

Hofbauer, G. (2012): **Jungtertiäre Talverschüttung und tektonische Verstellung entlang des Regnitz-Rezat-Tals.** - www.gdgh.de/berichte/b15.

Gottfried Hofbauer (NHG Nürnberg)
geoldoku@gdgh.de

Im folgenden wird ein Modell zu den tektonischen Verstellungen entlang des Regnitz-Rednitz-Rezat-Tals zwischen Bamberg und Treuchtlingen vorgestellt. Diese mehr oder weniger N-S verlaufende Tals wird im folgenden unter „Regnitz-Tal“ zusammengefasst. Anhand der Niveau-Unterschiede zur weiter östlich gelegenen Urnaab (BADER ET AL. 2000) und unter Verwendung sogenannter "Restschuttvorkommen" können die tektonischen Verstellungen relativ präzise eingegrenzt werden.

1. Älteste Hinweise auf die Entwicklung des Flußsystems

Als sich am Ende der Jurazeit das Meer nach S in den späteren Alpenraum zurückzog, folgten die Flußmündungen der zurückweichenden Küste. Vermutlich war so der überwiegende Bereich des nordbayerischen Entwässerungssystems nach S orientiert. Mit Beginn der Oberkreide erfolgten erneut Meeresvorstöße, die über den Raum Regensburg in NW-licher Richtung über die heutige Frankenalb vorstießen. Wie schon am Ende des Juras wanderte die Küstenlinie beim Rückzug dieses Meeres wieder nach S, und wieder wird ihr das Entwässerungsnetz gefolgt sein. Über die genauere Struktur dieser frühen Flußnetze haben wir nur wenig greifbares Wissen.

Das in der Kreidezeit im S gelegenen Meer (der Bildungsraum der Alpen) wurde in der Folgezeit im Tertiär infolge der tektonischen Prozesse im Alpenraum zunehmend eingeeengt. Die alpinen Decken wurden nach N auf die europäische Kruste überschoben, die dabei tief nach unten gedrückt wurde: Vor den Alpen entstand so im Eozän die als **Molassebecken** bezeichnete Senke. Bis zu dieser Zeit mussten die

nordbayerischen Flüsse bis in den heutigen Alpenraum fließen, um das Meer zu erreichen. Mit der Entstehung des Molassebeckens Ende Eozän/ Beginn Oligozän begann die Küste aber in verhältnismäßig kurzer Zeit nach N vorzurücken - damit kamen die Mündungsgebiete der nordbayerischen Flüsse in der Nähe des heutigen Frankenalb-S-Randes zu liegen. Die heute dort fließende Donau gab es zu jener Zeit noch nicht.

Fokussieren wir unsere Betrachtung auf den Bereich des späteren Regnitz-Systems, dann dürfte das bisher älteste flußgeschichtliche Zeugnis der **Bamberger Moenodanuvius** sein (SCHIRMER 2007). Die auf einem

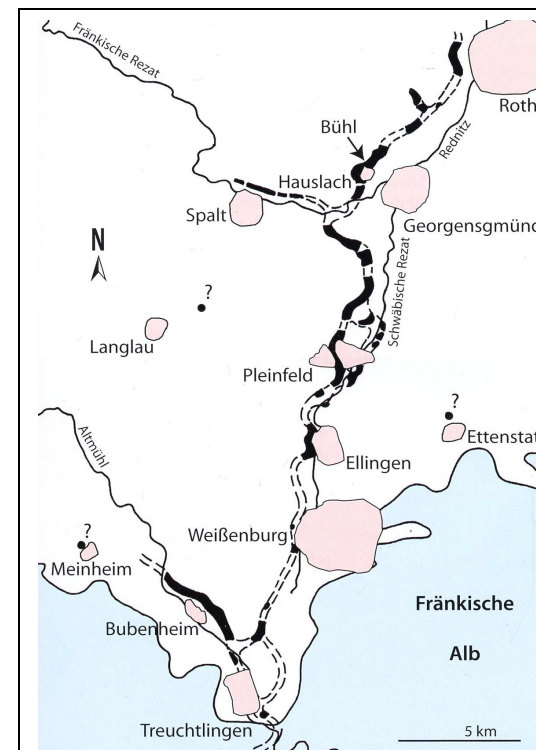


Abb. 1: Der Verlauf der frühen Regnitz und des Altmühlzuflusses bei Treuchtlingen. Schwarz markiert die unmittelbar kartierten, gestrichelt die interpolierten Bereiche (aus BERGER 2010).

schmalen Sporn der Frankenalb oberhalb Drügendorf erhaltenen Schotter liegen nur unweit des W-Randes der Alb auf Unterem Weißjura (Oberes Oxford bzw. Malm β). Ein solcher Fluß hätte nicht am Rand der Frankenalb auf der Höhe fließen können, wenn damals schon in unmittelbarer Nachbarschaft ein tief gelegenes Regnitztal existiert hätte. Für das Alter dieser Flußablagerungen gibt es leider keine zuverlässige Daten.

Das nächste Zeugnis zeigt dann aber schon sehr enge Anklänge an das heutige Regnitzsystem – und es lässt sich auch datieren. Seine Spuren, die nur wenig vom heutigen Flußverlauf entfernt liegen, wurden jüngst von BERGER (2010) S-lich Nürnberg kartiert (**Abb. 1**).

Das relativ älteste Zeugnis ist hier ein breiter mit Frankенwaldgeröllen überschotterter Talboden. Augenfällige Leitgerölle sind die als "Lydite" bezeichneten schwarzen, eng von weißen Quarzadern durchzogenen Radiolarite (daneben gibt es weitere, weniger auffällige Typen von Frankенwald-Radiolariten).

Wegen dieser Zuflüsse aus dem Frankенwald und der Münchberger Gneismasse wird dieser Fluss von einigen Autoren als *Urmain* bezeichnet – andere Autoren (SCHIRMER 1985 u.f.) bevorzugen den Begriff *Moeno-danuvius* (d.h. "Main-Donau-Fluss"). Da ein Zufluss aus dem Frankенwald aber nicht in jeder Phase der nach S laufenden Regnitz nachweisbar ist, wird in dieser Arbeit die Bezeichnung **S-Regnitz** bevorzugt. So ist die es nach BERGER (2010) für die Einschneidephase der S-Regnitz nicht sicher nachweisbar, ob zu jener Zeit noch eine Anbindung an Quellflüsse im Frankенwald bestand - denkbar wäre nämlich auch eine Unterbrechung dieser Verbindung durch die Naab.

2. Mindestalter der S-Regnitz-Tiefenrinne und der Lyditzufuhr

In das Frankенwald-Schotterbett hat die S-Regnitz eine mindestens 45 m tiefe Rinne eingeschnitten - und diese in der Folgezeit mindestens wieder um diesen Betrag aufgeschüttet. Im Zuge dieser Aufschüttung entstanden lokal auch Süßwasserkalke, deren bekanntestes Vorkommen am Hauslacher Bühl bei Georgensgmünd liegt. Dort wurden vor allem im frühen 19. Jahrhundert zahlreiche Reste von Wirbeltieren gefunden und von MEYER (1834) in einer umfangreichen Monografie bearbeitet. Eine Neubearbeitung der Fauna durch BERGER (2010) ergab ein Alter nahe der Basis der Säugetierstufe MN5. Dies würde nach dem herkömmlicher stratigrafischen System ein Alter von etwas 16-15,5 Ma bedeuten, also eine Verfüllung noch vor dem bei etwa 14,7 Ma datierten Einschlag des Riesmeteoriten.

Der biostratigrafische Zeitmaßstab ist allerdings durch den Nachweis von Riesimpact-Komponenten in der Verfüllung der sogenannten Graupensandrinne in Frage gestellt worden (BUCHNER ET AL. 1996, 2003) – möglicherweise ist die Verfüllung also erst nach

dem Riesimpact erfolgt. Dies ändert aber nicht an der aus den Kernaussagen, die aus diesem Geländebefund zu ziehen sind: nämlich Erosion einer Tiefenrinne in der Zeit vor dem Ries-Impact und die nachfolgende Wiederauffüllung des Tals.

Unabhängig davon hatten BERGER & SCHMIDT-KALER (1977) schon zuvor die durch Riesauswurfmassen verschüttete Urmain-Rinne am E-Rand des Rieskraters nachgewiesen; weitere Arbeiten geben sogar eine recht präzise Beschreibung des präriesischen Reliefs unter den auch heute noch immer in großen Flächen erhalten Riesauswurfmassen (BADER & FISCHER 1987, BADER & SCHMIDT-KALER 1990, SCHMIDT-KALER 1994).

Die präriesische Anlage der Tiefenrinne der S-Rezat ist also in jedem Fall bewiesen. Der mit Frankенwaldschottern überstreute Talzug der S-Regnitz – also das Tal, in das sich die Tiefenrinne eingrub – ist damit ebenfalls in jedem Fall älter als der Rieskrater. Wieviel älter diese Schotterablagerung ist, dafür gibt es aber keine präzisen Anhaltspunkte.

