg.

Froschweiher-Subformation bzw. Froschweiher-Terrasse⁵: 70–57 m über der Pegnitz (Urpegnitzschotter II nach TILLMANN & TREIBS). Darin Radiolarite < 1 cm Ø am locus typicus. Name: Nach dem Naturdenkmal Froschweiher bei der Höhe 440,1 nordöstlich von Velden mit reicher Geröllstreu.

Lindersberg-Subformation bzw. Linders-

³ Eigentlich hätte ich die Velden-Formation aus Gründen der Priorität gerne Ur-Pegnitz-Formation genannt. Doch da der Name in der Literatur für zwei verschiedene Talgenerationen und Talverläufe verwendet wird, ist die Weiterverwendung ungeeignet. LÖWENGART (1924b: 65, 67) verwendet ihn für ein älteres Flusssystem als die Velden-Formation, KRUMBECK (1927a: 204) für die Velden-Formation.

⁴ KRUMBECK kennt in seiner Arbeit von 1927a (S. 25, Fußnote 1) nur den Vorabdruck der LÖWENGARTSchen Dissertation (1924a), nicht die ausführliche Tübinger Dissertation (LÖWENGART 1924b). Im Vorabdruck seiner Dissertation 1924a benutzt LÖWENGART den Begriff Ur-Pegnitz noch nicht, aber er erwähnt Schotter

bei Fürnried (S. 377), die er 1924b: 67 zu seiner Ur-Pegnitz stellt, die er dem Naab-System angliedert. KRUMBECK geht aber auf diese Fürnrieder Schotter nicht ein. Ich stelle sie nicht zur Velden-Formation. Diese Schotterrelikte werden im Anhang zur Velden-Formation behandelt.

⁵ Ich hätte die Subformation gerne als Ankatal-Subformation sensu Ankatal-Stufe (SPÖCKER 1952: 21) bezeichnet, zumal TILLMANN & TREIBS (1967: 120) schreiben, dieses mittlere Schotter-Niveau sei die Ankatal-Stufe nach SPÖCKER. Jedoch aus SPÖCKERS Taf. 8 geht eindeutig hervor, dass er alle drei Schotterniveaus der Velden-Formation — selbst an ihren neuen Loci typici — in seine Ankatal-Stufe einschließt.

berg-Terrasse: 42–39 m über der Pegnitz, (Urpegnitzschotter III nach TILLMANN & TREIBS). Name: nach dem gleichnamigen schotterbedeckten Berg (420 m üb. NN) 300 m südöstlich Rothenbruck.

Liegengrenze: Weißer Jura und Oberkreide.
Hangengrenze: unterschiedlich tiefe Erosion unter der heutigen Oberfläche.

Mächtigkeit: Die drei Subformationen verteilen sich über einen Höhenunterschied der drei Terrassen von 55 m.

Typlokalität: Typlokalitäten für die Velden-Formation seien die der Raitenberg-Subformation und Froschweiher-Subformation; für die Raitenberg-Subformation das Geröllfeld 500 m östlich von Raitenberg; für die Froschweiher-Subformation die Höhe 440,1 m beim Froschweiher 1 km nordöstlich Velden; für die Lindersberg-Subformation das Geröllfeld am Lindersberg 300 m südöstlich Rothenbruck.

Verbreitung: Hauptverbreitung von Buchau nördlich Pegnitz bis Michelfeld und – nach einer Lücke im Veldensteiner Forst – wieder von Neuhaus bis Vorra (Kartierung: KRUMBECK 1927a: Taf. 4, SPÖCKER 1952: Taf. 8, GK 25 6235 Pegnitz, 6335 Auerbach, 6334 Betzenstein, 6434 Hersbruck, PFEFFER 1986: Beilage).

Alterseinstufung: Eine direkte Datierung der Formation gibt es nicht. Relativ ist sie jünger als Oberkreide, der sie aufliegt. Sieht man die Entstehung des Laufs des Velden-Flusses auf der oberkretazischen sandigen Verschüttung entstanden, so könnte die älteste Talanlage in die späte Oberkreide fallen. Ihr Lauf könnte möglicherweise ein Teilerbe der Ur-Pegnitz (LÖWENGART 1924b) sein, die unten im Anhang an die Velden-Formation behandelt wird. Wie in der Wüstenstein-Formation, so zeigt auch die Velden-Formation eine nachträgliche tektonische Verbiegung, die ein gewisses hohes Alter der Formation nahelegt.

Zeitlich nach der Formation folgen noch bis zu vier eingetiefte quartäre Pegnitz-Terrassen, die überwiegend Hornstein und Limonit führen (LÖWENGART 1924b: 62, SPÖCKER 1952, v. FREYBERG 1961: 107–108 und TILLMANN & TREIBS 1967: 122). Als mögliches Alter kommt also jüngste Oberkreide, eher älteres Tertiär bis Miozän in Frage.

Laufzusammenhänge: MÜLLER (1981: 109) kann die wenigen gefundenen Kieselschiefer-Gerölle chemisch-mineralogisch vom Frankenwald ableiten. Da das Gesamtspektrum überwiegend quarzbeton ist und die Frankenwald-Schotter in der Wüstenstein-Formation der Nordalb radiolaritreicher sind, denkt MÜLLER an ein ein- oder mehrmaliges Umlagern des Geröllmaterials in die Velden-Formation.

Noch ehe man von den Kieselschiefern in der Velden-Formation wusste, leitete man die Schotter mit alleiniger Fernkomponente Quarz vom Fichtelgebirge ab (RECK 1913: 216⁶ KRUMBECK 1927a: 205, 211) oder von seinem unmittelbaren Deckgebirgsvorland (LÖWENGART 1924a: 376, 1924b: 65, 97, Abb. I S.95).

Seit der Zeit der Raitenberg-Subformation sei die Pegnitz am Pegnitz-Knie nach LÖWENGART (1924b: 98) und KRUMBECK (1927a: 211) bereits westwärts geflossen.

Der aus dem oberfränkischen Oberland kommende Velden-Fluss verlor seinen Oberlauf, wahrscheinlich an das Naab-Gebiet. Die verbleibende Pegnitz verlor dann ihren Oberlauf, den heutigen südgerichteten Ast des obersten Roten Mains, noch an das Rheingebiet, nach PETEREK et al. (2009: 72) im Zeitraum Spätriss/Frühwürm.

Anhang: Extra-Pegnitz-Schotter

Streuschotter nördlich außerhalb des Oberen Pegnitz-Laufes:

⁶ RECK leitet die Fichtelgebirgscherkunft allein aus der N-S-Fließrichtung der Pegnitz ab.

In nördlicher Verlängerung der obersten Pegnitz liegen in der Talung des Roten Mains bei Creußen dünne Quarz-Streuschotter, und zwar bei Gottsfeld westlich Creußen und nördlich von Neuhof östlich Creußen (FÜRST 1956: 30). MÜLLER (1981: 48) gibt von Neuhof ein Schotterspektrum: 16% Quarz, 81% Limonitsandstein, 3% Hornstein.

Streuschotter südlich außerhalb des Oberen Pegnitz-Laufes:

In Fortsetzung der Velden-Formation vom Pegnitz-Knie bei Hohenstadt nach Südosten werden auf der Houburg bei Happurg und bei Heldmannsberg (KRUMBECK 1927a: 212–213, Taf. 3) und Fürnried (LÖWENGART 1924b: 66–67) Quarzschorter in Höhen von 470–500 m beschrieben. In der Geologischen Karte 1:25 000 Blatt Alfeld (MEYER 1983) sind all diese Schotter nicht verzeichnet. LÖWENGART sieht diese Schotter als deutlich älter als die Velden-Formation an und schreibt sie einer Urpegnitz zu, die naab-tributär gewesen sei.

Diese Urpegnitz sieht LÖWENGART auch als theoretischen Lauf hoch über dem Tal der Velden-Formation. Die Quarzschorter der Velden-Formation stammen nach ihm möglicherweise aus diesem heute verschwundenen Urpegnitzlauf durch Umlagerung.

Vom Pegnitz-Knie bei Hohenstadt aus sei dann nach LÖWENGART (1924b: 97) die Urpegnitz über die Schotter bei Fürnried südöstlich über die Lauterach zur Vils und Naab nach Süden geflossen. Ähnliches erwägt auch KRUMBECK (1927a: 213).

Dieser mögliche danubische Unterlauf ab dem Pegnitz-Knie wäre erst an den Moenodanuvius im Nürnberger Raum verloren gegangen, schließlich aber über die Regnitz an das Rheingebiet.

3.8 Nürnberg-Formation mit dem Nürnberger Talzug

Definition: Konzentrationen sandiger Schotter und Streuschotter mit allochthonen Gerölle in der Talung der Regnitz, Rednitz, Schwäbischen Rezat und Altmühl zwischen Erlangen und Dietfurt bei Treuchtlingen.

Ableitung des Namens: nach der Stadt Nürnberg, die inmitten des Verbreitungsgebietes der Nürnberg-Formation liegt und in dessen Stadtgebiet auch etliche namengebende Orte für Schottergruppen oder -lagen liegen, wie Reichelsdorf und Greuth.

Erstbeschreibung: Die Gerölle einschließlich Lydit werden erstmals bei VON GÜMBEL (1891: 254 und 430) erwähnt. Die Benennung als Nürnberg-Formation der Moenodanuvius-Gruppe erfolgt durch SCHIRMER (dieser Text).

Chronostratigrafie: Quartär (Känozoikum)

Synonyme: Obere Serie (KREBS & LEHMANN 1914), Rezat-Rednitz-Deckenschotter (KRUMBECK 1927a: 81), Reichelsdorfer Schotter (KRUMBECK 1927a: 78), Grobschotterterrassen (RÜCKERT 1933: 380), Hochgelegene Schotter (K. BERGER 1967: 30), Grobschotterdecken (TILLMANNS 1977: 67).

Beschreibung: Zwischen Erlangen und Treuchtlingen liegen in der Talung der heutigen Regnitz, Rednitz und Schwäbischen Rezat bis hinauf auf die Schulter zu den angrenzenden Sandsteinkeuper-Höhen verstreute Schotterkonzentrationen und Gerölle. Sie reichen von 25 m bis 100 m über Flussspiegel. Der Schotterzug ist 82 km lang. Sein nördlichster Punkt ist der Bühl südöstlich Baiersdorf (HOFBAUER 2003: 250). TILLMANNS (1977: Beilage 6) verzeichnet 80 ausgewertete Geröllentnahmestellen zwischen Erlangen und Dietfurt bei Treuchtlingen, dem südlichsten Punkt des Nürnberger Talzuges.

Lithologie: Die Gerölle werden ausführlicher von KRUMBECK (1927a) RÜCKERT (1933), BRUNNACKER (1967), TILLMANNS (1977)

und HOFBAUER (2012, 2013) dargestellt. Es handelt sich (einschließlich eigener Aufsammlungen) im Wesentlichen um Silicagерölle. Quarz stammt aus dem Grundgebirge wie Deckgebirge. Eindeutige Fernkomponenten aus dem Grundgebirge sind Radiolarite mit Lydit und Lydithreccie, Metamorphite, u.a. Metaquarzite, verkieselter Glimmerschiefer, Eklogit, Granatamphibolit und Hornblendeschiefer. Lokalkomponenten sind Karneol, Kieselholz des Keupers, Chalcedon des Keupers, verkieselte Keuper-sandstein, Hornstein des Malm, Kieselkalkstein des Malm, Quarzite des Keupers und Lias, feinkörniger Quarzit der Kreide (sog. Lebersteine) und Limonit oder Limonitsandstein.

Untergeordnete Einheiten:

RÜCKERT (1933) gliedert die Schotter, die sich über vertikale Höhen bis zu 80 m verteilen, in Grobschotterterrassen, die er von oben nach unten (391f.) Pleinfelder Terrasse, Büchenbacher Terrasse und Greuther Terrasse nennt. BRUNNACKER (1967: 95) untergliedert die Büchenbacher Terrasse in eine Obere und Untere. TILLMANNS (1977: 71) sieht anstatt morphologischer Terrassen eher „schotterführende Verebnungen“ und spricht daher von Pleinfelder Schottergruppe usw. Man könnte also gliedern in:

Pleinfelder Schottergruppe

Obere Büchenbacher Schottergruppe

Untere Büchenbacher Schottergruppe

Greuther Schottergruppe

Die Quarzgehalte werden in allen Gruppen zwischen 50–>90% angegeben, dann folgen Lyditgehalte bis 25%. Lokalmaterial wechselt natürlicherweise von Ort zu Ort stark. Im Durchschnitt liegen die Quarzgehalte der Schottergruppen Pleinfeld und Büchenbach bei 72–77%, die Lyditgehalte bei 4–7%. Das Lokalmaterial ist in der Greuther Schottergruppe am höchsten. Die Schwerminerale zeigen nach TILLMANNS (1977: 77) für alle Gruppen nur starke Lokalkomponenten aus

Granat, Zirkon, Turmalin, Rutil und Staurolith und eine kleinere Fernkomponente (max. 15%) des Grundgebirges aus Epidotgruppe, Hornblende, Disthen, Andalusit und Sillimanit (TILLMANNS 1977).

Liegendgrenze: diskordant über Sandsteinkeuper, Exter-Formation und Jura.

Hangendgrenze: unterschiedlich tiefe Erosion unter der heutigen Oberfläche.

Typusprofile: Schotteransammlungen um Nürnberg-Greuth, Rittersbach und Pleinfeld (s. Taf. 4 bei BRUNNACKER 1967).

Verbreitung: längs eines Zuges parallel zur Regnitz-Rednitz-Rezat-Achse zwischen Erlangen-Baiersdorf und Dietfurt bei Treuchtlingen. Kartierungen bei LÖWENGART (1924b: 80), in den GK 25 6331 Röttenbach, 6332 Herzogenaurach, 6531 Fürth, 6532 Nürnberg, 6631 Roßtal, 6632 Schwabach, 6732 Roth, 6831 Spalt, 6832 Heideck, 6931 Weißenburg i. Bay., 7031 Treuchtlingen, und bei BRUNNACKER (1967: Taf. 4).

Alterseinstufung: Die Schotter der Nürnberg-Formation liegen morphologisch höher und tiefer als die Rinne der mittelmiozänen Roth-Formation. Über der Roth-Formation fehlen bis zu 100 m mächtige sandig-lehmige Fluss-sedimente des Moenodanuvius aus einem Sedimentstapel, den ich **Prä-Nürnberg-Formation** nenne. Ihr Alter reicht von der Roth-Formation bis unter die Monheim-Formation (vielleicht von 15–11 Ma). Von ihr dürfte autochthon nichts mehr bekannt sein. Sie füllte das moenodanubische Tal bis unter die Monheim-Formation auf. Nach Ende der Monheim-Formation ist sie bis auf die heute erhaltene Roth-Formation hinab weitgehend abgetragen worden. Aus ihr wurden bei der fluviatilen Tieferlegung post-Monheim-zeitlich immer wieder Gerölle vererbt und als viele fluviatile Basislagen in das heutige Landschafts-Niveau hinabprojiziert (vgl. Kasten 2). Das ist die Nürnberg-Formation. Ob sie überhaupt noch autochthon abgelagerte Flusssedimente des Prä-Nürnberg-Stapels enthält, ist also fraglich.

Denn wie sollten sich solche bei der fluviatilen Abtragung teils noch zur Donau, teils zur Rednitz und der quartären Hangabtragung erhalten haben? So ist die Nürnberg-Formation ein Abtragungs-Relikt aus vererbten fluviatilen Talboden-Basislagen – eine Relikt-Formation. Ihre Schotter sind sicherlich in jüngere fluviatile Prozesse mehr oder weniger mit einbezogen worden. Der letzte Umlagerungszeitpunkt dieser Reliktgesteine gilt als ihr Sedimentalalter. Das sollte schon quartärzeitig sein, und da könnten die tieferen Schottergruppen durchaus jünger als die höheren sein. Diese Deutung läuft, wenn auch auf anderem Wege, grob auf die von KRUMBECK (1927a: 264) hinaus.

Laufzusammenhänge: Inwieweit die herabprojizierten Schotter der Nürnberg-Formation in fluviatile Prozesse der Rezat-Rednitz-Regnitz einbezogen wurden, ist Thema der (?jungpliozän-) quartären Flussgeschichte des rheinischen Nordabflusses.

Der Moenodanuvius hat im Nürnberger Talzug viele autochthone Nebenflüsse. Zum Teil erforscht sie derzeit GOTTFRIED HOFBAUER. Auf sie wird hier nicht näher eingegangen. In Abb. 1 ist von ihnen der Brunner Schotter bzw. die **Brunn-Formation** dargestellt, die HOFBAUER (2007) schon genauer publiziert hat.

3.9 Roth-Formation mit dem Rother Talzug im Rednitz-Rezat-Becken

Definition: Fluviatil verfüllte Rinne, unter anderem mit Süßwasserkalkstein, die auf 40 km Länge von Schwabach nach Treuchtlingen zieht. Die Verfüllung erfolgte syn- bis postriesisch (MN 4a bis MN 5 Basis)

Ableitung des Namens: nach der Stadt Roth bei Nürnberg im nördlichen Teil des Talzuges.

Erstbeschreibung: v. MEYER (1826): Fauna, v. GÜMBEL (1888: 40) als See, K. BERGER (1973): als See mit longitudinaler Tiefenlinie

KASTEN 2

Herabprojizierte und vererbte Gerölle, Schotter und Gesteine

Von terrestrischen oder marinen Sedimenten, die einst höher lagen als die heutige Oberfläche, können bei deren Auflösung und Abtrag widerstandsfähige Komponenten zurückbleiben. Sie können mehr oder weniger vertikal auf die heutige Oberfläche herabprojiziert werden oder auch mancherlei horizontale Umlagerung erfahren haben. Man kennt von ihnen manchmal das Quellgestein, nicht aber den topografischen Entstehungsort.

Vererbte Flusschotter

Vererbung von Flussgeröllen oder Gestein ist ein Spezialfall der Herabprojektion. Man kennt genau die vererbende Quelle sowohl nach ihrer Natur als auch ihrer topografischen Lage (Abb. 8).