Nicht sicher ist gegenwärtig auch, ob es vor dem Ries nur eine oder gar mehrere Verschüttungs- und Wiederausräumungsphasen gegeben hat, wie es nicht nur BERGER (2010), sondern auch BADER & FISCHER 1987 vermuten. Sicher ist aber, dass vor dem Rieseinschlag nicht nur die **maximale Eintiefung** der S-Regnitz erreicht wurde, sondern auch – vermutlich kurz davor – die Sedimentation der Oberen Süßwassermolasse (OSM) noch über die Alb hinweg gegriffen hat. Damit muss auch die damalige S-Regnitz, vor ihrer tiefen Einschneidung, in diesem hohen Niveau in das Molassebecken gemündet haben.

3. Das Kliff der Oberen Meeresmolasse als Wasserwaage

In seiner langen, vom ausgehenden Eozän bis in das Jungmiozän reichenden Geschichte, hat sich der der Charakter des Molassebeckens mehrfach verändert. Das anfangs marine Becken (UMM) wurde abgeschwächt und zu einem fluviatilen Schwemmland (USM), dann wieder an das Meer angebunden (OMM), um letztendlich wieder Schwemmland (OSM) zu werden.

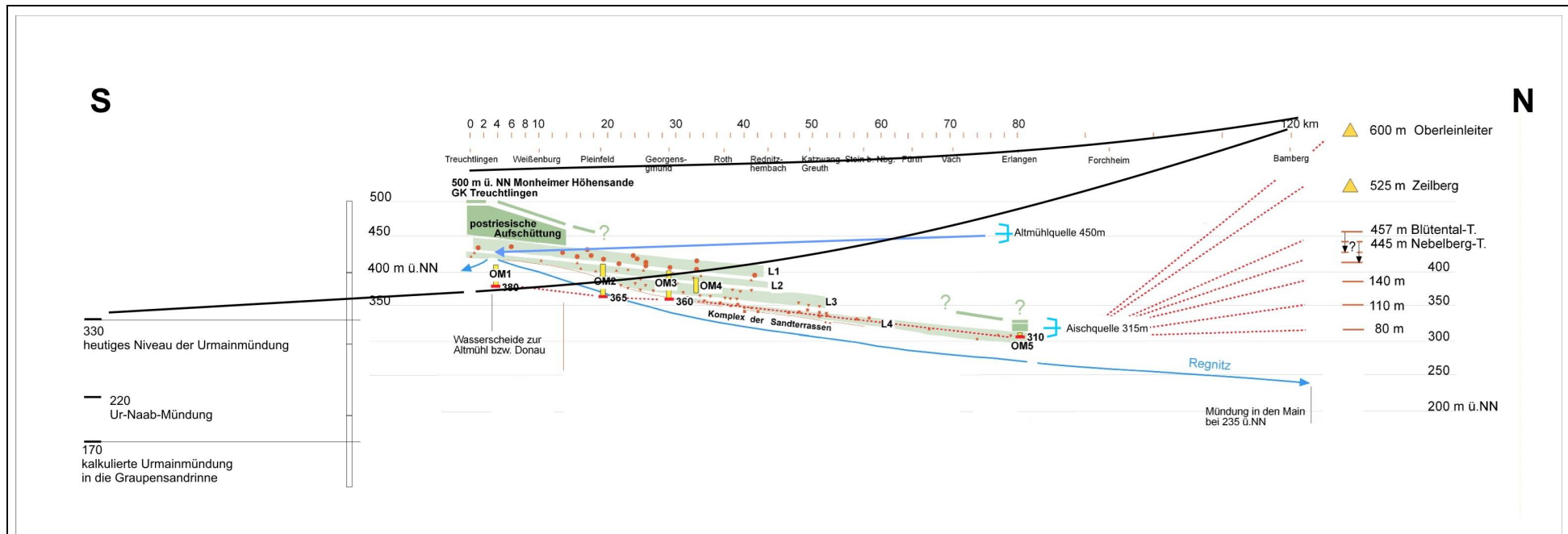


Abb. 2: Ausgangssituation. Die Grafik ist stark überhöht und kann daher nicht als Grundlage einer geometrisch exakten Lösung angesehen werden! Das Profil geht von der heutigen Regzat-Altmuhlwasserscheide im Süden (über OM1) bis nach Bamberg im N. Weiter sind schematisch noch eingetragen: Die Basis und Mächtigkeit der Tertiärvorkommen (Obermiozän): OM1-OM5; die Terrassengruppen mit Frankenswaldschotter; L1-L4 und die pleistozänen "Sandterrassen" nach TILLMANN'S (1977), die Höhenlage der Terrassen am Obermain (nach GK25 Bamberg Nord); die Terrassenreste des *Moenodanuvius* bei Hollfeld (SCHIRMER 1985). Weiter sind die Höhe des Oberflächenanschnitts des Vulkans von Oberleinleiter (heute ca. 500 ü. NN) sowie des Zeilbergs bei Maroldswesach (heute ca. 460 ü. NN) markiert, allerdings großzügig aufgestockt um einen Betrag von 85-100 m, um die mögliche Geländehöhe vor ca. 16 Ma (Ausbruch des Zeilbergvulkans) zu simulieren. Dadurch wird unterstrichen, dass der Oberlauf eines Flusses, der im Süden über die Albhochfläche laufen soll, nahezu unrealistisch hoch gelegen haben müssten - ein Argumente für eine nachträgliche tektonische Verstellung (siehe **Abb. 4**).

Die Regnitz (inklusive ihrer Oberlaufabschnitte Regzat und Rednitz) fließt heute nach N zum Main, während die Altmühl noch immer - wie einst auch die Regnitz - zur Donau läuft. Zwischen dem heutigen Altmühlursprung am Hornauer Weiher (450 m ü. NN) und der nur 7 km NNE-lich gelegenen Aischquelle (315 m ü. NN) kommt die unterschiedlichen Erosionskraft der beiden Systeme deutlich zum Ausdruck. Beide Quellen liegen aber erheblich W-lich des Regnitztals (bei Burgbernheim) und wurden hier nur zur Hintergrund-Orientierung eingetragen.

Nach S hin wurde die schon in (HOFBAUER 2004a) publizierte Grafik zur Mündung der vor ca. 16 Ma in dieser Richtung laufenden Regnitz (S-Regnitz) bei Donauwörth verlängert. Vermutlich bereits vor dieser starken Eintiefung der S-Regnitz, wie aber auch danach, ist ihr Tal zeitweise soweit aufgeschüttet gewesen, dass der Fluß über den - erst später herausgehobene - Südliche Frankenkura lief. Aufgrund dieser großen vertikalen Unterschiede im Unterlauf der S-Regnitz bilden die **Linie maximaler Eintiefung** und die **Linie der maximalen Aufschüttung** (als die S-Regnitz über die spätere Südliche Frankenalb lief) **eine nach S aufklaffende Schere** (schwarze Linien). Es wird angenommen, dass beide Abflußlinien zum Oberlauf hin konvergierten und dort ein weitgehend gleiches Ausgangsniveau hatten. Das Quellgebiet wird hier in den Raum Bamberg verlegt, lag aber vermutlich weiter N-lich (was an der Gestalt dieser Schere in Mittel- und Unterlauf der S-Regnitz wenig ändern würde).