Das Eingraben eines Flusses erfolgt durch Landhebung oder Absenkung des Vorfluters. Ein Fluss, der seine eigenen Aufschüttungen durchgräbt, nimmt dabei aktiv einen gewissen Teil seiner höheren Aufschüttungsfracht mit nach unten in die neue hinein (primäres fluviatiles Erbe). Ein weiterer Teil gleitet durch nachträgliche Erosion am Flussgehänge in die tiefere Aufschüttung hinein (sekundäres fluviatiles Erbe).

Vererbte Flusssedimente sind fluviatile Sedimente, die von einem höheren Niveau an ein tieferes vererbt werden. Diese Vererbung kann an viele Talgenerationen weitergegeben werden. Sie dünnnt natürlicherweise von Generation zu Generation aus. Was sich dabei anreichert, sind die Basisblocklagen, da große Komponenten eher zum Zurückbleiben neigen.

Nun gibt es Bedingungen für geringere

und größere Vererbungsneigung:

Hangrelief und Vererbung: In steilem Hangrelief, wo der Fluss sich auf schmälerer Talbreite eintieft, durchgräbt er natürlicherweise weniger Fläche des alten Talbodens. Also ist der Erbanteil des höheren Talbodens geringer. In flachem Hangrelief, wo der Fluss weitauspendelnd (Mäanderfluss) oder verflochten (Breitbettfluss bzw. Fiechtwerkfluss) sich eingräbt, nimmt er natürlicherweise mehr Erbgut von der alten Talfläche mit.

Gesteinshärte und Vererbung: Ein Hangrelief wird häufig durch hartes und weiches Gestein gesteuert. In hartem Gestein, in das der Fluss sich schmal linear eingräbt, nimmt der Fluss also weniger Erbgut mit; in weichem Gestein, in dem er sich natürlicherweise weiter ausbreitet, nimmt er mehr Erbgut mit. Dazu kommt noch, dass in weichem Gestein der Hangabtrag, also das sekundäre fluviatile Erbe, größer ist.

Klima und Vererbung: Im eiszeitlichen Klima, während dessen der solifluktive und deluviale Hangabtrag groß ist, ist die Vererbung von fluviatilem Talmaterial bei der Talfiederlegung auch größer. Allerdings ist die Frischzufuhr von Gesteinsabtrag aus dem Einzugsgebiet so wesentlich erhöht, dass das vererbte Material anteilmäßig verschwindet. In einer Stabilitätszeit, wie Klima mit hoher Vegetationsdichte, also vor allem in tropisch-subtropischem Klima, ist die Frischzufuhr von Gestein aus dem Einzugsgebiet normalerweise so gering, dass die fluviatile Vererbungsrate eine größere Bedeutung erlangt.

Flussgefälle (Talgefälle) und Vererbung: Bei steilem Talgefälle ist die Vererbungsrate von höherem Talboden zu tieferem gering, da die Durchspülung des Materials im Tal größer ist. Bei geringer Talneigung ist die Vererbungsrate hoch, da die Kraft zum Abtransport fehlt (> besonders Fall Rednitz-Regnitz).

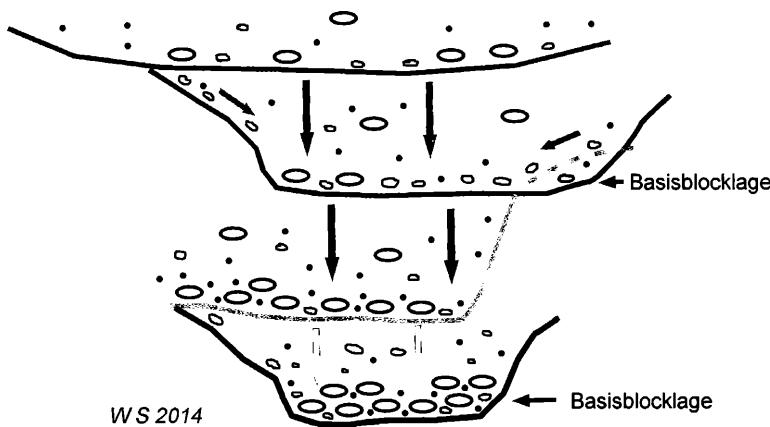


Abb. 8: Schema der Geröllvererbung von älteren zu jüngeren Flüssen
Fig. 8: Scheme of gravel transmission from older to younger rivers

westlich des heutigen Rezat-Rednitz-Tales, G. BERGER (2010: 27) als fluviatile Rinnenfüllung, W. SCHIRMER (dieser Text) als Roth-Formation der Moenodanuvius-Gruppe.

Chronostratigrafie: Mittelmiozän (Neogen, Känozoikum), ab 14,6 Ma (MN 4a–MN 5).

Synonyme: Tertiärkalke von Georgensgmünd (v. GÜMBEL 1888: 38), Obermiozäne Süßwasserkalke der *Sylvana*-Stufe (BOGL 1936: 118).

Beschreibung: Die Roth-Formation stellt eine 40 km lange, ca. 200 m breite und 40 m tiefe fluviatile Rinnenfüllung dar (G. BERGER 2010: 28). Ihre Basis liegt in der Bohrung Hauslach bei 361,5 m (K. BERGER 1973: 239), steigt zur Bohrung Pleinfeld auf 365 m an (K. BERGER 1969: 141), erreicht an der Wasserscheide in der Bohrung Karlsgraben den höchsten Wert von 380 m (SCHMIDT-KALER 1976: 113) und fällt südwärts wieder leicht ab auf ca. 370 m in der Bohrung Dietfurt (BADER & SCHMIDT-KALER 1977: 406).

Lithologie: Über einer basalen (40 cm) Gerölllage mit Quarzgerölle folgt ein Wechsel aus Sand und Ton. Zuoberst mischt sich Süßwasserkalkstein in Brocken ein, im höheren Teil gelegentlich mit kompaktem Kalkstein. Die Bohrung Pleinfeld enthielt 3,7 m (8,6%) kompakten Kalkstein, weitere 11,3 m (24,5%) kalkbrockigen Tonstein; die Bohrung Hauslach enthielt nur 7,20 m (17%) kalkbrockigen Tonstein (K. BERGER 1973). In Randbereichen der Füllung liegen Kiesschnüre und einzelne Gerölle, u.a. Lyditgerölle, die G. BERGER (2010) als von älteren Sedimenten in die Rinne umgelagerte Gerölle ansieht.

Liegengrenze: diskordant über Sandsteinkeuper, Oberem Keuper und Lias.

Hangengrenze: unterschiedlich tief Erosion unter der heutigen Oberfläche.

Mächtigkeit: 40 m (K. BERGER 1973, BADER & SCHMIDT-KALER 1977: 40), maximal 46 m (Bohrung Pleinfeld) (K. BERGER 1969). SCHMIDT-KALER (1976: 69) gibt für den

Höhenabstand Rinnenbasis in der Bohrung Dietfurt zu obersten Süßwasser-Ablagerungen der unmittelbaren Umgebung mindestens 60 m Mächtigkeit an.

Typusprofil: Bühl bei Georgensgmünd (G. BERGER 2010), samt nahe gelegener Bohrung Hauslach: (TK 25 6831 Spalt) (K. BERGER 1973: 242), Bohrung Pleinfeld (TK 25 6831 Spalt) (K. BERGER 1969: 139).

Verbreitung: Fluviatile Rinnenfüllung zwischen Roth und Treuchtlingen und in Nebentälern (G. BERGER 2010: 28), Kartierung der Süßwasserkalkabsätze in diesem Bereich: SCHMIDT-KALER (1993: Abb. 4).

Alterseinstufung: Die Süßwasserkalksteine führen nach G. BERGER (2010) eine reiche Säugetierfauna, die er nach der Mammalier-Neogen-Skala (MN) an die Basis MN 5 stellt. Neben den Säugetieren treten noch Pflanzen, Schnecken, Gliederfüßer, Insekten, Amphibien, Reptilien und Vögel auf (G. BERGER 2010, 2013). Nach Vergleich mit der Graupensandrinne sieht G. BERGER (2010) die Verfüllung der Roth-Rinne von MN4a bis MN 5 Basis. Nach BUCHNER et al. (2003) ist der tiefere Teil der Graupensandrinne zeitgleich mit dem Ries-Impakt (14,6 Ma).

Die Basis MN 5 ist nach STEININGER et al. (2000) 17,0 Ma alt. So gibt G. BERGER (2010: 19) 17,1 Ma, bzw. auf S.159 17 Ma für die Basisnähe MN5 an. Das fällt ins obere Untermiozän. Nach der korrigierten MN-Zeitskala von AUGUSTÍ et al. (2001: 250) liegt die Basis MN 5 bei 16,0 Ma. So kommt vermutlich HOFBAUER (2013: 128) auf 16–15,5 Ma für tiefes MN 5. Das fällt in den Grenzbereich Unter-/Mittelmiozän. Nach der Datierung durch BUCHNER et al. (2010) fällt die Füllung in das höhere Mittel-Miozän beginnend mit dem Ries-Impakt bei 14,6 Ma. Damit wird die von BERGER beschriebene Fauna und Flora postriesisch. Dieser Datierung wird im vorliegenden Text gefolgt.

Laufzusammenhänge: Bereits GÜMBEL (1888: 40, 1891: 27) sieht die Entstehung

dieser Süßwasserkalksteine durch den Aufstau eines großen Wasserbeckens. RECK (1913: 202) denkt an einen Stausee aus tektonischen Gründen oder Gründen der Erosionsunterschiede entlang dem Flusslauf. Karbonatlieferant für das Sediment waren nahe mit Malmkalkstein bedeckte Erhebungen (WAGNER 1923: 42). C. DORN (1939: 87) ordnete die Sedimente einem Rezatsee auf Grund der Gefällsumkehr zu. BIRZER (1969: 16) schrieb sie einem Rezat-Altmühl-See zu, der vor den Auswurfmassen des Ries-Impaktes (14,6 Ma) gestaut worden war. K. BERGER (1973) erkennt an der Aufreihung der Süßwasserkalkstein-Vorkommen, dass die Tiefenlinie des Sees bis zu 2 km westlich der Rezat/Rednitz verläuft, mit seitlichen Armen ins Tal der Fränkischen Rezat, des Brombachs und des Arbaches. G. BERGER (2010: 27) kartiert diesen Sedimentzug als einen 40 km langen als Rinne eingetieften Lauf des Moenodanuvius. Dieser Lauf verbindet die seit 1834 durch v. MEYER bekannten und später reichlich vermehrten Süßwasserkalkvorkommen im obersten Talabschnitt der Rednitz, der Schwäbischen Rezat und einem kleinen Talabschnitt der Altmühl um Bubenheim und Treuchtlingen.

3.10 Altisheim-Formation mit dem Altisheimer Talzug im östlichen Vorries

Definition: Fluviale Talrinnenfüllung des Moenodanuvius, die durch Ries-Trümmermassen zur Zeit des Riesimpaktes überdeckt und von ihnen völlig begraben worden ist. Die vorher angelegte Talrinne wird hier Altisheimer Talrinne genannt.

Ableitung des Namens: nach der Gemeinde Altisheim, Markt Kaisheim im Landkreis Donau-Ries in Schwaben.

Erstbeschreibung: GALL (1971: 315) führte den Begriff „Altisheimer Sande“ für die lyditführenden Sedimente (des Moenodanuvius) ein, die am Südende der begrabenen Talrinne anstehen. Benennung als Altisheim-

Formation der Moenodanuvius-Gruppe in diesem Text.

Chronostratigrafie: ? Unter/Mittel-Miozän
Synonym: Altisheimer Sande (GALL 1971: 315).

Laufzusammenhänge: BIRZER (1969:14 und Taf. 1) entdeckte als Erster an Hand zahlreicher Bohrungen, dass die Fortsetzung des Moenodanuvius von Treuchtlingen aus nicht – wie vorher gedacht – durchs Altmühltal verlief, sondern geradewegs in südlicher Richtung weiter zur Donau, wo sie ab dem Hungerbachtal südlich Dietfurt durch den Auswurf des Ries-Impaktes verschüttet wurde. Er konstruierte den Verlauf aus den Geologischen Karten unter Umgehung präriesischer anstehender Gesteine und aus einer Bohrung in Monheim.

BADER & SCHMIDT-KALER (1977, Karte Beilage 1), HOMILIUS & SCHMIDT-KALER (1979, Profil 1) und BADER & FISCHER (1987, Taf. 12) ermittelten den genauen Verlauf der begrabenen moenodanubischen Talrinne durch geoelektrische und refraktionsseismische Querprofile, sowie durch Bohrungen. Sie windet sich, wiederum vom Hungerbachtal südlich Dietfurt aus, über Rehlingen, Weilheim, Otting, Monheim, Baierfeld, Hafenreut, bis sie westlich Altisheim aus der Überschüttung in drei sich aufspaltenden Armen ins heutige Donautal austritt.

Danach beträgt die moenodanubische Tal-länge von Dietfurt bis zur Donau 37 km. Die Rinnenbasis liegt ganz im Jura, bis Otting im Oberen Braunjura, dann im Weißjura. Sie fällt von 370 m südlich Dietfurt bis auf 330 m üb. NN an der Donau bei Altisheim. Heutiges Gefälle: 1,1 %. Dabei verläuft nach BADER & FISCHER (1987: 137) der heutige Rinnenbo-den von Dietfurt bis Otting etwa eben, um dann mit 4‰ bis zur Donau abzusinken.

Lithologie: Die maximal 200 m eingetiefte Rinne ist nach bisherigen Bohrungen und

geophysikalischen Befunden nur mit Riesstrümmermassen verfüllt. In einer Bohrung bei Monheim erreichten sie bis auf den Weißjura hinab 139,5 m Mächtigkeit (BIRZER 1969: 8). BADER & SCHMIDT-KALER (1977: 409) schätzen aus Sondierungen bei Hafeneut bis 200 m Mächtigkeit. Doch wurde das moenodanubische Tal durch die Riesstrümmermassen höher aufgefüllt als es vorher eingetieft war.

Fluviatile Sedimente der Altisheim-Formation aus der Rinne sind bisher vom Nordende und Südende der Verschüttung durch Riesstrümmermassen bekannt. Vom Nordende, dem Steinbruch Dietfurt, beschreibt SCHMIDT-KALER (1994: 225f.) ca. 100 m über dem Rinnenboden eine kleine Rinnenfüllung von 10–20 m Breite, 6–15 m Tiefe. Die Füllung besteht basal aus Grobsand mit kleinen Geröllen aus schwarzem Lydit, hellgrauem, durchädertem Kieselgestein, grauem Quarzit des Paläozoikums, Hornstein und verkieseltem Kalkstein des Malms – also typischer moenodanubischer Silica-Schotter. Nach oben schließen sich Grobsand, Mittelsand und rote und grüne Tone an, ehe die Füllung durch Ries-Trümmermassen 6 m mächtig überlagert wird. SCHMIDT-KALER sieht die hochgelegene Rinnenfüllung zum Beginn der Zeit entstanden, als der Moenodanuvius die Altisheimer Rinne anlegte.

Vom Südende der Altisheimer Rinne beschreibt GALL (1971: 314–316) in 410–460 m üb. NN – das sind 80–130 m über der Rinnenbasis – seine „Altisheimer Sande“ in einem kleinen Areal 1–2 km nördlich der Donau zwischen Altisheim und Schäfstall, genau dort, wo der vom Riesauswurf begrabene moenodanubische Talzug an der Donau endet. Es ist hellgelblich-ockerfarbener glimmerarmer Feinsand mit Sandton-

Geröllen bis 10 cm Ø, zuweilen Mittel- bis Grobsand, selten Fein- bis Mittelkies: 485 Gerölle der Fraktion > 4 mm enthalten 86,0% Quarz, 5,6% Lydit, 21,0% Hornstein, 5,4% Quarzit und Sandstein. GALL sieht die mindestens 150 m mächtigen Sedimente (S. 295) als nördlichen Zubringer der Graupensandrinne an.⁷ LEMCKE (1988: 20) sieht diese Sandmasse infolge der Ries-Katastrophe als möglicherweise paraautochthon an. SCHMIDT-KALER (1994) veranlasste zwei Forschungsbohrungen (Altisheim 1 und 2), die viel Ton und Silt, nach unten zunehmend Feinsand-, dann Mittelsand- und basal auch Grobsand- und Feinkies-Einschaltungen zeigten. Der Schwermineralgehalt zeigt bei GALL und SCHMIDT-KALER ein Zirkon-Rutil-Turmalin-Spektrum. Nach SCHMIDT-KALER deuten darüber hinaus wechselnder Granatgehalt und Mixed-Layer-Minerale im Tonmineral-Spektrum auf einen Einfluss der Oberen Süßwassermasse. Dennoch bezeugt vorherrschender Kaolinitgehalt moenodanubische Schüttung.

Liegengrenze: Weißer Jura.

Hangendgrenze: Riesträumermassen.

Mächtigkeit: mindestens 111 m.

Typusprofile: Bohrung Altisheim 1 und 2 (SCHMIDT-KALER 1994: 229–230).

Verbreitung: entlang dem von Riesträumermassen begrabenen Altisheimer Tal von Dietfurt bei Treuchtlingen bis zur Donau bei Altisheim.

Alterseinstufung: Die Rinnenfüllung muss eine gewisse Zeit vor dem Ries-Impakt (14,6 Ma) entstanden sein. Diese Zeit beinhaltet die Zeit der Verfüllung der Altisheimer Rinne und ihrer Wiederausräumung. Als einen „nördlichen Zubringer der Graupensandrinne“ sieht GALL (1971: 316) beide Rinnen, die Altisheimer und Graupensandrinne, als

⁷ Nach GALL & MÜLLER (1977: 70) wurden sie „wahrscheinlich...in mitteloligozäner“ Zeit abgelagert. Sie wären damit die ältesten Lydite, die dem Molassetrog

zugeführt wurden. Das übernahm LEMCKE (1985: 17 und 1988: 20), doch nicht SCHMIDT-KALER (siehe im Folgenden).

zeitgleich an. Wegen der Überdeckung der fluviatilen Rinnenfüllung durch Riestrümmermassen sieht SCHMIDT-KALER (1994: 237) die Rinnenbildung als „kurz vor dem Riesereignis“ erfolgt an.

Allerdings wurde die Altisheimer Rinne in Bohrungen und geophysikalisch weitgehend nur von Riesträmmermassen verfüllt vorgefunden. So musste die Altisheimer Rinne erst einmal erosiv angelegt, dann fluviatil verfüllt werden (Altisheim-Formation), und zwar bis 110 m Höhe bei Altisheim und bis 100 m Höhe bei Dietfurt. Diese Verfüllung musste großenteils wieder ausgeräumt werden, damit die Riesträmmermassen vor 14,6 Ma die weitgehend leergeräumte Rinne vorfinden konnten.

3.11 Moenodanubischer Abfluss in die Paratethys (Molassebecken)

Seit Unteroligozän bis ins Untermiozän tritt im nördlichen schwäbisch-bayerischen Molassebecken häufiger ein stabiles Schwermineralspektrum aus Zirkon, Rutil und Turmalin auf, das aus dem moenodanubischen Einzugsgebiet abgeleitet wird (LEMCKE 1985: 16-17). Daraus werden eine Reihe von Abflüssen des Moenodanuvius von Altisheim aus ins Molassebecken gefolgert, die im tiefsten Rupelium (ca. 34 Ma) südwestlich gegen Augsburg-Memmingen zogen, im höheren Rupelium (ca. 30 Ma) wenig südöstlich, bis sie dort die Meeresküste der Paratethys erreichten (LEMCKE 1985: 14-17). Früheste Lydite werden in Karstschlotten im südöstlichen Riesvorland mit oligozänen Wirbeltierresten gefunden (BADER & FISCHER 1987: 136), später in der untermiozänen Oberen Meeresmolasse zwischen Donauwörth und Ulm (KIDERLEN 1931: 301), wenig spätere aus der mittelmiozänen Grimmelfingen-Formation (s. Ziff. 3.12). Diese Sedimente bedeuten, dass die Unterlaufregion des Moenodanuvius schon vor der Altisheim-Formation Sedimentdurchlauf,

ab spätestens Oligozän mit Radiolarit, erlebte.

3.12 Der Graupensand-Talzug mit der Grimmelfingen-Formation am Nordrand des Paratethys-Beckens

Am Nordrand des Molassebeckens liegt eine fluviatile Rinne, die von Kelheim nach Südwesten über Donauwörth nach Schaffhausen zieht – die Graupensandrinne, benannt nach graupengroßen Quarzen nächst ihrer Basis (MOOS 1925, KIDERLEN 1931). HARZHAUSER & RÖGL (2005: 43) lassen diese Rinne von westlich St. Pölten im Mostviertel zwischen Wien und Linz aus bereits nach Westen ziehen. Diese Rinne enthält auch Lydite, die erstmals KIDERLEN (1931: 300) erkannte. Die Rinnenfüllung (Grimmelfingen-Formation nach BUCHNER et al. 2003) dieses 8–13 km breiten und bis 80 m tiefen Tals enthält bis 25 m mächtige grobkörnige bis feinkiesige fluviatile „Graupensande“. Deren gut verrundete Quarze erreichen meist unter 1 cm Ø, im Basaltbereich mehr. Zu ihnen gesellen sich auch weißgeäderte Lydite. Nach oben gehen die Graupensande in Feinsande über (DOPPLER 2011: 307). Die Natur dieser Grimmelfingen-Formation wird von DOPPLER (1989: 104) als **Graupensandfluss** bezeichnet. Über ihr liegen bis 22 m tonig-mergelige brackige Kirchberg-Schichten; darüber decken rund 35 m Obere Süßwassermolasse die Rinne völlig ein (REICHENBACHER et al. 1998: 133, ZÖBELEIN 1995).

Die Graupensandrinne ist ein erster fluviatiler Nachfolgefloss der abziehenden Paratethys am Ende der Zeit der Oberen Meeresmolasse. Sie sammelt vor allem die von Nord nach Süd ziehende Entwässerung der süddeutschen Schichtstufenlandschaft zu einem großen Fluss. KIDERLEN (1931: 307) betrachtet diesen Zufluss, also das Moenodanuvius-System, als „Oberlauf der Graupensandrinne“, DOPPLER (1989: Abb. 12) als Hauptfluss der

Graupensandrinne. Dabei ist die Natur der Graupensandrinne selbst, ob rein fluviatil oder ästuinaler Arm, noch umstritten (ZÖBELEIN 1995, SACH 2006).

Das Alter dieses Graupensandflusses wird mit Mittelmiozän datiert. Es wurde aus $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierung an Glaspartikeln von Ries-Suevit sowohl aus dem Ries selbst als auch aus der Graupensandrinne erhalten (BUCHNER et al. 2003). Demnach muss die Graupensandrinne zur Zeit des Ries-Impaktes – 14,6 Ma nach BUCHNER et al. 2010 – aktiv gewesen sein.

KIDERLEN (1931: 303) lässt die Rinne bei Schaffhausen ins Molassemeer münden, LEMCKE (1985: 14) lässt sie in die Westschweiz abziehen, und ZÖBELEIN (1995: 92) von Regensburg–Kelheim bis gegen das Rhonegebiet ziehen. Die Abscherung des Schweizer Faltenjuras war gerade um die Wende spätes Untermiozän/frühes Mittelmiozän erfolgt (LAUBSCHER 2008: 24), so dass der fluviatile Abzug zwischen südlicher Molasse-Schüttung und Faltenjura erfolgen konnte (Abb. 9).

Diese längste Flussstrecke des Moenodanuvius mit Graupensandfluss würde dann vom Nordwestende der Espich-Formation an etwa 1700 km betragen, wobei das Auslaufen des Flusses ins Rhonegebiet Spielraum freilässt (vgl. SISSINGH 2001).

3.13 Monheim-Formation im östlichen Vorries

Definition: Fluviatile Sande mit Geröllen, die in der Südlichen Frankenalb über den Ries-Auswurfmassen liegen und durch Nordschüttung dorthin gelangten.

Ableitung des Namens: nach der Stadt Monheim im Landkreis Donau-Ries, Schwaben.

Erstbeschreibung: v. GÜMBEL (1889: 27). Bei DEHM (1932: 150) erstmalige Nennung des Namens „Höhensande von Monheim“.

TREIBS (1950: 24) verwendet bereits „Monheimer Höhensand“. Beschreibung als Monheim-Formation in diesem Beitrag.

Chronostratigrafie: Serravallium und Tortonium

Synonym: Monheimer Höhensand

Lithologie: Genauere Beschreibungen stammen von DEHM 1932: 150, GALL & MÜLLER 1970: 114–116, GALL 1971: 311–314, TILLMANNS 1983 und SCHMIDT-KALER 1997: Gelblich-ockerfarbene oder rostbraune Fein-, Mittel- bis Grobsande, häufig Fein- bis Grobkies (bis 3 cm Ø). Parallel-, schräg bis kreuzgeschichtet. Gradierung einzelner Schüttungen mit aufwärtiger Kornverfeinerung. Gelegentlich bis 1 m mächtige Tonlinsen, feinsandig, hellgrün bis ockergelb, Tongerölle bis 0,5 m Ø. In der Kiesfraktion Quarz, Radiolarit (in der Literatur als Lydit bezeichnet) aller Färbungen von schwarz, braun, grün, zu hellgrau und weiß, z.T. mit sichtbaren Radiolarien, Hornstein, Kieselkalkstein, Quarzit und Sandstein. Das Sediment ist völlig karbonatfrei, die Sandfraktion glimmerarm und feldspatführend. Selten Feldspäte bis 1 cm Ø. GALL (1971: 311) gibt eine Siebung aus 805 Geröllen > 4 mm Ø: 80,8% Quarz, 8,7% Lydit, 8,2% Hornstein, 2,2% Quarzit und Sandstein, 0,1% Feldspat. – Zahlreiche Limonitbänder gehen auf Paläoböden zurück, Ortsteinbildung auf Podsolierung (TILLMANNS 1977: 94). An der Basis liegen z. T. braungraue Tone (SCHMIDT-KALER 1974: 103).

Der Schwermineralbestand (GALL 1971: 313, SCHMIDT-KALER 1974: 103, TILLMANNS 1983) zeigt eine Zirkon-Rutil-Turmalin-Assoziation mit Dominanz des Zirkons, die sich vom Süddeutschen Schichtstufenland ableiten lässt. Kleinere Andalusit-Anteile weisen auf die Böhmischa Masse hin. – Der Tonmineralbestand zeigt eine Kaolinit-Illit-Wechselschichten-Vergesellschaftung, die auf starke Verwitterungsbedingungen hinweist (SCHMIDT-KALER 1974: 104).

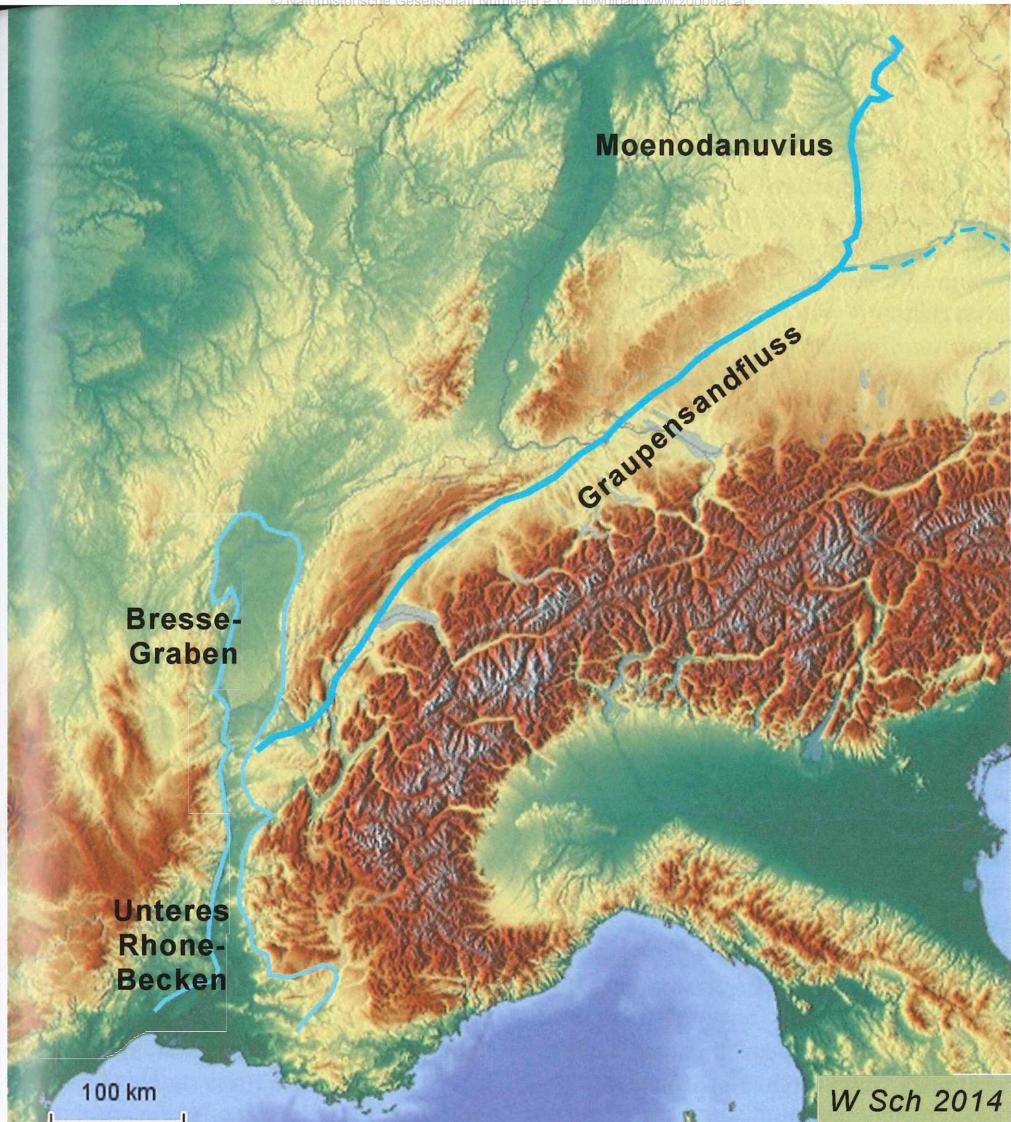


Abb. 9: Moenodanuvius und Graupensandfluss. Die mögliche Verlängerung des Flussweges des Moenodanuvius durch den Graupensandfluss bis zum Rhône-Graben (nach Angaben von ZÖBELEIN 1995 und SISSINGH 2001).
Fig. 9: Moenodanuvius River and Graupensand River. The possible fluvial prolongation of the Moenodanuvius River via Graupensand River to the Rhône Graben (according to ZÖBELEIN 1995 and SISSINGH 2001).

Liegendgrenze: postriesische Obere Süßwassermolasse (SCHMIDT-KALER 1974: 103), Ries-Trümmermassen des Ries-Impakts.

Hangendgrenze: unterschiedlich tiefe Erosion unter der heutigen Oberfläche.

Mächtigkeit: bis 30 m erhalten (SCHMIDT-KALER 1997: 74); diese reicht bis 550 m ü. NN (SCHMIDT-KALER 1993: 8).

Typusprofile: Sandgruben um Monheim und Rothenberg (zuletzt SCHMIDT-KALER 1997), Kernbohrung Monheim-Stickelberg (SCHMIDT-

KALER 1974: 103).

Verbreitung: Hauptverbreitung (Haupterhaltung) in einem 15 km langen Nord-Süd-Zug von Weilheim NW Monheim bis Hafenreut S Monheim, reliktisch bis Treuchtlingen und Eichstätt (Kartierung in GALL & MÜLLER 1970: 119, GALL 1971: 321, TILLMANNS 1983: 100 und 101).

Alterseinstufung: nach einem Zahnfund von *Dinotherium aff. giganteum* KAUP in

das Obersarmatium bis UnterPontium (GALL & MÜLLER 1970: 124), was in der STD (2002) dem Serravallium und Tortonium mit einem Spielraum von 12–7 Ma entspricht.

Laufzusammenhänge: Nach Süden verzahnt sich die Monheim-Formation mit der postriesischen Hangendserie der Oberen Süßwassermolasse (GALL 1971: 313).

3.14 Ussel-Formation im östlichen Vorries und auf der Altmühlalb

Definition: Wenige Einzelschotter-Konzentrationen im Bereich des Ussel- und Gailachtals im östlichen Vorries und auf der östlich anschließenden Altmühlalb.

Ableitung des Namens: Von dem Flusse Ussel, einem nördlichen Zufluss der Donau westlich Neuburg.

Erstbeschreibung: KRUMBECK (1927a: 232) als Usseltal-Schotter, als Ussel-Formation in diesem Text⁸.

Synonym: Usseltal-Schotter (KRUMBECK 1927a: 232).

Chronostratigrafie: ?Oberstes Miozän-Pliozän (?6–5 Ma)

Beschreibung: Lage der Schotter in 480–545 m NN, überragt im Norden von bis 30 m höheren Höhenzügen.

Lithologie: Beschreibungen der Schotter stammen von KRUMBECK (1927a: 232), DEHM (1932: 153–155), TILLMANNS (1977) und SCHMIDT-KALER (1997: 74–76). Die Schotter liegen in fein- bis grobkörnigen bis 6 m dicken Sanden. Die Gerölle bestehen aus Gangquarz, schwarzen, reich geäderten bis 13 cm langen Lyditen, gelbbraunem feinkörnigen, fast dichten und sehr festen Quarzsandstein (ähnlich dem Leberstein der Nürnberg-Formation), Tripel-artig verwittertem Kreidequarzit, Aptychen-führenden Kieselplatten und Hornstein. TILL-

MANNS (1977: 37) gibt Analysenwerte von 53–74% Quarz, 13–47% Lydit, hellem Keupersandstein um 6%.

Liegengrenze: auf Alblehm und Ries-Trümmermassen.

Hangengrenze: unterschiedlich tiefe Erosion unter der heutigen Oberfläche.

Mächtigkeit: bis 6 m erschlossen (SCHMIDT-KALER 1997: 75).

Typusregion: Usseltal, Gailachtal, Stippachtal (GK 25 7131 Monheim und 7231 Genderkingen).

Verbreitung: Albhochfläche der Südlichen Frankenalb zwischen Monheim und Rennertshofen bis etwa 545 m NN. Für Blatt Monheim siehe Abb. 45 in SCHMIDT-KALER (1997: 74). Möglicherweise gehören zu dieser Formation noch die „Hochflächenschotter“, die TILLMANNS (1977: 38) nach Osten auf den Höhen um die Altmühl-Donau ausscheidet.

Alterseinstufung: Sie muss jünger als die Monheim-Formation sein. Sie stammt aus der Zeit des danubischen Ostabflusses: ?Jüngstes Miozän-Pliozän.

Laufzusammenhänge: Da die Monheim-Formation nach Süden entwässert und die Schotter der Ussel-Formation in ihre Auflagefläche eingeschnitten sind, sollte beide eine Zeitschicht trennen (TILLMANNS 1977: 101), in der das Westregime der Paratethys zum Ostregime wechselte, also die Donau entstand. TILLMANNS nimmt die Mündung der moenodanubischen Ussel-Formation mit der Altmühl-Donau im Bereich des Wellheimer Talzuges an.

3.15 Bergnershof-Formation mit dem Bergnershof-Talzug in der Altmühlalb

Definition: Trogtalzug, der entlang der Altmühl und ab Dollnstein entlang der Altmühl-Donau ein verwitterungsstabiles Schotter-

⁸ Der Begriff „Usseltal“ wird bereits als Usseltal-Schichten, später Usseltal-Formation in der Weißjura-

Stratigrafie verwendet (vgl. ZEISS 2012: 254).

spektrum aufweist, in dem auch ab der Vereinigung mit der Donau der Mittelgebirgs-Radiolarit (Lydit) den alpinen Radiolarit überwiegt.