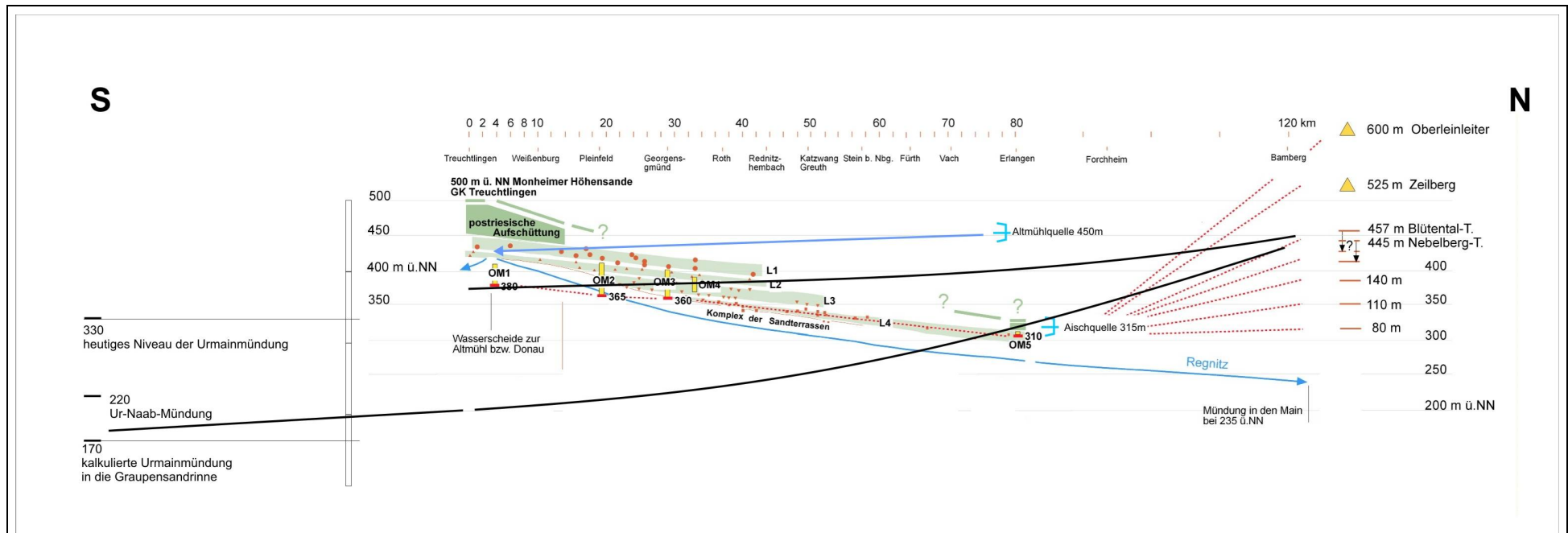


Abb. 3: Östlich der S-Regnitz, im Raum Regensburg, mündete mit der **Urnaab** eine zweite N-S-Fluß in die Graupensandrinne (BADER et al. 2000). Da die Graupensandrinne entsprechend ihrer Laufrichtung nach W geneigt gewesen sei muss, kann die S-Regnitzmündung ursprünglich nicht höher als die Urnaabmündung gelegen haben (die Urnaabmündung liegt heute bei 220 m ü. NN **unter** der heutigen Donaulandschaft begraben). Nimmt man für die Laufstrecke der Graupensandrinne Regensburg-Donauworth (ca. 100 km) ein (nur leichtes) Gefälle von 50 m an, dann kann man das ehemalige Mündungsniveau des Urmain auf etwa 170 m ü. NN kalkulieren. Demnach wäre die Urmainmündung später - gegenüber der Urnaabmündung - um mindestens 160 m gehoben worden. Die Schere aus **Abb. 2** wurde hier einfach vertikal nach unten verschoben, so dass die Linie der maximalen Eintiefung auf dieses kalkulierte Mündungs-Niveau vor der Verstellung ausläuft.

Aus einem dieser Abschnitte, der Oberen Meeresmolasse (OMM), sind vom Bereich S-lich des Rieskrater bis nahe an den Schwarzwald noch immer Reste einer Felsküste erhalten. Die sogenannte **Klifflinie** markiert nicht nur in geographischer Hinsicht die Meeresküste vor etwa 18 Ma, sondern damit auch das damalige 0 m NN-Niveau. Nachfolgende Verstellungen haben dazu geführt, dass die Klifflinie heute vom S-lichen Riesrand bei Burgmagerbein (hier: ca. 440 ü. NN) bis hin nach Blumberg im SW der Schwäbischen Alb auf 810 m ü. NN ansteigt, damit also einen – relativen! – Hebungsunterschied von ca. 370 m dokumentiert.

Die Ablagerungsgeschichte im Molassebecken endete von W nach E ungleichmässig. Nach KUHLEMANN (2002) war dieses Ende mit Hebungen des Alpen- und Voralpenraums verknüpft, die im W vor 11 Ma begannen, im E allerdings erst um 6-7 Ma zur Geltung kamen. In der Schwäbischen Alb gibt es vor etwa 5-6 Ma erste Zeugnisse für die Existenz der Donau (STRASSER 2011). Ihr nach E gerichteter Lauf ist Ausdruck einer im Schwarzwald wirksam werdenden Hebung, in deren Verlauf die soeben erwähnte Klifflinie angehoben und verstellt wurde. Eine weitere kräftige, wiederum diachrone Hebungsphase ist im W vor etwa 6 Ma Jahren

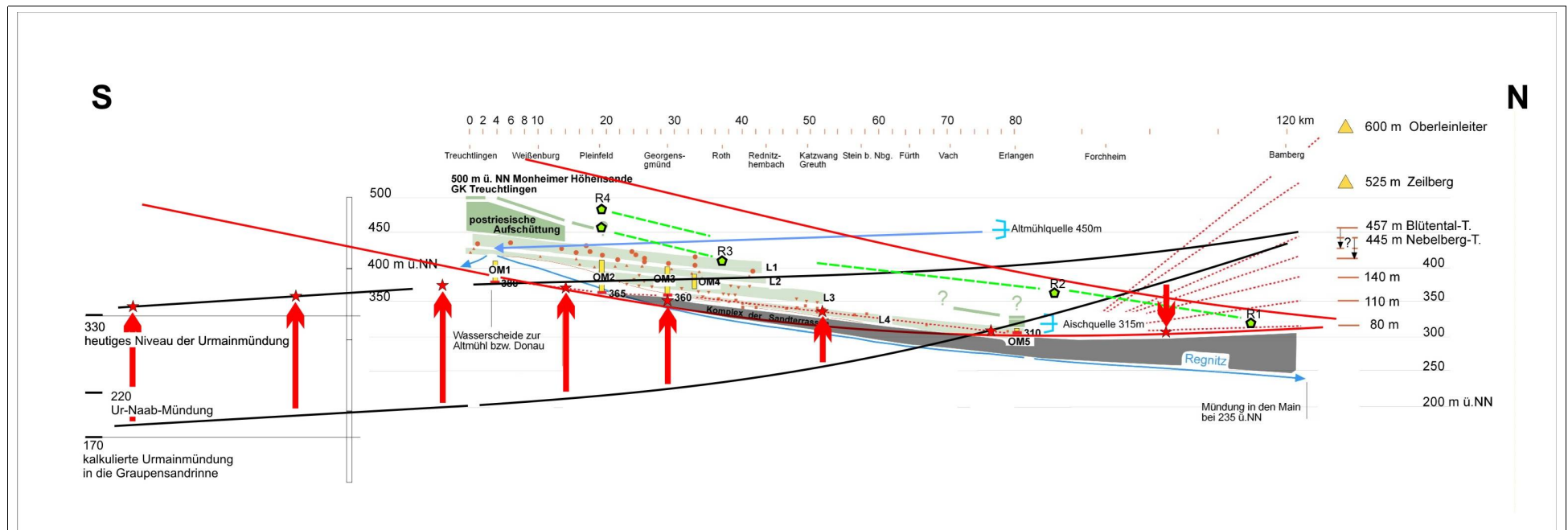


Abb. 4: Modell einer ungleichmässigen S-N-Hebung und damit einer Verkipfung der **schwarzen Schere** hin zur Position **der roten Schere**. Als Anhaltspunkte für diese Verkipfung können folgende Zeugnisse dienen:

a) Die maximalen Eintiefung der S-Regnitz ist N-lich der heutigen Wasserscheide (OM1) durch einige Bohrungen (BERGER, K. 1973) bekannt und ist nach N geneigt (Belegpunkte OM2, OM3 und ohne Basisangabe OM4). Hinsichtlich der zeitlichen Einordnung weniger sicher ist das durch OM 5 bestimmte Niveau (siehe dazu Diskussion im Text). Legt man jedoch die Kurve durch OM1-OM4, dann lässt sie sich zwanglos bis OM5 verlängern.

b) Zeugnisse der maximalen Verschüttung sind durch die Vorkommen von Restschutt auf vermuteter primärer Lagerstätte gegeben (R1-R4, grün). Die grüne Linie verbindet die Restschutt-Vorkommen. Im S markiert eine tiefere Linie markiert ein häufiges Niveau mit wahrscheinlich schon umgelagertem Restschutt.

Beide Zeugnisse lassen sich ohne weiteres von der verkippten Schere umrahmen (rote Linien). Die **roten vertikalen Pfeile** geben die Hebung von dem kalkulierten ursprünglichen Niveau auf das heutige Niveau wieder - letzteres ist S-lich der Wasserscheide bei Treuchtlingen nach S geneigt, nördlich der Wasserscheide aber nach N. **Dies ist jedoch kein Auseinanderkippen an der Wasserscheide, sondern eine dort einsetzende Verringerung des Hebungsbetrages, die nach rechts (N) als relative Absenkung zum Ausdruck kommt.** Die Hebungspfeile zielen S-lich der Wasserscheide auf die heute dort - unter den Molassesedimenten - auf ca. 330 m auslaufende S-Regnitz-Rinne, N-lich der Wasserscheide auf ihre bei OM2 und OM3 bestimmten Mindesttiefen. **Die Hebungsbeträge nehmen nach N zunehmend ab** - wenn die verkippte Schere die tektonischen Verstellung treffend abbildet, dann könnte es N-lich Erlangen sogar zu **Absenkungen** gekommen sein (roter Pfeil ganz rechts) - eine solche Absenkung würde sich reduzieren bzw. unter Umständen aufheben, wenn man die schwarze Schere nicht auf eine Naabmündung bei 220 m, sondern 180 m (und damit auf eine S-Regnitz Mündung bei ca. 130 m) einstellen und nach unten verschieben würde (siehe dazu Erläuterungen im Text).

Der **grau markierte Bereich** entspräche der jüngsten Ausräumung, die unter dem nach N zum Main umgedrehten Regime erfolgt wäre.

nachweisbar, im E des Alpen- und Molasseraums soll diese Verstellung erst um 4,3 Ma zur Wirkung gekommen sein (KUHLEMANN & KEMPF 2002). Man muss kann damit rechnen, dass stärkere Verstellungen im Bereich des unteren S-Regnitz Tals etwa ab 6 Ma begannen und nach 4,3 Ma ein Nachlassen der Verstellungen einsetzte. Diese Daten sind allerdings vorerst nur als Anhaltspunkte und nicht als präzise Marken zu nehmen.

Nachdem der Auswurf der Riestrümmermassen die Landschaft verschüttet und zumindest das untere S-Regnitztal über lange Zeit blockiert war, muss es durch Anhebung der Erosionsbasis im Molassebecken zu einer lang anhaltenden Talverschüttung gekommen sein. In der Folge vermochten die S-Regnitz und benachbarte Flüsse wieder über die Alb hinweg fließen. Ein wichtiges Dokument für die hochgelegene postriesische Entwässerung sind die am E-Rand des Rieskraters erhaltenen Monheimer Höhensande (SCHMIDT-KALER 1974).

SCHMIDT-KALER und andere Autoren (zuletzt PETEREK & SCHRÖDER 2010) postulieren, dass in dem durch den Rieseinschlag blockierten S-Entwässerungssystem ein Stausee entstand. Für diesen "Rezat-Altstuhlsee" gibt es aber keine direkten empirischen Hinweise. Selbst wenn die von BERGER (2010) als präriesisch eingestuft Süßwasserkalke von Georgensgmünd unter Umständen doch postriesisch wären und damit altersmäßig einem solchen Aufstau entsprechen könnten, lässt aber noch immer keine limnische Fauna nachweisen: alle Fossilien stammen vom Land und wurden in die Rinnenverschüttung verschwemmt.

Auch aus allgemeinen Erwägungen heraus ist ein solcher Stausee nicht notwendig: dieser kann maximal in die Höhe gereicht haben wie die lokale Wasserscheide zu dem seitlich nächsten, nicht blockierten Fluss. Dabei ist ein Abfluss E-lich des Rieses insofern wahrscheinlicher, als der Weg um das Ries und seine Auswurfmassen hier deutlich kürzer war.

4. Die Schere zwischen maximaler Eintiefung und Verschüttungshöhe

Am N-Rand des Molassebeckens gelegen, war der Südliche Frankenjura in einer vermittelnden Position. Mal brandete das Meer gegen seine Küste, mal wurde er vom Molassebecken her mit Sedimenten eingedeckt, mal schnitt sich die S-Regnitz in einem tiefen Canyon durch ihn hin-

durch. An der Kante zum Molassebecken widerstanden die Karbonatgesteine des Oberen Juras diesen Veränderungen weitgehend unbeeindruckt: entweder ragten sie als Block heraus, oder sie wurden durch Aufschüttung wieder in eine flache, gefällsarme Landschaft integriert.

So beträchtlich die vertikalen Beträge dieser Erosions- und Aufschüttungsphasen am Unterlauf waren, am Oberlauf der Regnitz brauchte es keine großen Veränderungen zu geben. Auf dieser Annahme gründet das hier vorgestellte Modell: Die **Lauflinien der maximalen Eintiefung** und der **maximalen Aufschüttung** konvergieren zum Oberlauf (**Abb. 2**).

Die Schere am Unterlauf wurde von der S-Regnitz mindestens einmal, vermutlich aber mehrfach durch den Wechsel von Aufschüttung und Erosion überbrückt. Sicher dokumentiert ist die Erosion der präriesischen Tiefenrinne (Laufline der maximalen Eintiefung) und der postriesischen Verschüttung hinauf bis zu dem Niveau der Monheimer Höhensande (Laufline der maximalen Aufschüttung). Ein großer Teil dieser Aufschüttung wurde in jüngerer erdgeschichtlicher Zeit mit der erneuten Tiefenerosion der Flüsse wieder entfernt, nun allerdings unter veränderten Bedingungen: nicht mehr Niveauschwankungen im Molassebecken, sondern die Heraushebung der Südalb waren jetzt die Ursache. Wie oben (Kap. 3) diskutiert, könnte diese Hebung ihr Maximum in der Zeit von etwa 6-4,3 Ma erlebt haben.

5. Die E-W Verstellung der Graupensandrinne

Leider ist die Klifflinie der OMM als Wasserwaage östlich des Rieskraters nicht mehr zu verfolgen, wo sie vermutlich unter den Sedimenten der Molasse verschüttet liegt. Um die Hebung zwischen dem Rieskrater-Bereich und dem SE-Rand der Frankenalb bei Regensburg zu kalkulieren, gibt es aber noch eine andere "Wasserwaage", nämlich die **Graupensandrinne**. Dabei handelt es sich um eine Erosionsrinne, die von E nach SW bis in den Klettgau (W-lich des Bodensees) nachgewiesen werden kann. Die Graupensandrinne entstand vermutlich bei der präriesischen

Erosionsphase, in deren Folge ihre Zuflüsse – die S-Regnitz wie auch weiter im E die Naab – zur tiefen Einschneidung veranlasst wurden.

Zwischen dem Nördlinger Ries und dem E-Rand der Alb ist die Graupensandrinne allerdings schwer zu verfolgen, da sie später von Sedimenten der Oberen Süsswassermolasse (OSM) überdeckt wurde. Erst BADER ET AL. (2000) konnten ihren Verlauf auf der Grundlage von Bohrungen und geophysikalischen Untersuchungen bestimmen. Dabei stellte sich heraus, dass die Graupensandrinne der E-W-Verstellung, wie sie durch die ältere – und höher gelegene – Klifflinie dokumentiert ist, in ihrer Neigung folgt. Das bedeutet, Klifflinie und Graupensandrinne wurden zusammen verstellt.

Die Urmainrinne mündet heute(!) bei ca. 330 m ü. NN in die Graupensandrinne. Weiter im E mündet mit dem **Urnaab-Tal** eine zweiter größerer Fluß in die Graupensandrinne, dies allerdings bei ca. 220 m ü. NN. Dieser Wert ist ein Maximalhöhe, denn den geophysikalischen Sondierungen zufolge hat das Urnaab-Tal in seinem unteren Laufabschnitt (seit Maxhütte) keine erkennbares Gefälle, was vermutlich durch eine spätere Anhebung des Mündungsgebietes verursacht wurde. Tatsächlich haben die oben genannten Autoren im Lauf der verkippten Graupensandrinne S-lich Regensburg (zwischen Köferung und Eggmühl) eine nachträgliche Anhebung der Graupensandrinne nachgewiesen. Das ursprüngliche Niveau der Urnaabmündung könnte deshalb gut 30-40 m tiefer (als ca. 180 m ü. NN) gelegen haben. Wenn in dem folgenden Modell dennoch der tatsächliche Wert von 220 ü. NN genommen wird, **dann gilt es also zu bedenken, dass der daraus kalkulierte Verstellungsbetrag zu S-Regnitz ein Mindestwert ist.**

Um die nachträgliche Verstellung zwischen der Mündung von S-Regnitz (Urmain) und Urnaab – also beiden einst in die Graupensandrinne mündenden Flüsse – zu kalkulieren, gilt es zu bedenken, dass das Gefälle der Graupensandrinne nach W gerichtet war. Die Mündung des Ur mains kann deshalb ursprünglich nicht höher wie die der Urnaab gelegen haben

(so wie es heute aber der Fall ist):

Die Urnaabmündung liegt heute bei 220 m ü. NN, die der S-Regnitz bei ca. 330 m. Bei einem kalkulierten Gefälle von ca. 0,5 m/1000 m wären das bei einer Distanz von Urnaab-Mündung und Urmain-Mündung (Regensburg-Süd - Donauwörth-Süd) von ca. 100 km vertikal 50 m. Daraus ergibt sich für die S-Regnitzmündung ein kalkuliertes Niveau von ca. 170 m ü. NN. **Die S-Regnitz muss also** - relativ zum heutigen Niveau der Urnaab - von etwa 170 m auf 330 m und damit **mindestens um 160 m angehoben worden sein.** (vgl. Grafiken **Abb. 3**).

Kalibriert man die Urnaab-Mündung aufgrund der vermuteten lokalen Anhebung auf ca. 180 m, dann könnte die ursprüngliche S-Regnitz-Mündung sogar bei 130 gelegen haben und damit später um etwa **200 m** gehoben worden sein.

6. Die N-S Verstellung des Regnitz-Rezat-Talzugs

Während die sich anhand der Graupensandrinne die relative E-W-Verstellung im Bereich der Alb relativ präzise eingrenzen lässt, ist damit über die Verstellung in N-S-Richtung erst mal nur bestimmt, dass sich der S-lichste Talabschnitt der S-Regnitz nachfolgend um etwa 160-200 m gehoben hat. Aber wie weit hat diese Hebung nach N gewirkt? Kam es zu einer gleichförmigen Verstellung bis in den Raum Nürnberg, Erlangen oder gar Bamberg, oder eher zu einer Verkipfung, bei der die N-lichen Bereiche deutlich weniger gehoben wurden?

Würde man in N-S-Richtung entlang der Regnitzachse gleichsinnige Hebung annehmen, müssten der damalige Lauf im Raum Bamberg oder Alb höher als 600 m gelegen haben (vgl. **Abb. 2**; die Schere läuft etwa in diesem Niveau zusammen). Solche Höhen sind in diesem Bereich heute aber nirgends mehr vorhanden. Man müsste die Hochfläche bei Oberleinleiter (heute 500 m ü. NN) oder den – bereits weit N-lich Bamberg gelegenen – Zeilberg (heute 463 m ü. NN) mehr als 100 m aufstocken, um dieses Niveau zu erreichen. Aber damit sind noch lange nicht die

Talgründe auf dieses Niveau gebracht: die Regnitz mündet heute bei 235 m ü. NN in den Main, sie müsste damals um 365 m höher geflossen sein!