Ableitung des Namens: Vom Gehöft Bergnershof östlich Treuchtlingen.

Übergeordnete Einheit: Moenodanuvius-Gruppe.

Erstbeschreibung: KRUMBECK (1927a: 222). Als Bergnershofer Terrasse benannt durch RÜCKERT (1933: 390), als Bergnershof-Formation der Moenodanuvius-Gruppe in diesem Text.

Chronostratigrafie: Pliozän (?5 Ma)

Synonyme: Solnhofener Schotter (KRUMBECK 1927a: 43), Bergnershofer Terrasse (RÜCKERT 1933: 390), Hochschotter 90-110 m über Tal der Altmühl-Donau (TILLMANNS 1977: 101).

Beschreibung: Trogtal längs der Altmühl-Donau zwischen Bergnershof und Kipfenberg, 90–110 m über dem Tal. Bei Dollnstein stößt auf dieses Trogtal dasjenige der Donau vom Wellheimer Trockental her.

Lithologie: Der Schotter besteht am locus typicus aus: 81% Quarz, 13% Lydit, 6% Hornstein (TILLMANNS 1977: 136). Nach der Vereinigung von Altmühl-Donau und Moenodanuvius kommen zum Schotterspektrum u. a. alpine Radiolarite. Bei Rebdorf westlich Eichstätt lautet dann ein Spektrum dieser Terrasse: 84% Quarz, 8% Sandstein, 4% Hornstein, 3,5% Lydit und 1% alpiner Radiolarit (TILLMANNS 1977: 140). Lydit bleibt in diesem Terrassenabschnitt weitaus häufiger als alpiner Radiolarit (TILLMANNS 1977: 39). Im Schwermineralspektrum mischen sich ab Dollnstein zum Spektrum der stabilen Schwerminerale des Moenodanuvius mit Zirkon, Turmalin, Rutil das alpine Spektrum instabiler Schwerminerale mit Epidot, Granat und Hornblende, und metamorpher Minerale, wie Staurolith, Disthen und Andalusit (TILLMANNS 1977: 48f.).

Liegendgrenze: Weißjura, Oberkreide und Alblehm.

Hangendgrenze: unterschiedlich tiefe Erosion unter der heutigen Oberfläche.

Mächtigkeit: Im Trogtal Schotterverbreitung von 90 bis 110 m Höhe über Tal.

Typokalität: Bergnershof östlich Treuchtlingen als vermittelnder Standort zwischen dem nord-süd-ziehenden und dem west-ost-ziehenden Moenodanuviuslauf.

Verbreitung: Im Altmühlthal zwischen Bergnershof und Kipfenberg auf 41 km Länge.

Alterseinstufung: Jünger als die Hochflächenschotter der Ussel-Formation, älter als die Engtal-Schotter (Talschotter i. S. KRUMBECKS 1927a und TILLMANNS' 1977: 38). Da die Ussel-Formation ihrerseits in die mio-pliozäne Monheim-Formation eingeschnitten ist, sollte die Bergnershof-Formation mit ihrem stark verwitterungsausgelesenen Schotterspektrum zum Pliozän gehören. TILLMANNS (1977: 107 und Beil. 6) stellt sie ins Mittelpliozän, vermutlich da die nächst jüngere Schottergruppe, die oberste Schottergruppe der Talschotter im Engtal (60-90 m über Tal-Schottergruppe), als reiner Donau-Schotter noch keinen Kalkstein führt.

Laufzusammenhänge: Die Bergnershof-Formation vereinigt sich nach 14 km Trogtalstrecke bei Dollnstein mit der Donau zur Altmühl-Donau. Ihre Trogtal-Terrasse setzt nach weiteren 27 km Laufweg bei Kipfenberg aus, ist also weiter talabwärts erodiert. Sie muss natürlich talabwärts weiterführen und erscheint in der Hochschottergruppe „Altdonau mit Alt-Mainschotter“ bei Regensburg wieder (BAUBERGER et al. 1969: 177).

Die Bergnershof-Terrasse zieht nach dieser Definition ins Donautal hinein. Damit soll nicht ausgesagt werden, dass die Donau ein Nebenfluss des Moenodanuvius sei. Das Größenverhältnis der beiden Flüsse ist ohnehin nicht rekonstruierbar. Die Bergnershof-Formation ist

ja entlang der Altmühl-Donau auch nur bis Kipfenberg erhalten. Weiter unterhalb gegen Regensburg erhält sie neue Formations-Namen. Wen es stört, dass ein und dieselbe Formation entlang beider Flüsse läuft, der mag den Anteil des Talzuges an der Altmühl-Donau als Rebdorf-Subformation oder auch als Rebdorf-Formation bezeichnen. Von dort wurde sie von TILLMANNS gut beschrieben (1977: 140).

4. Die Moenodanuvius-Gruppe: Ergebnisse und Fragen

4.1 Moenodanuvius-Gesamlauf

Vom Gesamlauf des Moenodanuvius sind 220 km einschließlich der Lücken erhalten. Das ist die Strecke des zentralen Moenodanuvius vom Nordwest-Ende der Espich-Terrasse bis zur Einmündung des Moenodanuvius in den Graupensandfluss (Abb. 4, 5 und 9). Natürlich hatte der zentrale Moenodanuvius oberhalb des Espich-Talzuges zusätzlich noch oberste Quellbäche im Frankenwald. Falls der Eschlipp-Talzug aus dem Thüringer Wald kommt, wäre dieser auch noch ein sehr langer Zulieferant. Auch das längste Einzugsgebiet der Ur-Altmühl könnte eine lange Strecke aufweisen.

Was an seinen Sedimenten im Gesamlauf besonders auffällt, ist der **Reichtum an Pelit**. Schon der Espich-Talzug hat mächtige reine Pelit-Lagen und pelitreiche Schottermatrix. Natürlich gibt es Sandanteile, die auf der Nördlichen Frankenalb schon aus den Oberkreide-Sedimenten, talabwärts dann im Kontakt mit Mittlerem und Unterem Jura und Keuper dazu kamen. Schotteranteile treten zurück oder sind nur lagenweise vorhanden. Dicht gepackte Flussschotter, wie man sie in Quartärsedimenten kennt, fehlen überhaupt. Dass wir die Läufe und Talstrecken des Moenodanuvius dennoch so gut an Gerölle ver-

folgen können, liegt an deren bevorzugter Überlieferung. Sie sind häufigster Abtragungsrückstand. Pelit und Sand sind dort ausgespült, wo die Flusssedimente in Hochlage erhalten sind. Die meist dünneren Kieslagen darin sind dann im Flussbett hinabprojiziert, dazu im Karst noch in Karstschlotten dicht unter dem Flussbett konserviert worden (Eschlipp-, Wüstenstein- und Velden-Formation). Die hohen Pelitanteile am Flusssediment sind Abspülprodukte der tiefgründigen Verwitterungsdecken der ausgehenden Kreide- und Tertiärzeit. Der Moenodanuvius war also ein sehr schlammiger Fluss.

Was die **Erhaltung der einzelnen Talstrecken** der Moenodanuvius-Gruppe anbetrifft, so trägt das Gesteinsunterlager wesentlichen Anteil an der Art und Fazies der erhaltenen Formationen. Bester Konservator sind die Karbonatgestein-Unterlager – im Muschelkalk für die Espich-Formation, in der Nördlichen Frankenalb für die Eschlipp-, Wüstenstein- und Velden-Formation, und in der Südlichen Frankenalb für die Monheim-, Ussel- und Bergnershof-Formation. Der zarte geologische Farbhintergrund der Abb. 1 zeigt den Muschelkalk rötlich, den Weißjura hellblau. Die Roth-Formation im sandig-tonigen Keuper ist wegen ihrer schmalen eingetieften Rinne mit Süßwasserkalkstein-Schutz erhalten, die Altisheim-Formation wegen ihrer schützenden Decke aus Riesstrümmermassen. Nach Norden blieb die Roth-Formation im Sandsteinkeuper-Gebiet nicht erhalten. Die Prä-Nürnberg-Formation, die über der Roth-Formation gelegen haben musste, wurde völlig abgetragen bis auf vererbte Geröllrelikte (Nürnberg-Formation).

4.2 Die Oberlaufregion

Wenn es einen geeigneten Zeitpunkt für die **Neuformierung des Südabflusses in Nordbayern** gab, dann war es die oberkreide-

zeitliche Verschüttung Ostfrankens und der Oberpfalz (Hessenreuth-Formation). Auf dieser sandigen Aufschüttungsfläche der Oberkreidezeit dürften die Flussstränge des Moenodanuvius ihren Weg formiert haben. Dort, wo ein Moenodanuvius-Lauf die sandige Oberkreidelandschaft durchpendelte, konnte er sich, sobald er die Kreidesandauflage durchschnitten hatte, und sofern er Weißjura-Kalkstein darunter antraf, epigenetisch in den karbonatischen, harten Albkörper einsägen und war dann festgelegt, in manchen Laufstrecken bis zu seinen heutigen Nachfolgeflüssen. Das ist besonders an der Aufsess und Wiesent augenfällig.

Das gilt auch für den Velden-Fluss in der heutigen Pegnitztalung. Auch er benötigte die Verschüttungsrampe vom Grundgebirge über das oberfränkisch-oberpfälzische Bruchschollenland hinweg, dessen fluviatile Wege heute – entsprechend der tektonischen Vorzeichnung – im Naabgebiet südostwärts, im Maingebiet nordwestwärts ziehen. Senkrecht dazu nach Südwesten verliefen die Stränge des Moenodanuvius und des Velden-Flusses.

Für beide Quellstränge, den des radioaktiven Moenodanuvius und den des quarzreichen Velden-Flusses, kann man annehmen, dass sie etwa in ähnlichem Zeitrahmen entstanden sind, da sie damals den gleichen paläo-landschaftlichen Bedingungen unterlagen.

Der Espich-Talzug

Unmittelbar zu Füßen des Frankenwaldes lag also in tropisch-subtropischer Zeit die morphologische Lösungsrinne des Muschelkalkzuges, in der sich die Bäche, die vom damals wahrscheinlich wenig höheren Frankenwald nach SW abflossen, sammelten. Die Espich-Rinne zog vermutlich nach Südosten ab, also genau senkrecht zu den Bächen, die aus dem Frankenwald austraten (subsequent

zum konsequenten Frankenwaldabfluss). Das entspricht auch dem heutigen tektonischen Gefälle des Muschelkalkzuges, des Bindlacher Höhenzuges.

Dass aus der damaligen Muschelkalkrinne, der Espich-Rinne, heute ein Höhenzug wurde, liegt an der Veränderung des Klimas von tropisch-subtropischer Zeit in später Oberkreide und Tertiär zu einer deutlichen Abkühlung seit etwa in die Mitte des Jungtertiärs, seit 14 Ma. Galt vorher Karbonatlösung vor Abtrag silikatischer Gesteine, so gilt nun Abtrag toniger Gesteine und Gesteine mit Ton-Sand-Wechsel und Verschonung der Karbonatgesteine. So wurde aus Tieflage in warmer Zeit Hochlage im kühleren Klima, aus der moenodanubischen Espich-Rinne der Bindlacher Höhenzug. Nur die Flussbettauflage der Rinne auf dem Höhenzug zeugt noch von ihrer Flussfunktion.

Das Gesagte gilt im Wesentlichen auch für die Erhaltung der moenodanubischen Flussläufe auf dem Kalkstein und Dolomit der Nördlichen Frankenalb, also für die Velden-Formation im Pegnitz-Gebiet und für die Wüstenstein- und Eschlipp-Formation im Wiesentgebiet.

Diese Espich-Rinne im Muschelkalk muss eine Lücke gehabt haben, aus der der Moenodanuvius bei Untersteinach nach SW entwich, wiederum in die konsequente Richtung. Denn in der Fortsetzung der Südostrichtung zu Füßen der Münchberger Hochfläche (Münchberger Gneismasse) liegen nur Quarz-Gerölle auf dem Bindlacher Höhenzug, Radiolarite fehlen. Selbst wenn man annimmt, dass die Münchberger Gneismasse durch ihre zuliefernden Bäche nur Quarz liefern konnte, so hätte sich der Radiolaritanteil der Espich-Rinne bei einem Abfluss weiter nach Südosten wenigstens verdünnen müssen, dürfte aber nicht ganz verschwinden. Der Moenodanuvius, der auf der Nordalb ankommt, hat ja auch noch

einen ansehnlichen Radiolarit-Anteil.

Die Maintal-Lücke

Die beiden Talzüge der Espich- und Wüstenstein-Formation sehen eigentlich im Längsschnitt (Abb. 4) nicht unharmonisch aus. Genauso gewichtig wie die Lücke, die das Maintal in den Lauf des Moenodanuvius gegraben hat, ist die Erhebung des Kasendorfer Albnordrandes, die sich zwischen den beiden moenodanubischen Talzügen heraushebt.

Die Verbindung beider Talzüge wird schon von KRUMBECK (1927a: 203) erwogen und ist bei SCHIRMER (1986: 15; vgl. Abb. 2 dieses Textes) angedeutet. Ob die Aufbiegung des Kasendorfer Albnordrandes oder der Urmain-Rückgriff die beiden Talzüge des Moenodanuvius getrennt hat, bleibt unklar. Im Längsschnitt (Abb. 4 und 5) ist für die Aufragung des Kasendorfer Albnordrandes nur die tiefste Einmuldung in der Albstirn bei Welschenkahl oberhalb Kasendorf ausgewählt.

Der Wüstenstein-Talzug

Seine Schotter sind an Ort und Stelle abgelagert worden und in gut überlieferten Talformen als Täler oder Terrassenleisten überliefert.

Er kennzeichnet drei tektonische Stadien:

1. Vor-moenodanubische Verbiegung: Die Erhaltung des Talzuges ist an die Karbonatgesteine des Weißen Juras gebunden. Das Südwestende der Erhaltung des Talzuges endet mit dem muldenförmigen Aufsteigen des Braunen Juras aus dem Talgrund in die Region des moenodanubischen Talbodens. Das erkennt schon SEEFELDNER (1914: 278). Die Täler werden beim Austritt aus dem Weißen Jura in den Braunen Jura breiter. Das Engtal mit seinen alten Terrassenleisten wird dadurch zerstört. Das zeigt aber auch, dass die Haupteinmuldung der Nördlichen Frankenalb lange vor dem erhaltenen Lauf des Moenodanuvius stattfand. Denn die Ter-

rassenzüge schneiden den Muldenbau. Nach SCHIRMER (1984c: 68) begann die Einmuldung schon seit Ende Malm, nach GUDDEN (1987: 26) spätestens in der vorerzischen Unterkreide.

2. Syn-moenodanubische tektonische Bewegungen: Der Wüstenstein-Talzug des Moenodanuvius besteht an der Aufsess aus drei Terrassen, Blütental-Terrasse und Nebelberg-Terrasse und Hag-Terrasse. Alle haben etwa 15 m vertikalen Abstand von einander. Das bedeutet Hebung der Nordalb während moenodanubischer Zeit oder Absenkung des Vorfluters. Diese Hebung muss sich im Laufe der moenodanubischen Terrassenzeit verstärkt haben; denn die höheren Terrassen liegen noch als Trogtal-Terrassen vor, die Hag-Terrasse liegt bereits im Engtal. Bei ihr hatte der Moenodanuvius keine Zeit mehr, in die Breite zu erodieren und zu lösen. Das Verhältnis von Hebung zu Talformung ist also bei den höheren Terrassen noch zu Gunsten der Talformung ausgefallen, bei der tiefsten zu Gunsten der Hebung. Das lässt auf Hebungsbeschleunigung schließen.

Da der Moenodanuvius am Kopf der Hollfelder Mulde von der Blütental-Terrasse zur Nebelberg-Terrasse muldeneinwärts wandert, lässt sich folgern, dass während moenodanubischer Zeit neben der Hebung sich auch die Frankenalb-Furche vertieft, eingemuldet hat (SCHIRMER 1984c: 68–69).

3. Nach-moenodanubische tektonische Bewegung: Der Talzug der Nebelberg-Terrasse zeigt von Drosendorf bis Neuhaus eine sich aufwölbende Verbiegung (SCHIRMER 1984c: 72) (Abb. 7 dieses Textes). Die tektonische Bewegung setzt sich also nach-moenodanubisch fort. Noch wirkungsvoller zeigt sich das nach-moenodanubische Aufkippen des Randes der Frankenalbmulde am Kasendorfer Albnordrand. Es war so stark, dass

Talform und Inhalt der Wüstenstein-Formation vollständig erodiert wurden. Auch das nach-moenodanubische Einsinken der Hollfelder Mulde als Graben oder Halbgraben oder tektonische Mulde ist deutlich: Die Aufsess als Nachfolgefloss im Bett des Moenodanuvius drängt deutlich nach Osten zum Muldentiefsten hin (SCHIRMER 1984c: 72–73). Ein gewisser relativer Altershinweis wird noch dadurch gegeben, dass die sandige Oberkreidedecke (Hessenreuth-Formation) schon sehr weit abgetragen war, so dass sich der Moenodanuvius in der Zeit der Blütental-Terrasse und Nebelberg-Terrasse ein deutliches morphologisches Tal in das Karbonatgestein des Weißen Juras eingraben konnte (SCHIRMER 1984c: 70–71).

Der Velden-Talzug im Pegnitz-Gebiet

Der Velden-Talzug zeigt zum Wüstensteiner Talzug deutliche Parallelen: Er ist ebenfalls nur im Karbonatgestein erhalten. Er hat auch drei Terrassen bzw. Subformationen. Die unterste, die Lindersberg-Terrasse, ist, ähnlich der Hag-Terrasse im Wüstensteiner Talzug, nur auf 0,5 km Länge in zwei kleinen Vorkommen erhalten. Das liegt daran, dass diese Terrassen bereits tiefer im Engtal liegen, so dass sie weitgehend ausgeräumt wurden. Auch bei ihm, dem Velden-Talzug, ist vor- und nach-moenodanubische Dislokation nachzuweisen.