Das Problem verschärft sich, wenn man nicht nur das Niveau der Flüsse diskutiert, sondern die Hochflächen der talbegleitenden Landschaft betrachtet. Diese senken sich von der Forchheimer Umgebung bis Bamberg - vor der Alb - von ca. 350-390 m auf ein Niveau von etwa 300-350 m ü. NN ab. Im Raum Bamberg müssten wir seit der Verstellung eine flächendeckende Landschaftsausräumung in der Größenordnung von mindestens 250-300 m annehmen. Gebiete mit sehr hohen, flächenhaft wirksamen Abtragungsraten erreichen bis 25 m/ Ma (KUHLEMANN et al. 2007). Für das Schichtstufenland nehmen PETEREK & SCHRÖDER (2010: 315) Raten zwischen 10- maximal 20 m/Ma an. Nehmen wir den letztgenannten Höchstwert (20 m/Ma), dann bräuchte wir für die notwendige Denudation 12-15 Ma - diese Zeit steht selbst bei großzügige eingeräumter und sehr frühe einsetzender Heraushebung nicht zur Verfügung. Das gilt selbst dann, wenn man eine Beschleunigung um gleich mehrere Größenordnungen in einem dazwischen geschalteten Tonstein-Sockelbildner (etwa 40 m Feuerletten W-lich der Regnitz) in die Überlegung aufnimmt.

Anstatt also für die Landschaft in der Umgebung der Regnitz in ihrem N-lichen Abschnitt wenig plausible, hohe Denudationsbeträge zu postulieren, erscheint es sinnvoller, entlang der Regnitz-Achse eine ungleichmäßige Hebung anzunehmen. Um eine solche im Rahmen der hier verwendeten Grafik zu modellieren, genügt es, die Schere so zu rotieren, dass sie mit den vorhandenen Eckdaten korreliert.

Solche Eckdaten wären für die Linie der maximalen Eintiefung die Basis der S-Regnitz-Rinne. Während diese S-lich der heutigen Wasserscheide unter den Riestrümmermassen gut erforscht ist, gibt es für den Bereich N-lich der Wasserscheide nur einige Fixpunkte. Drei relativ zuverlässige Punkte sind durch ihre Lage unter der Wasserscheide (Obermiozäne Talbasis, OM 1, ca. 380 m ü. NN), der Tertiärbasis in der Rinne bei

Pleinfeld (OM 2, 365 m ü. NN bei 46 m Tertiärmächtigkeit) und am Hauslacher Bühl bei Georgensgmünd (OM 3, 360 m ü. NN bei 43 m Tertiärmächtigkeit) bestimmt (BERGER 1973; OM 4 wurde ebenfalls eingetragen, aber hier wurde die Tertiärbasis nicht erreicht). Bei diesen Daten ist zu bedenken, dass es sich um Mindesttieflagen handelt, da nicht angenommen werden kann, den tatsächlich tiefsten Punkt der Rinne erbohrt zu haben - der Fehler kann aber nur in der Größenordnung von einigen Metern liegen. So kann zwar das Gefälle zwischen OM 2 und OM 3 nicht als eindeutig gelesen werden, aber zwischen OM2/OM3 und OM1 ergibt sich für die heutigen Verhältnisse ein klares N-Gefälle der obermiozänen S-Regnitzrinne. Damit ist auch die ungleichmäßige Heraushebung bzw. Verkipfung in S-Richtung bestimmt (**Abb. 4**).



Abb. 5: Restschuttvorkommen W-lich Heroldsberg, genauere Angaben zur Lok. siehe Pkt. 7.7. Das mehrere Meter mächtige Vorkommen wird ausnahmslos aus limonit-zementierten Doggersandstein-Relikten aufgebaut. Die fehlende Sortierung ist ebenso erkennbar wie die kantige Kontur der Komponenten.



Abb. 6: Restschutt-Block aus Angulatensandstein (Steinberg W-lich Röttenbach, genauere Angaben zur Lok. Pkt. 7.3.), Höhe ca. 15 cm. Da die meisten Restschuttvorkommen seit ihrer Akkumulation inzwischen Reliefumkehr erfahren haben und heute Kuppen bilden bzw. auf Hochflächen liegen, waren sie im Pleistozän frei exponiert: Windschliff ist daher häufig zu beobachten..

Möglicherweise kann auch das von KRUMBECK (1927) in das "Obermiozän" gestellte Süßwasservorkommen von Kalchreuth/Röckenhof in diese Reihe gestellt werden. Es handelt sich hier um eine Nebentalbildung (345 m ü. NN, Schwabachtal), die auf das Niveau des Haupttals kalkuliert eine S-Regnitzrinne mit einer Mindesttiefe von etwa 310-320 m entspräche (OM4, HOFBAUER 2003). Die durch OM1 und OM2/3 klar bestimmte Tiefenlinie würde zwanglos dazu passen. Weiter N-lich stehen dann keine Daten mehr für die Rinnenbasis der S-Regnitz zur Verfügung.

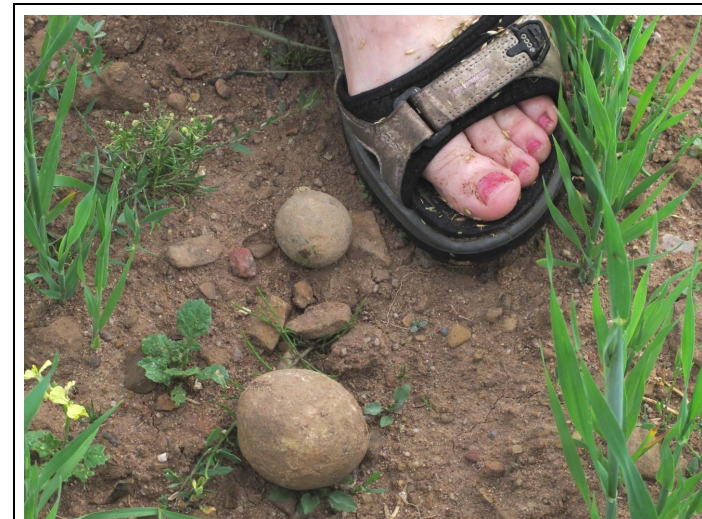


Abb. 7: "Schwedenkugeln" sind keine Artefakte, aber wahrscheinlich auch keine durch Transport im Fluss entstandene Gerölle. Vielmehr handelt es sich um Angulatensandstein-Stücke, die aufgrund ihre sphärisch erfolgten kieseligen Zementation in dieser Form als Verwitterungsrückstand erhalten geblieben sind. Nicht-kugelige Formen existieren ebenfalls, sind aber im Restschutt viel seltener zu finden.

7. Restschutt als Zeugnis der maximalen Talverschüttung

Eine Verschüttung der Täler, die es - vermutlich über nahezu 10 Ma - ermöglichte, dass die Flüsse über die heutige Albhochfläche nach S abfließen konnten, sollte ihre Spuren in der Landschaft hinterlassen haben. Diese Annahme führt zur Frage, ob nicht auch Zeugnisse der maximalen Verschüttung zu finden sind.

Tatsächlich gibt es entlang des Regnitztalzuges, mehr oder weniger weit in die Nebentäler reichend, eine besonders Form von Relikten, die als Zeugnisse einer lang anhaltenden Talverschüttung interpretiert werden können. Verwitterungsresistente Blöcke des Doggersandsteins und des

Angulatusandsteins (Lias) sind die bei weitem dominierenden Komponenten in Blockschutt-Ablagerungen, die stellenweise noch in Mächtigkeiten von mehreren Metern erhalten sind. In allen Fällen liegen diese Vorkommen in Niveaus noch oberhalb der jeweils höchsten fluviatilen Terrassen-Reste, so dass sie dort jeweils die relativ ältesten landschaftsgeschichtlichen Ablagerungen darstellen.

Seit KRUMBECK (1931) werden diese Vorkommen als **Restschutt** bezeichnet, einzelne größere Objekte wurden von ihm als "Kantenblöcke" bezeichnet. Aus KRUMBECK'S Sicht repräsentiert der Restschutt einen fossilen Hangschutt, der im Laufe der Zeit von seinem Herkunftsgebiet so isoliert wurde, dass eine "bodengestaltlicher Zusammenhang", also eine Gefällsstrecke, nicht mehr gegeben ist.

Im Raum Neustadt/Aisch findet man Restschutt vor allem in Form von Keuperssandstein. Aufgrund der starken nachfolgenden Zerschneidung der Landschaft trifft man ihn dort aber kaum mehr in primäreren Akkumulationssituationen an. EMMERT (1975), der durchaus eine tertiärzeitliche Genese annahm, hat angesichts der dort im Gipskeuper allgegenwärtigen Verlagerung die Bezeichnung plio-pleistozäner Wanderschutt gewählt. Entlang der Regnitz sind Restschuttvorkommen jedoch häufiger auf einem denudationsresistenten Untergrund zu liegen gekommen und deshalb in mehreren Fällen in primärer Ablagerungssituation erhalten.

Über die Bedeutung dieser Relikte in der Morphogenese der Schichtstufenlandschaft gab es mehrfach Kontroversen. In einer ausführlicheren Diskussion dieser Vorkommen (HOFBAUER 2003) wird für eine Genese vorzugsweise als Gleitschutt plädiert. Fehlende Sortierung, fehlende Zurundung (von einer mit der Zeit im Boden entstandenen Kantenrundung abgesehen) schließen bei den "reinen" Restschuttvorkommen die Beteiligung fluviatilen Transports aus.

Die Frage, ob es sich bei diesen Ablagerungen nicht doch um Relikte von Flußschottern handelt, war allerdings bis in die jüngste Zeit strittig. So haben GARLEFF & KRISL (1997) eine solche Interpretation im Sinne einer

fluviatilen Bildung bevorzugt. Einer solchen Ansicht hat KRUMBECK allerdings schon 1948 in massiver Weise widersprochen. Das Problem ist dabei, dass nur ein kleinerer Teil der Restschuttvorkommen Relikte in ursprünglicher Akkumulation repräsentieren. Von den primären Akkumulationsbereichen am Hangfuß bzw. den Talrändern ist ein großer Teil des Restschutts inzwischen in tiefere Niveaus abgewandert, wie sie infolge der nach der Verschüttungsphase wiederbelebten Einschneidung entstanden sind. So findet man in allen jüngeren Flußsedimenten mehr oder weniger große Anteile umgelagerten Restschutts, was unter Umständen zur Verwirrung über die genetische Bedeutung dieser Komponenten bzw. Restschuttvorkommen an sich führt.

Neben reinen Gleitschutt-Vorkommen scheint es tatsächlich auch Restschutt-Akkumulationen zu geben, die über kürzere Distanz verschwemmt wurden. Insbesondere Seitenbäche konnten das Material in das Haupttal geschüttet haben, wo es sich in noch wenig sortierter Weise mit Flußschottern vermischt hat (HOFBAUER 2004b,c). Zur Verwirrung tragen zudem Quarzgerölle bei, die sich in allen Restschuttvorkommen, die unterhalb des Feuerletzens im Sandsteinkeuper entstanden sind, angesammelt haben. Diese Quarze kommen jedoch schon in dieser abgerundeten Form aus dem Keupersandstein. Weitere Verwirrung kann auch durch die sogenannten *Schwedenkugeln* entstehen, die trotz ihrer mitunter ideal kugeligen Form aber keine Flußgerölle sind (**Abb. 7**).

Die Interpretation als Gleitschutt stützt sich beim Restschutt neben der fehlenden fluviatilen Prägung auch auf das Vorkommen von Komponenten, die bei einem längeren Transport in einem Fluß zerstört worden wären. Das beste Beispiel hierfür ist das bereits von SCHERZER (1921) beschriebene Vorkommen am Erlberg, einige km S-lich Schwabach. Große Teile dieses Vorkommens sind bereits auf tiefere Niveaus umgelagert, aber der Umstand, dass sich in beträchtlichem Umfang auch vollständige Fossilien aus Tonsteinen des Lias (und Doggers?) finden lassen, belegt deren Verlagerung innerhalb umfangreicherer Gesteinsschollen. Bei der

Umlagerung freigelegte Einzelstücke hätten einen fluviatilen Transport keinesfalls unbeschadet überstehen können (eine nähere Schilderung des Erlbergvorkommens und eine Abbildung der Fossilien aus der Sammlung WERNER STRAUSSBERGER findet man in HOFBAUER 2005).

Restschutt als Produkt von Hanggleitungen ist ein für die Morphogenese der Schichtstufenlandschaft charakteristisches Sediment. Sobald mächtige Tonstein-Formationen als Sockelbildner zur Verfügung stehen, werden Gleitprozesse ganz wesentlich zur Landschaftsentwicklung beitragen. Aus diesem Grund sind morphogenetische Modelle, wie sie etwa zur Flächenbildung in Grundgebirgslandschaften konzipiert wurden, nicht auf Schichtstufenländer mit Tonstein-Formationen übertragbar. Einmal durch fluviatile Unterschneidung exponiert, werden sich in diesem Bereich unabhängig von klimatischen Bedingungen in geologisch kurzer Zeit weite Flächen entwickeln. Ihre Erweiterung wird am Rande durch das in den Tonsteinen besonders leicht ermöglichte talwärtige Abgleiten umgesetzt, wobei die ihnen aufsitzenden Stufenbildner mit transportiert werden, und beide zusammen am Hangfuß bzw. den Talrändern landen.

Abgeglittene Schollen mit Stufenbildner-Blöcken werden normalerweise nicht über erdgeschichtlich längere Zeiträume überdauern. Der Umstand, dass entlang der Regnitzachse beachtliche Vorkommen von Restschutt erhalten sind, ist zwei Umständen zu verdanken: **a)** Sockelbildnergesteinen, die gegenüber mechanischer wie chemischer Verwitterung überdurchschnittlich resistent sind, sowie **b)** ihre zusätzliche Zementierung nach dem Abgleiten in Tallagen.

Die intensive Limonitierung, die in den meisten Restschuttvorkommen zu beobachten ist, hat die Resistenz dieser Komponenten deutlich verstärkt. Diese Erscheinung spricht zugleich für den längeren Aufenthalt im Bereich grundwassernaher Talböden, in denen Eisen in wassergesättigten, reduzierenden Milieus gut mobilisierbar ist. Gelegentlich scheint es in solchen Tallagen auch zu Verkieselungen gekommen zu sein (z.B. im

Raum SW-lich Baiersdorf wurden vom Autor mehrfach verkieselter Angulatensandstein gefunden).

Als Referenz für die Höhe der jungmiozänen Landschaftsverschüttung können letztendlich nur primäre Restschuttakkumulationen herangezogen werden:

7.1. Raum Bamberg: mehrere Flächen mit dicht gepackten Restschutt, nahezu reiner Angulatensandstein (inkl. Keuperquarze). Die Vorkommen wurden auch von GARLEFF & KRISL (1997) beschrieben und als hochgelegene Schotter interpretiert. In **Abb. 4** wird das Restschutt-Niveau S-lich Bamberg bei 300-315 m durch die **R1** markiert.

- 1 km N-lich Vorra (49° 50' 09" N, 10° 50' 37" E), 304 m ü. NN
- zwischen Oberharnsbach und Birkach, S-lich der B22 (49° 50' 02" N, 10° 48' 41" E), 302 m ü. NN;
- SW-lich Hartlanden, W-lich des Schwedenkreuzs (49° 51' 20" N, 10° 48' 48" E), 315m ü. NN;

7.2. NW-lich Forchheim: reiner Dogger-Restschutt aus Zergleitung eines W-lich der Regnitz gelegenen Zeugenberges:

- etwa auf halber Strecke am der Straße zwischen Trailsdorf und Rothensand (49° 51' 20" N, 10° 48' 48" E), 331 ü. NN.

7.3. Zwischen Forchheim und Erlangen, großes Areal W-lich Hemhofen-Röttenbach: überwiegend Angulatensandstein, Reste von Phosphoritknollen aus Liastonsteinen, signifikante Anteile von Doggersandstein in einem max. Niveau um 360 m (**P2**):

- Hohenwart (49° 40' 56" N, 10° 55' 02" E), 359 m ü. NN;
- Steinberg (49° 40' 027' N, 10° 54' 35" E), 341 m ü. NN;

7.4. NW-lich Hetzles in Richtung Honings bis zur Höhe 362 ü. NN (49° 38' 09" N, 11° 06' 48" E); Doggersandstein, dazu weitere Reste im gleichen Niveau weiter N-lich auf der Pinzberger Platte.

7.5. Erlangen-Nürnberg. Oberhalb des von Erlangen nach E verlaufenden Schwabachtals gibt es besonders umfangreiche Restschuttvor-

kommen. Diese sind allerdings auf dem Feuerletten schon weitestgehend talwärts verlagert und in höhere Schwabach-Terrassen aufgenommen. Die ursprüngliche Höhe dürfte um 350-360 m ü. NN gelegen haben. Zu den Ablagerungen im Schwabachtal siehe HOFBAUER (2003).

7.6. Heroldsberg, Kuppe mit Sender W-lich des Ortes (49° 32' 29" N, 11° 80' 46" E, vgl. **Abb. 5**), massiver, mehrere m mächtiger, allein aus Doggerkomponenten zusammengesetzter Restschutt. Die relativ hohe Lage (391 m ü NN) dürfte von einer Akkumulation am Kopf eines kleineren Nebentals herrühren.

7.7. S-lich Nürnberg erreichen die Vorkommen eine Niveau von etwa 400-410 m ü. NN (**P3**):

- das bereits erwähnte Vorkommen am Erlberg, Dogger-Sandstein, Arietensandstein, Liasfauna (49° 17' 45" N, 11° 01' 07" E), auf der Hochfläche 395 m ü. NN, schon stark abgetragen und weit verstreut;
- E-Ausgang Kleinabenberg (49° 14' 52" N, 10° 59' 19" E), 400 m ü. NN; unter den höher gelegenen Ort reichend. Teilweise mit fluviatilen Umlagerungserscheinungen, Doggerkomponenten (dominierend).