Schwierigkeit bereitet die Herleitung der wenigen Radiolarite im Velden-Talzug. Sie werden nach MÜLLER (1981: 109) aus dem Frankenwald abgeleitet. Diese Bestimmung hält er aber für unsicher (S. 97). Sei es dennoch so, so würde die hier dargestellte Rekonstruktion der vorhandenen Moenodanuvius-Läufe kaum eine Möglichkeit dafür anbieten, die Lyditstränge zum heutigen Pegnitztal zu leiten. So könnten die wenigen Radiolarite aus älteren und höheren Läufen vererbt sein, als der Frankenwald-Abfluss auf der sandigen Oberkreide-Ebene noch nicht

so festlag wie im heute überlieferten Bild (vgl. Erläuterung der fluviatilen Schottervererbung im Kasten 2).

Der Eschlippe-Talzug

Er ist unter allen Talzügen fast der aufregendste, da er als geköpftes Tal 250 m über dem Regnitztal liegt. Diese Differenz zum heutigen Vorfluter ist höher als bei allen anderen Taltorsi des Moenodanuvius. Durch die Beschränkung der Schotter auf die noch vorhandene deutliche Talform handelt es sich um primär abgelagerte Flussschotter, keinesfalls um herabprojizierte Schotter, wie KRUMBECK (1927a: 203) und KRISL (1994: 190) sie erklären. Ein genetischer Zusammenhang mit moenodanubischer Schotterstreu oder Talresten der Südab ist nicht begründbar. Für dieses Tal ist die Ausbreitung der Malmtafel zur Zeit des Eschlipper Talzuges interessant. Sehr weit kann sie nicht nach Westen und Nordwesten gereicht haben. Der Talzug schneidet bereits in das obere Oxfordium ein. Bei der damals schon weitgehend fortgeschrittenen Haupteinmuldung der Alb – in morphologischer Tieflage innerhalb der Landschaft Nordbayerns – sollte der Eschlipper Fluss etwas talauf bereits aus dem Dogger gekommen sein.

Herabprojizierte Schotter auf der Nördlichen Frankenalb

SCHRÖDER veröffentlicht 1968, dass die Abtragung der Kreidedecke der Nordalb erst pliozän bis endpliozän erfolgte. Der Verlauf des Moenodanuvius zeigt jedoch, dass er schon viel früher eine weithin abgedeckte Karstoberfläche durchlief (SCHIRMER 1984c: 70, 1985b, 1991: 240). Das in der Kreidesanddecke weite Tal verengt sich mitten auf der Alb im Karbonatgestein auf ca. 200 m Breite (Abb. 6). Alles das wurde ausführlich vorgelegt. Bei SCHRÖDER (1996) und PETEREK & SCHRÖDER (2010) bleibt die alles übergreifende Kreidesanddecke weiterhin bestehen; es wird auf die ihnen bekannten

Arbeiten abweichender Befunde kein Bezug genommen. PETEREK (2008: 22) nimmt schließlich darauf Bezug und löst das Problem auf die Weise, dass er den Moenodanuvius auf der noch vorhandenen Kreidedecke fließen lässt. Nach deren „endtertiärer“ Abtragung seien die Gerölle in ihre heutige Position hinabprojiziert worden. Auch HOFBAUER (2013: 137) erwägt wieder die Herabprojektion der Schotter des Wüstensteiner Talzuges. Woher kämen dann aber die eingesenkten Talformen des Moenodanuvius, woher die beschotterten Terrassenleisten am Talhang des moenodanubischen Taleinschnitts? PETEREK und HOFBAUER kehren mit dieser Lösung an nähernd zur alten Vorstellung KRUMBECKS (1927a: 200) zurück, der die Schotter aus einem verschwundenen, ehemals viel höher liegenden Fluss über die heutige Alboberfläche verstreut herabprojiziert sieht. Die Idee KRUMBECKS aber fußt auf der Tatsache, dass er nur wenige, scheinbar regellos verstreute Schotter auf der Albhochfläche fand. Solche aus unbekannter Quelle herabprojizierten Einzelschotterrelikte können auf der Nordalb auch existieren, aber nicht im Verlaufe des nun gut bekannten Fluss- und Talsystems des Moenodanuvius.

4.3 Die Forchheimer Tallücke

Die Höhendifferenz von 110 m zwischen dem Ende des Wüstenstein-Talzuges östlich Streitberg in 421 m üb. NN und der Höhenkote⁹ 310 m im Moenodanuvius-Tal bei Erlangen, die durch den Süßwasserkalkstein der Käswasserschlucht gegeben ist (HOFBAUER 2003: 257), erscheint unüberbrückbar und zeigt auch, dass der Wüstenstein-Talzug von seiner Anlage her deutlich älter als der Süßwasserkalkstein ist. Überbrückt man die Lücke von etwa 30 km horizontaler Distanz unter gleicher Fort-

führung des Gefälles des Wüstensteiner Talzuges entlang der Wiesent, so verbleiben immer noch 80 m Höhendifferenz. Nun muss allerdings zur Zeit des Süßwasserkalksteins auch das Wiesental fast so tief wie heute eingeschnitten gewesen sein. In jedem Falle stößt man moenodanuvius-abwärts im Bereich der Wiesentmündung auf die große moenodanubische Talrinne, die weiter unterhalb im Roth-Talzug erfasst ist, und die sich im Mittleren Miozän rückschreitend talaufwärts bemerkbar gemacht haben muss – also mit Sicherheit auch im Wiesental im Wüstenstein-Talzug. In diesem Talzug existiert noch die tiefere moenodanubische Hag-Terrasse als jüngster Beweis der Talbenutzung durch den Moenodanuvius. Sollte der Fluss im Mittelmiozän noch existiert haben, so könnte die Hag-Terrasse eine Verbindung anbieten, oder er grub sich unter die Hag-Terrasse noch tiefer ein, um das Süßwasserkalkstein-Niveau zu erreichen.

In jedem Falle ist die Forchheimer Tallücke der kritischste Bereich der gesamten Rekonstruktion des Verlaufs des Moenodanuvius. Die Oberlaufregion oberhalb dieser Tallücke talauf bis zur Espich-Terrasse erscheint in sich stimmig, ebenso die Unterlaufregion unterhalb von Erlangen bis zur Donau. Für die Rekonstruktion der Oberlaufregion in Abb. 5 habe ich den Moenodanuvius-Tal-kilometer 0 fiktiv bei 490 m belassen und den Moenodanuvius mit einem Gefälle von 0,8% angesetzt. Für die Rekonstruktion der Unterlaufregion, unterhalb der Forchheimer Tallücke, habe ich die schwarz umrandete Höhenmarke bei Erlangen von 310 m als Fixpunkt belassen, um den Höhenunterschied von 110 m zum Wüstensteiner Tal-Unterende nicht zu verändern; denn diesen gilt es ja zu deuten. Es ist ja unwahrscheinlich, dass sich auf die 30 km Entfernung zwischen beiden Punkten tektonisch Wesentliches

⁹ in Abb. 4 und 5 brauner Punkt mit schwarzem Kreis umgeben.

verändert hat. Sodann habe ich die Obergrenze der Monheim-Formation so gelegt, dass der Flusslauf mit einem Gefälle von 0,55‰ flussaufwärts noch zum tieferen Bereich des Wiesenttales resp. Wüstensteiner Taleinschnittes weist. Von der Obergrenze der Monheim-Formation ergibt sich dann nach den Mächtigkeitsangaben (siehe Ziffer 3) im Raum Dietfurt die Basis der Moenodanuvius-Rinne, die ja von der Donau bis zur Bohrung Hauslach gut bekannt ist. Überdies zeigt sich, dass sich der mittlere Bereich in beiden Abbildungen 4 und 5, der zwischen Erlangen und Treuchtlingen, auch gut zum Längsschnitt von HOFBAUER (2013: 142) fügt.

In der Forchheimer Lücke habe ich dann die Basis der Moenodanuvius-Rinne zur Höhe 310 m bei Erlangen flussauf verlängert. Von dort aus weist sie gegen die Hag-Terrasse oder ein etwas tieferes Niveau hin. Damit erhält die Forchheimer Tallücke eine mögliche Überbrückung.

4.4 Die Unterlaufregion

Der Nürnberger Talzug

Die bisher besprochenen Talzüge des Moenodanuvius neigen sich alle nach Süden, wie man es von einem Fluss, der Frankenwald-Gerölle südwärts transportiert, erwartet. Das Auffallendste an der Nürnberg-Formation ist, dass sie, durch Gesteinsmaterial des Frankenwaldes und der Münchberger Hochfläche charakterisiert, diesen Südabfluss beweist, aber heute mit dem Rezat-Rednitz-Regnitz-Tal nach Norden geneigt ist. Den Südabfluss dieses Talzuges hat ja bereits NEUMAYR (1885: 68) gefordert. Doch scheint KREBS (1914: 578) der Erste zu sein, der daraus Hebung im Bereich der Südabfluss folgert. Am schwersten fällt allen Bearbeitern der Gerölle, deren Rolle einzurichten, entweder in einen moenodanubischen Südtransport oder in einen sekundären nord-

wärts gerichteten Rücktransport durch die Rezat-Rednitz-Regnitz. HOFBAUER (2003: 249) hat diese Details im einzelnen rekapituliert. Ergänzungen erfolgten durch G. BERGER (2010: 159 f.) und HOFBAUER (2013: 131 f.).

In Ziff. 3.8 wurde dargelegt, dass praktisch die gesamte Nürnberg-Formation vererbten Reliktschotter darstellt und keine Anteile am ehemaligen Südtransport mehr präsentiert. Lieferant sollte einmal der oberste Teil der Altisheim-Formation sein, deren Oberende bei Treuchtlingen etwas höher als das überlieferte Oberende der Roth-Formation liegt. Vor allem aber sollten über der Altisheim-Formation moenodanubische Sedimente der Prä-Nürnberg-Formation Lieferant sein, die die Sedimentlücke bis hinauf zur Monheim-Formation und ihrer nördlichen Fortsetzung füllen muss. Deren fluviatile Ausräumung hat den Schottersatz angereichert, der nun als Nürnberg-Formation den Rezat-Rednitz-Regnitz-Talzug begleitet. HOFBAUER (2013: 131) nimmt solche Vorgänge zumindest für die Greuther Terrasse an. Im Süden kommt auch ein gewisser Abtragsanteil des ausgeräumten Sedimentstapels dem Altmühlthal zu.

Der Nürnberger Talzug hat ja als Charakteristikum, dass er – im Gegensatz zum Wüstensteiner Talzug und Altisheimer Talzug, die im Weißen Jura liegen – im Sandsteinkeuper und ein wenig im Schwarzen und Braunen Jura liegt. Da erhebt sich die Frage, lag der Nürnberger Talzug einst-mals oben in Weißem Jura, ehe er sich tiefer eingrub? Das könnte zum Beispiel zu Zeiten des Eschlipp-Niveaus gewesen sein. Im Mittelmiozän war das Niveau jedenfalls schon dem heutigen ähnlich – das zeigt die tief liegende Basis der Roth-Rinne. Aber da säumten die Roth-Rinne immerhin noch Weißjura-Auslieger, die den Kalk für die Süßwasserkalksteine lieferten; darauf macht schon WAGNER (1923: 42) aufmerksam.

Fluviatile Sediment-Vererbung im Nürnberger Talzug des Moenodanuvius

Bei der reichen Vererbung der Schotter der Nürnberg-Formation fallen verschiedene der im Kasten 2 aufgeführten Kriterien zusammen und verstärken sich gegenseitig: geringe bis sehr geringe Talbodenneigung infolge der sich hebenden Südab und infolge der Zeit der Abflussumkehr von südwärts nach nordwärts. Dazu kommen weiche Schichten des Keupers, die breite Talungen verursachen. Das alles bedingt langsamem Abtransport von pelitischem und feinsandigem Material und hohe Rückstandsrate von gröberem Material. Dieses gröbere Material ist das vererbte moeondanubische Material und gröberes Lokalmaterial, wie Kreidequarzit (u. a. Leberstein) und Hornstein. Im Eiszeitalter hat an den Hängen das Bodenfließen dieses gröbere Material Richtung Vorfluter etwas kumuliert, also zum Rezat-Rednitz-Regnitz-Tal hin; das Material konnte aber im Tal infolge des geringen Talgefälles nicht weiter transportiert werden und sammelte sich an geeigneten Stellen zu Schotterbänken an. Dasselbe geschah ja auch mit dem Sand. Nicht einmal der konnte ausreichend abtransportiert werden und häufte sich im Rezat-Rednitz-Regnitz-Tal an. Daher röhrt unter anderem der Name „Sandachse“, der alte Name „Weißenburg am Sand“, „Roth am Sand“ oder die Landschaft „Auf dem Sand“, die sich westlich Georgensgmünd und Roth in die Täler der Aurach, des Listenbachs und Steinbachs ausdehnt. Hier führen kleine flach geneigte Täler mächtige fluviatile Sandmassen (vgl. SCHIRMER 2013), die dann im Eiszeitklima von Westwinden in den Ostteil des Talzuges verweht wurden.

Rother Talzug, Altisheimer Talzug und Graupensandrinne

Die Grimmelfingen-Formation als Basisfüllung der Graupensandrinne wird sägerstratigrafisch der Zone MN 4a zugestellt. Darüber legen sich in die Rinne die bra-

ckischen Kirchberg-Schichten (Zone MN 4b), ehe die Rinne von der Oberen Süßwassermolasse eingedeckt wird (Zone MN 5) (REICHENBACHER et al. 1998). Das hat G. BERGER (2010: 164) veranlasst, die Verfüllungshistorie der Rother Rinne, deren karbonatischen oberen Teil er auf Basis MN 5 datiert hat, mit der Verfüllungsgeschichte der Graupensandrinne gleichzusetzen. So weit so gut. Da nun BUCHNER et al. (2003: 6) durch $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierung das Alter des Ries-Impakts und die Füllung der Graupensandrinne altersmäßig gleichsetzen, müssten eigentlich konsequenterweise die absoluten Alter der MN-Zonen auch verschoben werden. Das würde bedeuten, dass die Roth-Rinne des Moenodanuvius und die Graupensandrinne beide gleichermaßen während des Ries-Impaktes verfüllt wurden.

– Damit wäre die Fauna der Roth-Formation synriesisch bis wenig post-riesisch. Aber damit würde der Stau des Moenodanuvius vor den Ries-Trümmer-Massen wieder aktuell.

Das ließe eine ganz neue Landschaftsgeschichte zu: Der entscheidende Umstand, warum die 40 m hohe Rinne völlig aufgefüllt wurde, kann theoretisch folgende Ursachen haben:

- Der Meeresspiegel im Graupensandästuар stieg an (die nachfolgenden Kirchberg-Schichten sind ja brackisch) und zwingt die Flüsse, im Unterlauf zu akkumulieren.
- Das Mündungsgebiet des Moenodanuvius hob sich tektonisch etwas, und zwingt den Fluss, im Unterlauf zu akkumulieren. Das wäre allerdings eine ungewöhnlich heftige tektonische Bewegung. Eigentlich kennt man dafür nur Geschwindigkeiten wie ein bis wenige mm pro Jahr, die der Fluss erosiv ausgleichen kann.
- Der Ries-Impakt blockierte die Altisheimer Moenodanuvius-Rinne und zwang den Moenodanuvius oberhalb zur weiteren oder gänzlichen Verfüllung seiner Roth-Rinne. Das würde auch erklären, warum

die Altisheimer Rinne des Moenodanuvius so flusssedimentleer vorgefunden wird.

Letztere Lösung wäre eine in Richtung des von BIRZER postulierten Rezat-Altmühl-Sees. Es muss kein See gewesen sein. Wenn der Moenodanuvius rechtzeitig einen Überlauf gefunden hat, dann kann er langsam dort überlaufen, und das Wasser kann im Rother Moenodanuvius und im Unterlauf seiner Seitenbäche mit Süßwasserkalkbildung stagnieren bis dahinrieseln, wie es G. BERGER (2010: 152) beschreibt.

Eine weitere Konsequenz dieser Datierung ist die Tatsache, dass die Roth-Rinne dann **zwei Verfüllungen** erlebt haben muss: Eine erste zur Zeit der Verfüllung mit der Altisheim-Formation; zu dieser Zeit hatte die Rinne von Roth bis Altisheim noch durchgehende Verbindung und musste hoch hinauf verfüllt worden sein – höher als bei der zweiten, heute überlieferten Verfüllung (vgl. Abb. 5). Dann sollte die Rinne wieder stark ausgeräumt worden sein bis auf randliche Reste bei Dietfurt und bei Altisheim, die erhaltenen Zeugen der Altisheim-Formation. Es folgte der Riesimpakt mit Trümmermassen-Verfüllung der Rinne zwischen Dietfurt und Altisheim, und mit Überdeckung und Konservierung der Reste der Altisheim-Formation. Sodann erfolgte der Aufstau in der Roth-Rinne oberhalb der Ries-Trümmermassen-Blockade. Die heutige Erhaltung dieses Aufstaus in der Roth-Rinne hat die Höhe des ersten Aufstaus zur Zeit der Altisheim-Formation nicht mehr erreicht. Die Höhe der heutigen Roth-Verfüllung könnte natürlich auch nachträglich durch Abtrag reduziert worden sein. Sie hat ja das schützende Dach, das die Altisheim-Verfüllung trägt, nicht erhalten.

Den Vorgang der präriesischen Auffüllung der Altisheim-Formation müsste eigentlich auch die Graupensandrinne erlebt haben; denn durch sie als Vorfluter wird ja die Fluss-

dynamik im Moenodanuvius gesteuert. Darüber ist nichts berichtet.

Monheim-Formation, Ussel-Formation und Bergnershof-Formation

Die Monheim-Formation ist im Sedimentstapel der Unterlaufregion die höchste radiolaritführende Ablagerung. Sie bedingt, zusammen mit der Ussel-Formation und Bergnershof-Formation, die Anwesenheit und die Akkumulationshöhe der Prä-Nürnberg-Formation. Unabhängig von einer Diskussion über primäre oder sekundäre Belieferung mit Radiolaritmateriel (siehe unten Ziff. 5.4) erfordert die Monheim-Formation fluviatile Nordlieferung von flussaufwärts, von nördlich ihres erhaltenen Verbreitungsgebietes auf der Südalb. Dieser nördlich angrenzende Raum aber präsentiert heute die in Ziff. 3.8 besagte fluviatile Sedimentlücke von ca. 100 m über der Roth-Formation.