Weitere, ausgedünnte und bereits umgelagerte Vorkommen dieser Region werden in HOFBAUER (2005) beschrieben. Die Restschuttvorkommen, auch wenn es nur zerstreute Relikte sind, finden sich stets in der Nachbarschaft von mehr oder weniger degradierten Zeugenbergen. Diese ist ein weiterer Umstand, der für die Genese als Gleitschutt spricht und die Bedeutung dieses Prozesses bei der Aufzehrung der Stufenlandschaft unterstreicht.

Weiter nach S sind uns bisher vergleichbar massive Restschuttvorkommen nicht bekannt. Der **Angulatensandstein**, der weiter im N neben dem Doggersandstein die zweite wesentliche Quelle von Restschuttakkumulationen darstellt, keilt zusammen mit dem Rhät im Bereich Spalt aus. Als Restschutt-Komponente sind daher im S des Regnitztals nur noch limonitisch zementierte Gesteine aus dem

Doggersandstein vorhanden. Zugleich ist aber damit zu rechnen, dass der Doggersandstein W-lich der S-Rezat schon - wie auch zwischen Erlangen und Bamberg bereits auf wenige Vorkommen abgetragen gewesen sein könnte. Eher verstreutere Funde von Relikten, die überwiegend aus dem Doggersandstein kommen dürften, beschreibt BERGER (1971) in den Erl. zur GK25 Spalt im Niveau um 450 m ü. NN (dieses Niveau wird durch den unteren Punkt **R4** markiert). Das höchst gelegene Vorkommen, das allerdings unter Wald nicht ohne weiteres in seiner genaueren Charakteristik zu erfassen ist, erreicht zwischen Pleinfeld und Ramsberg ein deutlich höheres ein Niveau von 475 m ü. NN (**R4**, oberer Punkt).

FAZIT: Die Restschuttvorkommen scheinen sich relativ gut zur Rekonstruktion der Höhe der jungmiozänen Landschaftverschüttung zu eignen. Alle aufgezählten Vorkommen fügen sich in das Scherenmodell ein, wobei R2 und R4 (oberer Wert) besonders nahe an der hypothetischen Linie der maximalen Verschüttung liegen. Sollte R4 (oberer Wert) tatsächlich ein noch höhentreues Relikt der maximalen Verschüttung sein, dann könnte die Schere durchaus noch etwas enger geschlossen werden, ohne damit gleich die Abflussmöglichkeit über die Alb in Frage zu stellen.

R3 ist am tiefsten unter der Linie der maximalen Verschüttung positioniert. Entweder war die Heraushebung hier im Vergleich zu dem Bereich um R4 deutlich geringer, oder diese Vorkommen sind entgegen dem Augenschein doch bereits sekundär tiefer verfrachtet.

8. Gab es nach der Verschüttung noch Zufuhr von Frankenwaldschottern?

Die S-lich Nürnberg bis Treuchtlingen das Regnitztal säumenden Frankenwaldschotter wurden von jüngeren Bearbeitern (zuletzt TILLMANNS (1977, 1980) in Anklang an vorausgehende Autoren in vier Terrassengruppen gegliedert und in das Pliozän/Altpleistozän gerückt.

Die Frage, ob mit der nach der jungmiozänen Verschüttung beginnenden

Eintiefung eine S-Regnitz wieder Lydite aus dem Frankenald herangeführt hat, erscheint allerdings aus mehreren Gründen fraglich:

8.1. Die Flächen, die den oberen Terrassengruppen entsprechen, liegen im Raum Rittersbach, Georgensgmünd und Spalt in dem Niveau, in das sich die präriesisch die S-Regnitz-Rinne eingeschnitten hat. BERGER (2010) konnte klar zeigen, dass die in diesem Bereich liegenden Frankenwaldschotter älter als diese Erosionphase sind. Damit schließt er sich früheren Autoren (wie etwa LÖWENGART 1924) an, die sich in dieser Angelegenheit schon klar in diesem Sinn ausgesprochen hatten. Eine jüngere Lyditanfuhr ist nach (BERGER 2010) in dieser Region nicht zu belegen.

8.2. Im Spektrum der Frankenwaldschotter fehlen die quarzitischen Sandsteine und Grauwacken, die dagegen in den pleistozänen Terrassen des Obermains einen höheren Anteil als die Lydite haben (mündl. Mitt. Prof. SCHIRMER). Zumindest ein Zufuhr noch im Altquartär ist daher fraglich.

8.3. Wären die Lyditvorkommen tatsächlich primäre Ablagerungen auf – heute – nach N geneigten Terrassen, dann müsste die Verkippung nach N jünger sein. Dafür gibt es jedoch, neben diesen mutmaßlichen Terrassen selbst, keine Hinweise.

8.4. Zwischen Bamberg und Baiersdorf sind trotz intensiver Suche keine Lydite nachgewiesen. Das kann natürlich ein Erosionseffekt sein, der aber in seiner Radikalität unwahrscheinlich ist, wenn man die Resistenz der Lydite bedenkt. Man sollte erwarten, in diese, Abschnitt zumindest hin und wieder ein verstreutes Geröll zu finden. Um so mehr, wenn dieser Laufabschnitt noch im Altquartär genutzt worden sein soll.

8.5. Für Urteile über einen S-gerichteten Transport nach der Verschüttungsphase steht ein weiteres, **bisher nicht beachtetes Leitgeröll** zur Verfügung: Der im Restschutt vor allem zwischen Erlangen und Bamberg in großem Umfang akkumulierte **Angulatensandstein** keilt S-lich

Nürnberg/Spalt aus, so dass dort auch entsprechende Restschuttvorkommen nicht existieren (siehe Abschnitt 7). Nach der Verschüttungsphase sind Angulatensandstein-Stücke in erheblichen Umfang in nun wieder geschaffene tiefere Positionen umgelagert und auch in Flußschotter aufgenommen worden, in deren Schotterspektrum sie offenbar eine relativ beharrliche Komponente bilden (siehe etwa HOFBAUER 2004c). Im Raum Erlangen findet man den Angulatensandstein daher auch in erheblicher Menge den Frankenwaldschottern beigemischt.

In einem gut zugänglichen Frankenwaldschotter-Vorkommen bei Steudach - 310 m ü. NN (49° 35' 06" N, 10° 58' 37" E) - lässt sich das auch gegenwärtig noch zuverlässig beobachten. Dabei bleibt aber offen, wie weit die Angulatensandstein-Komponenten entlang der Regnitzrinne fluvial verlagert wurden.

Natürlicherweise wäre zu erwarten, dass bei einem S-gerichteten Transport von Schottern ein zumindest erkennbarer Anteil an Angulatensandstein wenigstens bis zur Altmühl hin verschleppt worden wäre. Das ist aber eindeutig nicht der Fall. Südlich Nürnberg ist der Angulatensandstein-Anteil im Spektrum der Frankenwaldschotter wie auch in anderen fraglichen Aufschüttungen nicht erkennbar – eigene Stichproben decken sich hier mit den Schotteranalysen von BRUNNACKER (1967) und den umfangreichen Untersuchungen von TILLMANN (1977), die allerdings die Frankenwald-Schotter nicht in spezieller Hinsicht auf diese Komponente hin untersucht haben.

Diesen Befunden zufolge gibt es im Regnitztal zumindest keine greifbare Belege für einen Frankenwaldschotter-Transport nach Süden, weder in der Verschüttungsphase noch danach. Die auf der Südlichen Alb und entlang der Altmühl auftretenden Lydite werden von SCHMIDT-KALER (1997) und anderen Autoren als Belege für eine postriesische Lyditzufuhr angesehen. Es wäre aber auch denkbar, dass es sich um verschleppte Gerölle - möglicherweise sogar aus der frühen, präriesischen Aufschüttung - handelt. Die Lydite, die in den an der Ussel und der Gailach erhaltenen Schottern eine häufige Komponente bilden, sind in ihrem Erscheinungsbild überwiegend stark ockergelb limonitisiert und – wie die Franken-

waldschotter zwischen Erlangen und Treuchtlingen – ohne weitere paläozoische Begleitgesteine.

9. Abschließende Diskussion

Nach dem Rieseinschlag (ca. 14,7 Ma) erfolgte eine länger währende Aufschüttung der Landschaft. Diese muss nicht, oder zumindest nicht allein, durch die Plombierung der Abflusswege durch Riestrümmermassen verursacht sein, sondern ist vermutlich als längerfristige Entwicklung durch die Anhebung der Vorflut im Molassebecken bedingt gewesen.

Es ist in diesem Zusammenhang sinnvoll, einen Blick auf die E-lich der Riesauswurfmassen gelegenen Urnaab zu werfen, da zwischen ihr und der Regnitz parallele Entwicklungen zumindest in heuristischer Weise unterstellt werden können. Etwa 100 km E-lich der Regnitz sind dort eine wahrscheinlich präriesische Verschüttung (Liegendtertiär und Braunkohlentertiär) und eine postriesische Verschüttung (Hangendtertiär) nachweisen (Erl. GK25 Wackersdorf, 1993, p. 92.f), letztere reichte im Raum Wackersdorf bis über 450 m ü. NN (MEYER & MIELKE 1993).