Die Monheim-Formation ist auch die letzte bekannte Formation mit vermutlich Südwest-Abfluss ins Paratethys-Becken. Sie verzahnt sich an ihrem Südrand mit west-transportierter Oberer Süßwassermolasse (DOPPLER & SCHWERD 1996: 164–165), die dort wegen erfolgter West-Ost-Kippung der Albtafel (BADER & FISCHER 1987: 137) weit nach Norden ausläuft.

Die Ussel-Formation ist bereits in den Stapel eingeschnitten und erscheint auch erstmals mit ihrem Abfluss nach Osten gerichtet. Also spielte sich zwischen beiden Formationen die Umformung der Abflussrichtung im Molassebecken und das westwärtige Rückgreifen der Donau von Österreich bis in den Mündungsbereich des Moenodanuvius ab.

In der Bergnershof-Formation zeichnet sich dann der Altmühl-Donau-Lauf bereits deutlich ab (TILLMANNS 1977: 101).

5. Abriss der Geschichte der Moenodanuvius-Gruppe

5.1 Eckdaten zum Moenodanuvius

Zum Leben erweckt hat den Moenodanuvius samt seinem Flusssystem die Heraushebung des mitteleuropäischen Landes aus dem Epikontinentalmeer der Jurazeit. Die Hebung der böhmischen Masse mit dem Thüringer Wald im Norden hat in der späten Oberkreidezeit diesen Fluss auf sandverschüttetem Lande zu einem Flusssystem heranreifen lassen, das heute in Spuren überliefert ist. Es floss nach Süden zur Paratethys, dem Meeresarm, der zwischen den auftauchenden Alpen und dem mitteleuropäischen Kontinent durch den Alpennordschub immer schmäler wurde. Schließlich wurde der Meeresarm zum Land mit Abfluss nach Osten, dann nach Westen und schließlich wieder nach Osten, je nachdem ob die Voralpenseke im ostalpinen Bereich stärkere Hebung erfuhr oder im westalpinen Bereich. Der letzte fluviatile Abzug ging und geht als Donau nach Osten. Der vorletzte zog als Graupensandfluss nach Westen (Abb. 9 und 10).

Es gibt in der Geschichte des Moenodanuvius nur ein einziges chronostratigrafisches Alter: den Ries-Impakt mit seinen Auswurfmassen bei 14,6 Ma (BÜCHNER 2010), und ein biostratigrafisches Alter: die Fauna aus dem Süßwasserkalkstein der Roth-Formation von der MN5-Basis der Mammalier-Neogen-Skala (MN) (G. BERGER 2010). Alle anderen Alterseinschätzungen können nur in relativer Abfolge zu aufeinander folgenden Gesteineinheiten oder tektonischen und landschaftsgeschichtlichen Ereignissen gegeben werden (vgl. Abb. 4, 5 und Tab. 1).

Gute Alter auf lithostratigrafischer Basis gibt es noch dort, wo der Moenodanuvius seine Fracht dem Molassebecken zuführte. Dort

lassen sich die typischen Schwermineralspektren des fränkischen Moenodanuvius seit der Grenze vom Eozän zum Oligozän (ca. 35 Ma) nachweisen. Die Mündung nach Süden wird jeweils über den in Abb. 1 dargestellten Fluss angenommen. Das also ist die Frühzeit des Systems der Moenodanuvius-Gruppe.

Für die Spätzeit des Moenodanuvius gibt es drei neuralgische Punkte im System, die sein Ende herbeiführen konnten (vgl. Abb. 4 und 5). Flussabwärts gehend ist der erste neuralgische Punkt die Maintal-Lücke. Das Vordringen des rheinischen Urmains-Oberlaufes nach Osten bis zur Ausbildung des heutigen Main-Systems musste den Armen des Oberen Moenodanuvius den Zugriff auf die Frankenwald-Gesteine abschneiden. Der zweite neuralgische Punkt ist der sich hebende Kasendorfer Albnordrand, der ebenfalls die Frankenwälder Gesteinszufuhr abdrosseln konnte. Der dritte kritische Punkt ist die sich hebende Südliche Frankenalb, die letztlich die talkippende Wandlung vom südgerichteten Moenodanuvius zum heutigen nordgerichteten Rezat-Rednitz-Regnitz-System verursachte. Welcher dieser drei neuralgischen Punkte letztlich das Ende des Moenodanuvius herauf beschwore, wissen wir noch nicht.

5.2 Die moenodanubische Oberlaufregion (vgl. Tab.1)

Die **Espich-Formation** zu Füßen des Frankenwaldes ist von ihrer Lage her möglicherweise spät-oberkretazisch, wenigstens höheren tertiären Alters, da ihre Radiolarite nach der Einbettung tiefe umlaufende Verwitterungsringe zeigen. Räumlich scheint sie von ihrer heutigen Lage in idealer Weise auf die Wüstenstein-Formation hin auszulaufen, sofern hier nicht tektonischer Zufall ein Idealbild geschaffen hat. Die Espich-Terrasse wird zu allen Zeiten der Wüstenstein-Formation aktiv gewesen sein. Was in der moenodanubischen Ober- und auch

Unterlaufregion terrassiert oder gestapelt vorliegt, sollte in der Espich-Formation gestapelt oder verschachtelt enthalten sein. Die Nordalb hat sich eben gehoben oder schneller gehoben, während der Espich-Talzug noch weiterhin als Materialfänger fungierte.

Die Alb war, mit Ende Malm beginnend, schon eingemuldet. Zur tektonischen Mulde gesellte sich die morphologische Mulde durch Karbonatlösung. Eine der ältesten erhaltenen fluviatilen Formationen ist die **Eschlipp-Formation**. Zum Eschlipp-Tal als geköpftes Tal an hohem Albrand lässt sich bisher kein Pendant finden. Es war aktiv, als die oberkreidezeitlichen Sande der Hessenreuth-Formation am Westrand der Alb schon abgeräumt waren. Das kann frühestens in der späten Oberkreidezeit vor ca. 75 Ma gewesen sein.

Zur Zeit der **Wüstenstein-Formation** waren die Sande der Hessenreuth-Formation nur noch im Zentrum der Albmulde vorhanden, sonst bereits abgetragen. Im Verlaufe der Bildung der Wüstenstein-Formation hob sich die Nordalb als Ganzes heraus, so dass die drei vorhandenen Terrassen (Blütental, Nebelberg und Hag) vom Trogtalstadium zum Engtalstadium wechselten. Der Fluss, der also zur Oberkreidezeit einmal frei auf der Sandfläche pendelte, grub sich bei Hebung im Karbonatgestein ein 300 bis 400 m breites Trogtal und senkte sich bei weiterer Hebung in ein Engtal ein, das heute zum Teil noch als Aufsess- und Wiesental überliefert ist. Ein paralleles Schicksal erlebte die **Velden-Formation** an der Pegnitz mit ebenfalls der jüngsten Terrasse im Engtal, so dass man beide Formationen wohl als etwa gleich alt ansehen kann.

Es ist ja unwahrscheinlich, dass die jüngsten im Engtal spärlich erhaltenen Terrassen im Oberlauf des Moenodanuvius zugleich die letzte Lebenszeit des Flusses markieren. Tiefere Terrassen im karbonat-felsigen Eng-

tal haben höchste Wahrscheinlichkeit, gänzlich ausgeräumt worden zu sein. Vielleicht gab es also noch tiefer eingegrabene Ablagerungen des Moenodanuvius.

Zum relativen Alter der Wüstenstein-Formation lässt sich noch sagen, dass sich nach ihr der Kasendorfer Albnordrand um wenigstens 40 m heraußob. Die Nordalb hat sich also noch weiter eingemuldet und gehoben, sowohl im Bereich des Wüstensteiner wie auch des Velden-Talzuges.

5.3 Die moenodanubische Unterlaufregion

Aus der Oberlaufregion des Moenodanuvius gelangt man um Forchheim in die schwierige Verbindung zur Unterlaufregion.

Das Einsinken der jeweils jüngsten Terrasse der Wüstenstein- wie auch der Velden-Formation ins Engtal gibt einen Hinweis auf eine mögliche Verbindung (Abb. 5) zum ältesten lydithführenden Sediment in der Rinne des Moenodanuvius-Unterlaufes, der **Altisheim-Formation**. Dieses Tal grub sich im Unterlauf besonders tief ein als Reaktion auf das endgültig zurückweichende Meer der Paratethys, das Meer der Oberen Meeresmolasse aus dem Untermiozän. Offenbar hatte sich mit dem Alpenvorschub das gesamte Molasseland und die angrenzende Südalb kräftig angehoben. Das geschah aber immerhin langsam genug, so dass sich der Moenodanuvius noch antezident eingraben konnte.

Eigentlich sind es zwei Rinnenbildungsphasen, die hier den Unterlauf des Moenodanuvius prägen: eine erste mit 110 m mächtiger Auffüllung der sandig-tonigen Altisheim-Formation, und eine zweite, die diese eben angehäufte Altisheim-Formation wieder ausräumte, bevor das weitgehend geleerte Tal von Riesträmmermassen verfüllt wurde. Der erste Rinnenboden liegt nahe der

Donau nach Bohrungen bei 348 m, der zweite bei 330 m. Das bedeutet für die gesamte Rinne flussauf, dass beide Rinnen kaum unterschieden werden können. In Abb. 4 und 5 habe ich den tieferen Rinnenboden als den an der Flussbasis durchlaufenden gewählt und den Ansatz des höheren Rinnenbodens nahe der Donau eingetragen, wo er erbohrt wurde. Bei diesen Verfüllungs- und Ausräumungsvorgängen von über 100 Metern muss man also mit bewegter Landschaftsgeschichte rechnen. Der Anlass, diesen komplizierten Vorgang anzunehmen (vgl. BADER & FISCHER 1987, SCHMIDT-KALER 1994: 236), ist dadurch gegeben, dass die Altisheim-Formation im größten Teil der Rinne nach Bohrungen und geophysikalischen Sondierungen scheinbar weitgehend ausgeräumt wurde, ehe sie mit Ries-Auswurfmassen verfüllt wurde. Die Ries-Trümmermassen fanden also einerseits eine weitgehend geleerte Rinne vor, andererseits füllt unterhalb der Riestrümmer-Einfüllung die Altisheim-Formation Teile der Rinne noch hoch auf.

Sind diese Prämissen gültig, so gilt die doppelte Rinnenausräumung natürlich auch für die Rother Rinne talauwärts der Ries-Trümmermassen-Verfüllung. Der Füllung dieser Rinne, der **Roth-Formation**, dürfte bei den spärlichen Bohrungen und kleinen Aufschlüssen schwerlich abzulesen sein, was an ihr ältere und jüngere Rinnenfüllung ist. Die Fazies beider Rinnenfüllungen stammt ja vom selben Fluss, ist also auch ähnlich, und ihr zeitlicher Unterschied ist nicht so sehr groß. Die Ursache für diese bewegte Geschichte kann nur im Verfüllungsverhalten des Vorfluters im Paratethysbecken liegen: Verfüllung oder Hebung bedeutet Aufstau flussaufwärts; Senkung und Sedimentausraum bedeutet Erosion flussaufwärts. Dieses Geschehen fällt mit einer Zeit erheblicher und rascher Meeresspiegelfluktuation (HAQ et al. 1988)

zusammen, die die Steuerung im Vorfluterbereich verursachen kann.

Beide besprochenen Rinnen münden im Gebiet der Donau im meerverlassenen Molassebecken in die mächtige Rinne des **Graupensandflusses** aus. Dieser folgte dem zurückweichenden Meer nach Südwesten über das Schweizer Mittelland und Genf ins Rhonetal (Abb. 9). Die zugehörige Tieffelerosion der im Moenodanuvius flussaufwärts rücksschreitenden Rinne ist die tiefste Rinne im Unteren Moenodanuvius, die **Altisheim-Rother Rinne**. Möglicherweise hat sie flussauf noch das untere Wiesenttal erreicht.

Zur Zeit der ersten Verfüllung der Rother und der Graupensandrinne, vor 14,6 Ma, erfolgte der Meteoreinschlag, der den Rieskessel schuf und die zweite Altisheimer Rinne mit Riesträmmermassen auffüllte. Riesglasalter der basalen Füllung der Graupensandrinne und die der Riesumgebung sind genau zeitgleich. Nach REICHENBACHER et al. 1998 ist das die Säugetier-Zone MN 4a. Nach BERGER (2010) datiert die Füllung derselben Rinne am Moenodanuvius, die Roth-Formation, in ihrem oberen Teil in die Säugetier-Zone MN 5 Basis. So besitzen wir also vom System Roth-Formation–Graupensandrinne die einzigen zuverlässigen Alter für das Flusssystem des Moenodanuvius.

Diese Roth-Formation kann sich natürlich im Altisheimer Talzug nicht fortsetzen, da der Altisheimer Talzug durch die Ries-Trümmermassen für immer blockiert ist. Die alte See-Idee seit GÜMBEL (1888) könnte wieder auflieben. Doch BERGER (2010) kann durch reiche Fauna den See nicht nachvollziehen. Also fand der Moenodanuvius nach Auffüllung seiner tiefen Rinne einen Überlauf, eine Umleitung, etwa im Osten der Ries-Trümmermassen, um wieder zur Graupensandrinne zu gelangen.

Es beginnt jetzt nach datenreicher Zeit um 14 Ma ohnehin ein nebelerfülltes moeno-



Abb. 10: Das Paratethys-Becken um 11,5–7 Ma. Eine Urdonau floss zum brackigen Pannon-See, und der Moenodanuvius-Graupensandfluss zum Rhone-Graben (HARZHAUSER et al. 2005: 69).

Fig. 10: Paratethys basin around 11.5–7 Ma. A Primeval Danube is discharging eastward into the brackish Lake Pannon, and the Moenodanuvius-Graupensand River westward into the Rhône Basin (HARZHAUSER et al. 2005: 69).

danubisches Zeitalter. Gibt es den Moenodanuvius noch? BERGER (2010: 165) meint, seine Zeit sei mit der Rinnenverfüllung verstrichen. Hat der Main den Moenodanuvius bei Kulmbach schon durchschnitten, oder der Kasendorfer Albrand seine Barriere schon hochgehoben? Aus dem Moenodanuvius-Oberlauf gibt es keine Informationen mehr, jedoch aus seinem Unterlauf.

Über der Altisheim- und Roth-Formation baut sich ein Sedimentstapel auf, dessen Oberende nur auf den Riestrümmermassen

erhalten ist. Ein Sedimentstapel aber bedeutet **Senkung**. Die Südab und ihr Molassevorland müssen sich nach dem Mittelmiozän abgesenkt haben. Das zwang den Moenodanuvius zur Aufschüttung von ca. 80 m über die Obergrenze der Altisheim-Formation, 100 m über die erhaltene Grenze der Roth-Formation. Diese Aufschüttung ist uns talaufwärts von der Riestrümmer-Barre nicht mehr erhalten.¹⁰ Es ist die theoretische **Prä-Nürnberg-Formation**, die oben mit der Monheim-Formation endet. Aus diesem moenodanubischen Stapel sind nach Abtrag

¹⁰ HOFBAUER (2013: 144) sieht im Restschutt entlang des Regnitztales und seiner Seitentäler ein Zeugnis

dieser „jungmiozänen Landschaftsverschüttung“.

der meisten Sande und Tone die Gerölle nach unten vererbt worden und liegen als **Nürnberg-Formation** auf erodiertem Untergrund.

Die genannte Senkung im Südalb/Donau-Bereich hat sowohl den südabfließenden Moenodanuvius zur Aufschüttung von wenigstens 100 m gezwungen als auch dazu geführt, dass die beckenaxiale fluviatile Obere Süßwassermolasse von Osten her auf die Südalb übergreifen konnte (LEMCKE 1988: 53). Ihre feinen Sande (Flinz im Volksmund) greifen über die Riestrümmermassen und verzahnen sich dort mit moenodanubischen Sanden der **Monheim-Formation**, die auch Quarz und Lydit führen. Diese wird ins Torton eingestuft (insgesamt zwischen 12–7 Ma vor heute). Damit ist das höchste Sedimentationsniveau im moenodanubischen Unterlauf erreicht. Das dürfte die letzte Phase des moenodanubischen Abflusses zur Rhone sein.

Zur selben Zeit (11,5–7 Ma) ergießt sich bereits die Urdonau im Osten des Paratethys-Beckens etwa vom heutigen bayerisch-österreichischen Grenzgebiet ostwärts in den Pannon-See und bildet dort die Hollabrunn-Mistelbach-Formation (STEININGER & WESSELY 2000, HARZHAUSER et al. 2005: 69) (Abb. 10).

Ende Obermiozän/Pliozän setzt dann eine West-Ost-Kippung von den Westalpen und Schwarzwald bis Bayern ein. Das Donauzeitalter, das ja in der österreichischen Paratethys schon begonnen hatte, greift jetzt in den westlichen Teil des nordalpinen Paratethys-Beckens hinein. Der Moenodanuvius wird donautributär. Die Donau richtet sich, weiterhin vom Alpenschutt nach Norden gedrängt, langsam das Altmühl-Donau-Tal ein. **Landhebung** erzeugt bei erster Zerschneidung der Südalbhochfläche das Einschneiden der lydit-führenden **Ussel-Formation** in die Südalb, die nur mit geringer Verbreitung erhalten

ist. Bei einer Zerschneidung von 50 m unter das höchste Niveau entsteht eine reiche Quarz-Lydit-Formation, die **Bergnershof-Formation**, die von Treuchtlingen aus entlang der Altmühl-Donau talab zieht. Dieser Schotter ist noch frei von Kalkgerölle, ein Alpen-Moenodanuvius-Mischschotter. Offensichtlich hat der Moenodanuvius das Donau-Zeitalter gerade noch erlebt. Dann verschwinden seine Spuren. War es der Taldurchschnitt des Urmain, die Kasendorfer Albrand-Barriere oder die Südalb-Hebung, die ihn zum Schweigen brachte?

Die **Südalb-Hebung** (vielleicht vor 5–4 Ma) erfolgte natürlich unabhängig vom Kampf zwischen Moenodanuvius und Urmain um den Frankenwaldzugriff im Norden. Nach HOFBAUER (2013: 143) hob sich die Südalb im Vergleich zur Urnaab um etwa 200 m. Nach der geschätzten Rekonstruktion in der vorliegenden Abb. 5 hob sie sich relativ im Vergleich zur Oberlaufregion des Moenodanuvius um wenigstens 240 m; das wird entsprechend mehr, wenn man das gewählte Talgefälle in Abb. 5 vergrößert. Ob diese Hebung mit fluviatiler Laufumkehr noch den ganzen Moenodanuvius betraf oder nur noch seinen vom Frankenwälder Einzugsgebiet abgetrennten Unterlauf, ist unbekannt.

Mit der Südalbhebung und Flussumkehr nach Norden begann auch die Ausräumung der Prä-Nürnberg-Formation mit der Konzentration herabprojizierter Schotter zur **Nürnberg-Formation**. Die Regnitz kann an der Schotterbewegung keinen allzu großen Anteil haben, sonst fände man Radiolarite im Talzug Forchheim–Bamberg. Diese setzen aber regnitzabwärts gerade dort aus – nämlich beim Bühl bei Baiersdorf –, wo der Moenodanuvius aus seinem Trichter der Albdurchquerung austritt, dem heutigen Wiesent-Trichter. Wenn also die Regnitz Schotter des Moenodanuvius rückverlagert hat, dann nur sehr sacht und kurzstreckig.

Sie war eben nach der Flussumkehr ein langsam und auf geringem Gefälle transportierender Fluss.

5.4 Gedanken zum Ende des Moenodanuvius

Es gibt auch andere Gedankenwege für die Geschichte des Moenodanuvius. Zum Beispiel könnten die Schotter vielleicht schon ab der Monheim-Formation **umgelagerte Schotter aus der mächtigen Prä-Nürnberg-Formation** darstellen. Wenn man die mächtigen Ansammlungen herabprojizierter Schotter der Nürnberg-Formation betrachtet – etwa die der Greuther Terrasse (vgl. zuletzt HOFBAUER 2013: 131) –, so könnten über der Roth-Formation Sande und Schotter mit moenodanubischen Geröllen gelagert sein, die Lieferant für die Monheim-Formation, Ussel-Formation und Bergnershof-Formation waren. Was von dem Schottermaterial nicht nach Süden abgeführt wurde, wurde dann als heute noch vorhandene Nürnberg-Formation herabprojiziert. Dann wäre der Moenodanuvius schon prä-Monheim-zeitlich versiegt. Diese Vorstellung beinhaltet die Schwierigkeit, dass die Frankenwald-Komponenten ja talabwärts in geeignetes Niveau gekommen sein müssen, um umgelagert werden zu können. Wohl können die Ussel-Schotter umgelagertes Material beinhalten (vgl. GALL & MÜLLER 1976: 127), aber ihre Größe und ihr Lyditanteil übersteigen die der Monheim-Formation, und der regelmäßige, longitudinal aushaltende Lyditanteil der Bergnershof-Terrasse bestärkt die Idee primärer Zulieferung ebenfalls.

Die Radiolarit-Leere im **Talzug Bamberg–Forchheim** führt auch dazu, die Idee zu verwerfen, dass bei Hebung des Kasendorfer Albrandes der Moenodanuvius westlich um die Nordalb herum über Lichtenfels–Bamberg nach Süden ausweichen konnte auf dem Weg, den NEUMAYR schon als Südabzug

Frankens ansieht, den später KRUMBECK „Urmain“ nannte, und den noch TILLMANNS (1980) weiterverfolgt.

Wenn der Moenodanuvius noch die Bergnershof-Formation im Altmühl-Donau-Tal aktiv beliefern durfte, würde sich das auch zeitlich in etwa zur Radiolarit-Ankunft im tieferen Ober-Pliozän des **Hanauer Beckens** fügen, wo Radiolarite in der so genannten Limnisch-fluviatilen Wechselfolge auftreten (MARTINI & RADTKE 2011: 253) – sofern sie wirklich oberfränkischer Herkunft sind.

Der **Moenodanuvius** hätte danach eine stolze Geschichte: 70 Millionen Jahre Zufluss zur Paratethys, davon die letzten 10 Millionen Jahre zum Rhone-Graben, 2–3 Millionen Jahre als Tributär der Donau und 3,5 Millionen Jahre als Main-Fluss zum Rhein.

Dank

Den Herren ELMAR BUCHNER, GERHARD DOPPLER, MATHIAS HARZHAUSER und FRED RÖGL danke ich herzlich für Diskussion und Literaturhinweise und -zusendung, Herrn HARZHAUSER auch für die Abb. 10. Meine Frau URSULA hat mich bei den zahlreichen Geländebegehungen und der Schottersuche stets begleitet, so dass immer vier Augen die Flächen absuchen konnten.

Literatur

- AGUSTÍ, J., CABRERA, L., GARCÉS, M., KRIJGSMAN, W., OMS, O. & PARÉS, J.M. (2001): A calibrated mammal scale for the Neogene of Western Europe. State of the art. – Earth-Science Reviews 52: 247–260.
- BADER, K. & FISCHER, K. (1987): Das präriesische Relief in den Malmkalke im südöstlichen Riesvorland (Riestrümmermassengebiet). – Geologische Blätter für Nordost-Bayern, 37 (3–4): 123–142; Erlangen.
- BADER, K. & SCHMIDT-KALER, H. (1977): Der Verlauf einer präriesischen Erosionsrinne im östlichen Riesvorland zwischen Treuchtlingen und Donauwörth. – Geologica Bavaria, 75: 401–410, Beil. 1; München.

- BADER, K. & SCHMIDT-KALER, H. (1990): Talausbildung vor und nach dem Impakt im Trümmermassengebiet des östlichen Riesvorlandes. – Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft München, 75: 31–36.
- BAUBERGER, W., CRAMER, P. & TILLMANN, H. (1969): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6938 Regensburg. – 414 S. 9 Beil., München.
- BARTZ, J. (1936): Das Unterpliozän in Rheinhessen. – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins N. F. 25: 121–228, Stuttgart.
- BARTZ, J. (1937): Die pliocän-diluviale Entwicklung des Mainlaufes. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 89: 328–342; Berlin.
- BARTZ, J. (1950): Das Jungpliozän im nördlichen Rheinhessen. – Notizblatt des hessischen Landesamtes für Bodenforsch., 6 (1): 201–243, Taf. 5–6, Wiesbaden.
- BERGER, G. (2010): Die miozäne Flora und Fauna (MN5) der historischen Fossil-Lagerstätte Georgensgmünd (Mfr.) unter Berücksichtigung der Ablagerungen des Urmaintals zwischen Roth und Treuchtlingen. – Abhandlungen der Naturhistorischen Gesellschaft Nürnberg, 46: 191 S., Nürnberg.
- BERGER, G. (2011): Lydite aus dem Mörnsheimer Bryozoen-Sandstein (Cenoman) und ihre Bedeutung für die Flussgeschichte. – Natur und Mensch, 2010: 85–90, Nürnberg.
- BERGER, G. (2013): Graptolithen aus Lyditgerölle und untermiozäne Sedimente zwischen Schwabach und Roth. – Natur und Mensch, 2011: 107–111, Nürnberg.
- BERGER, K. (1967), mit Beiträgen von G. ANDRES und T. DIEZ: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6732 Roth b. Nürnberg. – 128 S., 2 Beilagen, 1 geologische Karte.
- BERGER, K. (1969): Eine Bohrung durch das Obermiozän bei Pleinfeld. – Geologische Blätter für Nordost-Bayern, 19 (3): 139–141, Erlangen.
- BERGER, K. (1973): Obermiozäne Sedimente mit Süßwasserkalken im Rezat-Rednitz-Gebiet von Pleinfeld-Spalt und Georgensgmünd/Mfr. – Geologica Bavaria, 67: 238–248; München.
- BESCHOREN, B. (1955): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1: 100 000, Blatt Nr. 510 Schweinfurt. - 91 S., 2 Taf.; München.
- BIRZER, F. (1969): Molasse und Ries-Schutt im westlichen Teil der Südlichen Frankenalb. - Geologische Blätter für Nordost-Bayern, 19 (1/2): 1–28; Erlangen.
- BOGL (1936): Bayerisches Oberbergamt, Geol. Landesunters. (Hrsg.): Die nutzbaren Mineralien, Gesteine und Erden Bayerns. 2: Franken, Oberpfalz und Schwaben nördlich der Donau. – 511 S., 1 Krt., 62 Abb., 25 Taf., 2 Krtaf. (mit Nachträgen zum Bd. 1), München.
- BRAUN, A. (1989): Unterkarbonische Radiolaren aus Kieselschiefergerölle des Mains bei Frankfurt am Main. - Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N. F. 71: 357–380; Stuttgart.
- BRUNNACKER, K. (1967): Einige Schotteranalysen aus dem Urmaintal zwischen Schwabach und Treuchtlingen. – Geologische Blätter für Nordost-Bayern, 17 (2): 92–99; Erlangen.
- BRUNNACKER, K. (1973): Gesichtspunkte zur jüngeren Landschaftsgeschichte und zur Flussentwicklung in Franken. – Zeitschrift für Geomorphologie N. F., Supplement-Band 17: 72–90, 4 Fig.; Berlin, Stuttgart.
- BUCHNER, E., SCHWARZ, W. H., SCHMIEDER, M. & TRIELOFF, M. (2010): Establishing a 14.6 ± 0.2 Ma age for the Nördlinger Ries impact (Germany) – A prime example for concordant isotopic ages from various dating materials. – Meteoritics and Planetary Science, 45 (4): 662–674.
- BUCHNER, E., SEYFRIED, H. & BOGAARD, P. VAN DEN (2003): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe age determination confirms the Ries impact crater as the source of glass particles in Graupensand sediments (Grimmelfingen Formation, North Alpine Foreland Basin). – International Journal of Earth Sciences, 92: 1–6; Berlin, Heidelberg.
- BÜDEL, J. (1957): Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. – Würzburger Geographische Arbeiten, 4/5: 5–46, 7 Abb., Würzburg.
- DEHM, R. (1932): Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Monheim. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beilage-Band 67, Abt. B: 139–256, Taf. 8; Stuttgart.

- DOPPLER, G. (1989): Zur Stratigraphie der nördlichen Vorlandmolasse in Bayerisch-Schwaben. – *Geologica Bavaria*, 94: 83–133, München.
- DOPPLER, G. (2011): Tertiär-Molasse und Quartärablagerungen im nördlichen Schwaben (Exkursion F am 28. April 2011). – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N. F. 93: 303–330, Stuttgart.
- DOPPLER, G. & SCHWERTD, K. (1996): Faltenmolasse, Aufgerichtete Molasse und westliche Vorlandmolasse. – Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000, 4. Aufl.: 150–168, München.
- DORN, C. (1939): Die Ablagerungen der obermiozänen Süßwasserkalke bei Pleinfeld und Georgengünd in Mittelfranken. – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N. F. 28: 67–98, Stuttgart.
- DREXLER, O. (1980): Das Espich-Sediment bei Kulmbach. Neue Untersuchungen zur pliozänen Morphodynamik und Morphogenese im Bereich der Fränkischen Linie. – Bayreuther geowissenschaftliche Arbeiten, 1: 9–38, Bayreuth.
- EMMERT, U. (1953): Ein Beitrag zur Flußgeschichte des Frankenwaldes und seines Vorlandes im Bereich des Kartenblattes Stadtsteinach (1:25000). – Geologische Blätter für Nordost-Bayern, 3: 36–42, Erlangen.
- EMMERT, U. (1975): Zur Landschaftsgeschichte der Bucht von Neustadt an der Aisch (Mittelfranken). – *Geologica Bavaria*, 74: 131–149, 2 Abb., 1 Beil.; München.
- FREUDENBERGER, W. (2000): Geologische Karte von Bayern 1:25 000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 6226 Kitzingen. – 210 S., 3 Beil.; München.
- FREYBERG, B. v. (1941): Zur Flußgeschichte des Pegnitz-Gebietes. – Jahrbuch für fränkische Landesforschung, 6/7: 1–18; Erlangen.
- FREYBERG, B. v. (1961), mit Beiträgen von K. BERGER und K. BRUNNACKER: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6235 Pegnitz. – 207 S. 3 Beilagen, 1 geol. Karte.
- FREYBERG, B. v. (1969): Tektonische Karte der Fränkischen Alb und ihrer Umgebung. – Erlanger Geologische Abhandlungen, 77, 81 S., 8 Taf.; Erlangen.
- FÜRST, M. (1956), mit einem Beitrag von K. BRUNNACKER: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6135 Creußen. – 52 S., 1 geol. Karte, München.
- GALL, H. (1971): Obere Süßwassermolasse (Hangendserie) über Riestrümmermassen bei Graisbach (Südöstliches Vorries) und ihre Bedeutung für die Landschaftsgeschichte der Schwäbischen Alb. – Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, 11: 295–327; München.
- GALL, H. & MÜLLER, D. (1970): Die Monheimer Höhensande. – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N. F. 52: 113–131, Stuttgart.
- GALL, H. & MÜLLER, D. (1976): Ein lößbedeckter Rest Urmain-Hauptterrasse (Villafrancium) im Altmühltafel bei Solnhofen. – Geologische Blätter für Nordost-Bayern, 26 (2): 117–135; Erlangen.
- GALL, H. & MÜLLER, D. (1977): Tertiär. – *Geologica Bavaria*, 76: 66–89, München.
- GUDDEN, H. (1955), mit einem Beitrag von K. BRUNNACKER: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1: 25000, Blatt Nr. 5834 Kulmbach: 154 S., Taf. 1, 1 geologische Karte; München.
- GUDDEN, H. (1987): Eisenerz. – *Geologica Bavaria*, 91: 25–36.
- GÜMBEL, C. W. (1877): Geognostische Karte des Koenigreichs Bayern. Dritte Abtheilung. Das Fichtelgebirge und der Frankenwald nebst Vorland. Blatt Kronach Nr. 12 1:100.000; München.
- GÜMBEL, C. W. (1879): Geognostische Beschreibung des Koenigreichs Bayern. Dritte Abtheilung: Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges mit dem Frankenwalde und dem westlichen Vorlande. – 698 S., 35 Farabb.; Gotha.
- GÜMBEL, C. W. VON (1888): Kurze Erläuterungen zu dem Blatte Neumarkt (Nr. 14) der geognostischen Karte des Königreiches Bayern. – 50 S.; Cassel (Fischer).
- GÜMBEL, C. W. VON (1889): Kurze Erläuterungen zu dem Blatte Ingolstadt (Nr. 15) der geognostischen Karte des Königreichs Bayern. – 34 S.; Cassel (Fischer).
- GÜMBEL, C. W. VON (1891): Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb (Frankenjura) mit dem anstossenden fränkischen Keupergebiete. – 763

- S., 6 Krt.; Kassel (Fischer).
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), Special Publication, 42: 71–108; Tulsa/Oklah.
- HARZHAUSER, M. & RÖGL, F. (2005): Artenvielfalt ohne Ende. Karpatium (17,5–16,5 Millionen Jahre) und Badenium (16,5–13 Millionen Jahre). – In: STEININGER, H. & STEINER, E. (eds.). Meeresstrand am Alpenrand. Molassemeer und Wiener Becken: 43–49, publication PN°1, Bibliothek der Provinz.
- HARZHAUSER, M., RÖGL, F. & DAXNER-HÖCK, G. (2005): Das Ende eines Meeres: Brackwassersee und Urdonau. Pannonium. – In: STEININGER, H. & STEINER, E. (eds.). Meeresstrand am Alpenrand. Molassemeer und Wiener Becken: 69–76, publication PN°1, Bibliothek der Provinz.
- HOFBAUER, G. (2003): Schichtstufenlandentwicklung und Flussumkehr an Regnitz und Aisch (Exkursion H am 25. April 2003). – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N.F. 85: 241–293; Stuttgart.
- HOFBAUER, G. (2007): Die Entstehung der Aisch und junge Krustenbewegungen im Fränkischen Schichtstufenland. – www.gdgh.de/Berichte/B11 (5. Januar 2007).
- HOFBAUER, G. (2011): Die Zeugenberg um Neumarkt und ihre Bedeutung in der Entwicklung der Schichtstufenlandschaft südlich Nürnberg. – Natur und Mensch, 2010: 99–123, Nürnberg.
- HOFBAUER, G. (2012): Jungtertiäre Talverschüttung und tektonische Verstellung entlang des Regnitz-Rezat-Tals (Nordbayern). – www.gdgh.de/berichte/b15.
- HOFBAUER, G. (2013): Zur Laufumkehr des Regnitztales. – Natur und Mensch, 2011: 121–151.
- HOMILIUS, J. & SCHMIDT-KALER, H. (1979): Ein Profil vom Riesrand südlich Wemding in das östliche Vorries nach geoelektrischen Tiefensondierungen. – Geologisches Jahrbuch, E 14: 3–10, Hannover.
- KALOGIANNIDIS, K. (1981): Geologische Untersuchungen zur Flussgeschichte der Naab (NO-Bayern). – Sonderveröffentlichungen des Geologischen Instituts der Universität zu Köln, 40, 203 S.; Köln.
- KIDERLEN, H. (1931): Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des süddeutschen Tertiärs. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beilage-Band 66 B: 215–384; 2 Taf., Stuttgart.
- KÖRBER, H. (1962): Die Entwicklung des Maintals. – Würzburger geographische Arbeiten, 10, 170 S., 3 Krt., 1 Profil; Würzburg.
- KREBS, N. (1914): Morphogenetische Probleme aus dem Altmühlgebiet. – Verhandlungen der Gesellschaft deutscher Naturforscher und Ärzte, 85 (1913) (Teil 2, 1. Hälfte): 578–579; Leipzig.
- KREBS, N. (1919): Morphologische Probleme in Unterfranken. – Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, 54 (7/8): 307–335; Berlin.
- KREBS, N. & LEHMANN, O. (1914): Zur Talgeschichte der Rezat-Altmühl. – Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde Berlin, 49: 280–295; Berlin.
- KRISL, P. (1994): Beobachtungen zur Landschaftsgeschichte des Kautschenberg-Assenberg-Gebietes (NW Frankenalb). – Geologische Blätter für Nordost-Bayern, 44 (3-4): 183–194; Erlangen.
- KRUMBECK, L. (1920): Rezension von: KREBS, N. & LEHMANN, O.: „Zur Talgeschichte der Rezat-Altmühl“. – Geologisches Zentralblatt, 24 (1919/20) (1457): 471–472; Leipzig.
- KRUMBECK, L. (1927a): Zur Kenntnis der alten Schotter des nordbayrischen Deckgebirges. Ein Beitrag zur älteren Flussgeschichte Nordbayerns. – Geologische und Paläontologische Abhandlungen, N. F. 15 (3): 181–318, 7 Taf.; Jena.
- KRUMBECK, L. (1927b): Bemerkungen über die Pautzfelder Flexur im Regnitzbecken nördlich Forchheim. – Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abt. B, 1927: 433–437, Stuttgart.
- LAUBSCHER, H. (2008): Hundert Jahre Abschermodell für den Faltenjura – seine Beziehung zum Tafeljura aus heutiger Sicht. – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N.F. 90: 19–43, Stuttgart.
- LEMCKE, K. (1985): Flussfracht von Ur-Main und Ur-Naab in der Schweiz und im deutschen Molassebecken. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing., 51 (121): 13–21; Riehen/Basel.
- LEMCKE, K. (1988): Geologie von Bayern, I. Das bayerische Alpenvorland vor der Eiszeit. Erdgeschichte - Bau - Bodenschätz. – 175 S.,

- Stuttgart (Schweizerbart).
- LÖWENGART, S.** (1924a): Zur Talgeschichte der Pegnitz. (Vorläufiger Bericht). – Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 1924: 373–377; Stuttgart.
- LÖWENGART, S.** (1924b): Beiträge zur Tektonik, Morphologie und Talgeschichte des oberen Pegnitzgebietes unter Berücksichtigung des benachbarten Rednitz-Regnitztals. – Inaug.-Diss. Tübingen: 115 S.; Tübingen.
- MARTINI, E. & RADTKE, G.** (2011): Limnisch-fluviatile Wechselfolge. – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 75: 253–254, Stuttgart.
- MEYER, H. von** (1826): Ueber einige vorweltliche Thierreste bei Friedrichsgemünd in Bayern. – Kastners Archiv, 7: 181–185, Nürnberg.
- MEYER, R. K. F.** (1972), mit Beiträgen von R. APEL, K. BADER, A. HOLLFELDER, G. HOFMANN, W. TREIBS & O. WITTMANN: Geologische Karte von Bayern 1:25 000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 6033 Hollfeld. – 107 S., 7 Taf., 4 Beil., München.
- MEYER, R. K. F.** (1983), mit Beiträgen von R. APEL, K. BADER, M. SALGER, F. SCHMIDT und J. SCHWARZMEIER: Geologische Karte von Bayern 1:25 000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 6535 Alfeld. – 119 S., 6 Beilagen, 1 geologische Karte 1:25 000, München.
- MOOS, A.** (1925): Beiträge zur Geologie des Tertiärs im Gebiet zwischen Ulm a. D. und Donauwörth. – Geognostische Jahreshefte, 37, 1924: 167–252, 2 Taf., München.
- MÜLLER, U. G.** (1981): Die Schotter im Vorland von Frankenwald und Fichtelgebirge unter besonderer Berücksichtigung der Kieselschiefer-Gerölle. – Inaugural-Dissertation. Köln: 144 S., 35 Abb., 2 Beil.; Köln.
- NEUMAYR, M.** (1885): Die geographische Verbreitung der Juraformation. – Denkschriften der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Classe, 50: 57–142, 2 Krt., 1 Taf.; Wien.
- NIEBUHR, B.** (2009): Wellheim-Formation. – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 65: 17–19.
- NIEBUHR, B. & PÜRNER, T.** (2009): Schutzfels-Formation. – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 65: 15–17.
- NIEBUHR, B., SCHRÖDER, B. & PÜRNER, T.** (2009): Hessenreuth-Formation. – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 65: 49–50.
- OSCHMANN, F.** (1958), mit einem Beitrag von K. BRUNNACKER: Geologische Karte von Bayern 1:25 000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7038 Bad Abbach. – 184 S., 3 Taf., 5 Beilagen, 1 geologische Karte 1:25 000, München.
- PETEREK, A.** (2008): Wie alt ist die Fränkische Schweiz? – Ausstellungskatalog des Fränkische Schweiz-Museums, 14: 8–25; Tüchersfeld.
- PETEREK, A. & ROHRMÜLLER, J.** (2010): Zur Erdgeschichte des Fichtelgebirges und seines Rahmens. – Der Aufschluss, 61: 193–211, Heidelberg.
- PETEREK, A. & SCHRÖDER, B.** (2010): Geomorphologic evolution of the cuesta landscape around the Northern Franconian Alb – review and synthesis. – Zeitschrift für Geomorphologie, 54 (3): 305–345, Stuttgart.
- PETEREK, A., SCHUNK, R. & ZAPF, H.** (2009): Geologie und Landschaftsgeschichte in der Umrahmung der Craimoosweiher. – Berichte der Naturwissenschaftlichen Gesellschaft Bayreuth, 26: 63–76.
- PFEFFER, K.-H.** (1986): Das Karstgebiet der nördlichen Frankenalb zwischen Pegnitz und Vils. – Zeitschrift für Geomorphologie, N. F. Supplement-Band 59: 67–85, 1 Krt., Berlin.
- RECK, H.** (1913): Die morphologische Entwicklung der süddeutschen Schichtstufenlandschaft im Lichte der Davis'schen Cyclustheorie. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Abhandlungen, 64 (1912): 81–232; Berlin.
- REICHENBACHER, B., BÖTTCHER, R., BRACHER, H., DOPPLER, G., ENGELHARDT, W. VON, GREGOR, H.-J., HEISSIG, K., HEIZMANN, E. P. J., HOFMANN, F., KÄLIN, D., LEMCKE, K., LUTERBACHER, H., MARTINI, E., PFEIL, F., REIFF, W., SCHREINER, A. & STEININGER, F.** (1998): Graupensandrinne – Ries-Impakt: Zur Stratigraphie der Grimmelfinger Schichten, Kirchberger Schichten und Oberen Süßwassermolasse (nördliche Vorlandmolasse,

- Süddeutschland). - Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 149 (1): 127–161; Stuttgart.
- RÜCKERT, L. (1933): Zur Flußgeschichte und Morphologie des Rednitzgebiets. – Sitzungsberichte der Physikalisch-Medizinischen Sozietät Erlangen, 63/64 (1931/32): 371–454; Erlangen.
- RÜCKERT, L. (1941): Über Obermiozän und alte Schotter in Franken. – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N. F. 30: 120–125; Stuttgart.
- RUTTE, E. (1957): Einführung in die Geologie von Unterfranken. – 168 S., Taf. 1, Würzburg (Naturwiss. Verein Würzburg).
- RUTTE, E. (1962): Geologische Karte von Bayern 1:25 000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7037 Kelheim. – 243 S., 3 Beilagen, 1 geologische Karte 1:25 000, München.
- RUTTE, E. (1965): Mainfranken und Rhön. – Sammlung geologischer Führer, 43, 221 S.; Berlin-Nikolassee.
- RUTTE, E. (1971): Pliopleistozäne Daten zur Änderung der Hauptabdachung im Main-Gebiet, Süddeutschland. – Zeitschrift für Geomorphologie, N. F. Suppl.-Bd. 12: 51–72; Berlin, Stuttgart.
- RUTTE, E. (1981): Bayerns Erdgeschichte. Der geologische Führer durch Bayern. – 266 S.; München (Ehrenwirth).
- RUTTE, E. (1987): Rhein, Main, Donau. Wie – wann – warum sie wurden. Eine geologische Geschichte. – 154 S.; Sigmaringen (Thorbecke).
- SACH, V. J. (2006): Es war einmal vor Jahrtausenden – die Graupensandrinne. – Oberschwaben Naturnah. SACH_ONN_2006-1.pdf
- SCHIRMER, W. (1984a): Moenodanuvius – ein uralter Fluß auf der Frankenalb. – Hollfelder Blätter, 9 (2): 29–32; Hollfeld.
- SCHIRMER, W. (1984b): Die Aufseß fließt im fremden Tal. – Hollfelder Blätter, 9 (3): 47–54; Hollfeld.
- SCHIRMER, W. (1984c): Moenodanuvius und Aufseß. – Hollfelder Blätter, 9 (4): 67–74; Hollfeld.
- SCHIRMER, W. (1985a): Malm und postjurassische Landschafts- und Flußgeschichte auf der Obermain- und Wiesentalb (Exkursion F am 13. April 1985). – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N.F. 67: 91–106; Stuttgart.
- SCHIRMER, W. (1985b): Ein altes Tal auf dem Alten Berg südlich Drosendorf. – Hollfelder Blätter, 10 (2): 25–32; Hollfeld.
- SCHIRMER, W. (1985c): 100 Jahre flußgeschichtliche Forschung in Oberfranken. – Hollfelder Blätter, 10 (4): 63–70; Hollfeld.
- SCHIRMER, W. (1986): Landschaft und Geologie von Oberfranken. – Führer zu archäologischen Denkmälern in Bayern. Franken, 2: Archäologischer Führer Oberfranken: 9–23; Stuttgart (Theiss).
- SCHIRMER, W. (1991): Die tertiäre Flinzterrasse auf der Nördlichen Frankenalb. – Sonderveröffentlichungen des Geologischen Instituts der Universität zu Köln, 82: 231–243, Köln.
- SCHIRMER, W. (2007): Terrestrische Geschichte der Nördlichen Frankenalb. – Bayreuther geographische Arbeiten, 28: 168–178; Bayreuth.
- SCHIRMER, W. (2008): 140 Millionen Jahre alte Geschichte der Fränkischen Schweiz. – Ausstellungskatalog des Fränkische Schweiz-Museums, 14 (Riffe, Wüsten und Vulkane in Oberfranken): 26–45; Tüchersfeld.
- SCHIRMER, W. (2009): Der Reiz der Ehrenbürg (Walberla) für Besiedler und Besucher. – In: ABELS, B.-U., DIPPOLD, G., SCHIRMER, W. & SPOLETSCHNIK, E.: Die Ehrenbürg. Geologie – Archäologie – Volkskunde: 10–45, Forchheim (Kulturamt des Landkreises Forchheim).
- SCHIRMER, W. (2010): Die Geschichte von Moenodanuvius und Main in Oberfranken. – Streifzüge durch Franken, 1: 9–24, Lichtenfels.
- SCHIRMER, W. (2012a), with contributions of FRIEDRICH, M., KNIPPING, M., KROMER, B. & ABRAMOWSKI, U.: River history of the Upper Main River area from Tertiary to Holocene. – In: ZÖLLER, L. & PETEREK, A. (eds.): From Paleozoic to Quaternary. A field trip from the Franconian Alb to Bohemia: 25–42. – DEUQUA Excursions, Hannover.
- SCHIRMER, W. (2012b): Geröllverwitterung der Main-Formation. – Geologische Blätter für Nordost-Bayern, 62: 181–208, Erlangen.
- SCHIRMER, W. (2013): Eggolsheim und die Sandachse. – Die Fränkische Schweiz, 2013 (4): 16–21, Ebermannstadt.
- SCHIRMER, W. (2014): Drei Täler der Aufseß. – Die Fränkische Schweiz, 2014 (1): 17–20,

- Ebermannstadt.
- SCHMIDT-KALER, H. (1974): Nachweis der Überlagerung von Bunter Breccie durch Monheimer Höhensande. – Geologische Blätter für Nordost-Bayern, 24 (1–2): 101–105, Erlangen.
- SCHMIDT-KALER, H. (1976), mit Beiträgen von R. APEL, K. BADER, R. MEYER und G. SCHOLZ: Geologische Karte von Bayern 1:25 000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7031 Treuchtlingen. – 145 S., 2 Beilagen, München.
- SCHMIDT-KALER, H. (1993): Geologie und Landschaftsentwicklung im Rezat-Altmühl-Bereich. – bai intern, Sonderheft Fossa Carolina – 1200 Jahre Karlsgraben: 8–10; München.
- SCHMIDT-KALER, H. (1994): Der präriesische Urmain und seine Ablagerungen. – Geologische Blätter für Nordost-Bayern, 44 (3–4): 225–240; Erlangen.
- SCHMIDT-KALER, H. (1997), mit Beiträgen von K. BADER, H.-J. BAUMANN, G. BÜTTNER, K. POSCHLOD & H. WEINIG und F. SCHMIDT: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000. Erläuterungen zum Blatt 7131 Monheim. – 159 S., 3 Beilagen, München.
- SCHRÖDER, B. (1968): Zur Morphogenese im Ostteil der Süddeutschen Scholle. – Geologische Rundschau, 58 (1): 10–32, 8 Abb.; Stuttgart.
- SCHRÖDER, B. (1996): Zur känozoischen Morphotektonik des Stufenlandes auf der Süddeutschen Großscholle. – Zeitschrift der geologischen Wissenschaften, 24 (1/2): 55–64; Berlin.
- SCHUSTER, M. (1925): Aufbau und Geschichte der Landschaft um den mittleren Main (Maindreieck). – Veröffentlichungen der Gesellschaft für Bayerische Landeskunde, 2: 1–17; Nürnberg.
- SCHWARZMEIER, J. (1977), mit Beiträgen von K. BADER, K. BERGER und H. JERZ: Erläuterungen zum Blatt Nr. 6024 Karlstadt und zum Blatt 6124 Remlingen. – 155 S., 5 Beil., München.
- SEEFELDNER, E. (1914): Morphogenetische Studien aus dem Gebiete des Fränkischen Jura. – Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde, 21 (3): 227–303, 6 Taf.; Stuttgart.
- SISSINGH, W. (2001): Tectonostratigraphy of the West Alpine Foreland: correlation of Tertiary sedimentary sequences, changes in eustatic sea-level and stress regimes. – Tectonophysics, 333: 361–400.
- SPÖCKER, R. G. (1952): Zur Landschafts-Entwicklung im Karst des oberen und mittleren Pegnitz-Gebietes. – Forschungen zur Deutschen Landeskunde, 58, 53 S., 12 Abb., 9 Taf.; Remagen.
- STD (2002) = Deutsche Stratigraphische Kommission [Hrsg.] (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002. – Mit Beiheft von 16 S.; Potsdam (GFZ).
- STEININGER, F. & WESSELY, G. (2000): From the Tethyan ocean to the Paratethys sea: Oligocene to Neogene stratigraphy, paleogeography and paleobiogeography of the circum-Mediterranean region and the Oligocene to Neogen basin evolution in Austria. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 92, 1999: 95–116, Wien.
- TILLMANN, H. & TREIBS, W. (1967): mit Beiträgen von K. BERGER, A. KRUMMHAAR & O. WITTMANN: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 6335 Auerbach. – 219 S., 8 Taf., 8 Beil., München.
- TILLMANNS, W. (1977): Zur Geschichte von Urmain und Urdonau zwischen Bamberg, Neuburg/Donau und Regensburg. – Sonderveröffentlichungen des Geologischen Instituts der Universität Köln, 30: 198 S., 7 Beil., Köln.
- TILLMANNS, W. (1980): Zur plio-pleistozänen Flussgeschichte von Donau und Main in Nordostbayern. – Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereins, N. F. 62: 199–205; Stuttgart.
- TILLMANNS, W. (1983): Zur Verbreitung, Petrographie und Stratigraphie des Monheimer Höhensandes im östlichen Vorries. – Zeitschrift für Geomorphologie, N. F. 27 (1): 93; Berlin.
- TREIBS, W. (1950): Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Otting. – Geologica Bavaria, 3, 52 S., mit einer geolog. Karte 1:25 000, München.
- TREIBS, W. (1975): Quartär. – In: GOETZE, F., MEYER, R. K. F. & TREIBS, W. (1975), mit Beiträgen von R. APEL, K. BADER, T. DIETZ & A. SELMEIER: Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000. Erläuterungen zu Blatt Nr. 6334 Betzenstein: 85–92; München.
- TRUSHEIM, F. (1936): Die geologische Geschichte Südostdeutschlands während der Unterkreide und des Cenomans. – Neues Jahrbuch für Mineralogie,

- Geologie und Paläontologie, Beilage-Band 75 B: 1–109, 2 Taf., Stuttgart.
- WAGNER, G. (1923): Aus der Geschichte der Altmühl. – Fränkische Heimat-Schriften, 2, 116 S.; Nürnberg.
- WILMSEN, M., NIEBUHR, B. & PÜRNER, T. (2009): Regensburg-Formation. – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 65: 19–23.
- WIPPERN, J. (1955), mit einem Beitrag von K. BRUNNACKER: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1: 25.000 Blatt Nr. 6134 Waischenfeld. – 43 S., München.
- WURM, A. (1931): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Wallenfels, Nr. 51. – 54 S., 2 Taf., 1 geologische Karte, München.
- ZEISS, A. (2012): Lithostratigraphische Einheiten des Jura in Nordbayern. – Geologische Blätter für Nordost-Bayern, 62: 247–260, Erlangen.
- ZÖBELEIN, H. K. (1995): Die jungtertiäre Graupensandrinne in der Vorlandmolasse Südwestdeutschlands. – documenta naturae, 91, 108 S., München.

Anschrift des Verfassers	Prof. Dr. Wolfgang Schirmer Wolkenstein 24 91320 Ebermannstadt schirmer@uni-duesseldorf.de
--------------------------	--