Die Verschüttungsphase dauerte vermutlich von der Zeit nach dem Rieseinschlag (ca. 14,7 Ma) bis zur einsetzenden Hebung der Alb, der sich nach KUHLEMANN & KEMPF (2002) auf den Zeitraum frühestens vor etwa 6 Ma, spätestens vor vermutlich 4,3 Ma Jahren eingrenzen lässt. In dieser langen Zeit der Verschüttung ruhten die Entwicklung der Fränkischen Schichtstufenlandschaft aber keineswegs. Die für diese Landschaft charakteristischen Gleitprozesse wirkten weiter an der Reduktion von Zeugenbergen und auch umfangreicheren Stufensegmenten. Aufgrund des geringen Gefälles vermochten die Flüsse aber nicht, die anfallenden Hangschuttmengen abzuführen. Relikte dieser – nach dem Abgleiten noch sekundär zementierter Hangschuttmengen – findet man heute in Reliefumkehr auf den Höhen oberhalb der nachfolgend angelegten Flußterrassen.

Die Verteilung des Angulatensandsteins im Restschutt belegt, dass in diesem Zeitraum N-lich Nürnberg weite Bereiche der Liasstufe aufgezehrt wurden (HOFBAUER 2007). Es gibt W-lich der Regnitz auch noch massive Vorkommen von reinem Doggerrestschutt, etwa bei Trailsdorf (Pkt. 7.2.) oder Kleinabenberg (Pkt. 7.7.), die die Existenz wie Aufzehrung von Dogger-Zeugenbergen während dieser Zeit belegen.

Durch diese am Ende des Miozäns einsetzende Anhebung wurden die Kliffline der OMM und die Graupensandrinne gemeinsam verstellt.

Dabei wurde der Unterlauf der S-Regnitz gegenüber der Urnaab um 160-200 m gehoben.

In Folge dieser Hebung entwickelte sich das heute im Osten des Rieskraters nach E in Richtung Regensburg orientierte Entwässerungsnetz. Dieses löst die nach S gerichtete Entwässerung, wie es das tief eingeschnittene, präriesische Tal der S-Regnitz repräsentiert, ab. Diese postriesische Umorientierung erfolgte, als die Flüsse auf zwar auf dem S-lichen Frankenjura verliefen, jedoch nicht in den Weißjura eingeschnitten waren, sondern auf einer Auflage aus Lockersedimenten flossen. In diesen Lockersedimenten konnte die Flüsse unbehindert von physisch massiven Talwänden ihre Richtung verändern. Diese Auflage ist heute weitgehend abgetragen, und damit leider auch die Zeugnisse der älteren, auch postriesisch erst noch nach S orientierten Entwässerung.

Die zwischen Urnaab und S-Regnitz erfolgte Hebung lässt jedoch nach N hin nach – der erste stärkere Nachlass markiert heute die Wasserscheide zwischen Rezat und Altmühl bei Treuchtlingen/Graben (Abb. 4). Folgt man dem hier entwickelten Modell, dann hat der Obermain seinen Abfluß nach W in der Nähe des Bereichs mit den relativ geringsten Hebungs-raten, wenn nicht sogar in einem von Absenkung betroffenen Abschnitt. Diese Ablenkung von Regnitz und Obermain nach W soll nach SCHIRMER (2007b) erst vor 2-2,5 Ma geschehen sein.

Die genaueren Vorgänge bei der Umkehr des Regnitzlaufs sind jedoch erst noch zu erforschen.

10. Dank: Das hier vorgelegte Modell wurde im Zuge eines Kurses der NHG Nürnberg zum Thema "Fränkisches Schichtstufenland" (Winter 2011/2012) erarbeitet. Der Autor dankt allen Kursteilnehmern für ihre Unterstützung.

11. Literatur

- BADER, K. & FISCHER, K. (1987): Das präriesische Relief in den Malmkalken im südöstlichen Riesvorland (Ries-trümmermassengebiet). - Geol. Bl. NO-Bayern 37, 123-142.
- BADER, K. & SCHMIDT-KALER, H. (1977): Der Verlauf einer präriesischen Erosionsrinne im östlichen Riesvorland zwischen Treuchtlingen und Donauwörth. - Geologica Bavarica 75, 401-410.
- BADER, K. & SCHMIDT-KALER, H. (1990): Talausbildung vor und nach dem Impakt im Trümmermassengebiet des östlichen Riesvorlandes. - Mitt. Geogr. Ges. München 75, 31-36.
- BADER, K.; MEYER, R.K.F.; BRUNOLD, H. (2000): Graupensandrinne - Urnaabrinne, ihre Verbindung und tektonische Verstellung zwischen Donauwörth und Regensburg. - Geologica Bavarica 105, 243-250.
- BERGER, G. (2010): Die miozäne Flora und Fauna (MN 5) der historischen Fossil-Lagerstätte Georgensgmünd (Mfr.) unter Berücksichtigung der Ablagerungen des Urmaintals zwischen Roth und Treuchtlingen. - Abh. Nat.hist. Ges. Nürnberg 46/2010, 191 S.
- BERGER, K. (1971): Geologische Karte von Bayern 1:25000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6831 Spalt. - München: Bayer. Geol. Landesamt.
- BERGER, K. (1973): Obermiozäne Sedimente mit Süßwasserkalken im Rezat-Rednitz-Gebiet von Pleinfeld-Spalt und Georgensgmünd/Mfr.. - Geologica Bavarica 67, 238-248.
- BRUNNACKER, K. (1967): Einige Schotteranalysen aus dem Urmaintal zwischen Schwabach und Treuchtlinge. - Geol. Bl. NO-Bayern, 17, 92-99.
- BUCHNER, E.; SEYFRIED, H.; HISCHE, R. (1996): Die Graupensande der süddeutschen Brackwassermolasse: ein Incised Valley-Fill infolge des Ries-Impaktes.- Z. dt. geol. Ges., 147, 169-181, Stuttgart.
- BUCHNER, E.; SEYFRIED, H.; BOGAARD, P.V.D. (2003): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser probe age determination confirms the Ries impact crater as the source of the glass particles in Graupensand sediments (Grimmelfingen Formation, North Alpine Foreland Basin). - Geol. Rundsch. 92, 1-6.
- EMMERT, U. (1975): Zur Landschaftsgeschichte der Bucht von Neustadt a. d. Aisch (Mittelfranken). - Geologica Bavarica 74, 131-149.
- GARLEFF, K. & KRISL, P. (1997): Beiträge zur fränkischen Reliefgeschichte: Auswertung kurzlebiger Großaufschlüsse im Rahmen von DFG-Projekten. - Bamberger geographische Schriften, Sonderfolge 5, 256 S. und Kartenbeilage.
- HOFBAUER, G. (2003): Schichtstufenlandentwicklung und Flußumkehr an Regnitz und Aisch (Exkursion H am 25. April 2003). - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. 85, 241-293.
- HOFBAUER, G. (2004a): Die Erdgeschichte der Region - Grundzüge aus aktueller Perspektive. - Natur und Mensch, Jahresmitteilungen der Naturhistorischen Gesellschaft Nürnberg e.V. 2003, 101-144.
- HOFBAUER, G. (2004b): Über heterogene Vorkommen von Restschutt bzw. Restschottern: die Verbindung von Hangschutt mit Flußschottern und ihre nachfolgende morphologische Exposition.. - <http://www.gdgh.de/berichte/b03/b03.html>
- HOFBAUER, G. (2004c): Die Sande zwischen Röttenbach und Dechsendorf (westlich Erlangen/Nordbayern) sind fluviatile Sedimente.. - <http://www.gdgh.de/berichte/b04/b04.html>
- HOFBAUER, G. (Hrsg., Arbeitsgruppe NHG) (2005): Alte Flußschotter und Restschutt westlich Nürnberg. - <http://www.gdgh.de/berichte/b05/b05.html>
- HOFBAUER, G. (2007): Die Entstehung der Aisch und junge Krustenbewegungen im Fränkischen Schichtstufenland. - <http://www.gdgh.de/berichte/b11/b11.html>
- HOFBAUER, G. (2011): Die Zeugenberge um Neumarkt und ihre Bedeutung in der Entwicklung der Schichtstufenlandschaft südlich Nürnberg. - Jahresmitteilungen der NHG Nürnberg 2010, 93-123. - <http://www.georegion-franken.de/download/download.htm>
- KRUMBECK, L. (1927): Über weitere neue Obermiocän-Vorkommen in Nordbayern. - Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie Abt. B, 1927, 508-525.
- KRUMBECK, L. (1927a): Zur Kenntnis der alten Schotter des nordbayerischen Deckgebirges: Ein Beitrag zur älteren Flussgeschichte Nordbayerns. - Geol. Paläont. Abh., N.F. 15, 181-318.
- KRUMBECK, L. (1931): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Erlangen-Nord, Nr. 161. - München: Bayerisches Oberbergamt.
- KRUMBECK, L. (1948): Das Quartär bei Forchheim. - N. Jb. Mineralogie etc., Bd. 89, Abt. B, 258-314.
- KUHLEMANN, J.; KEMPE, O. (2002): Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics. - Sedimentary Geology 152, 45-78.

- KUHLEMANN, J.; BORG, K.V.D.; BONS, P.D.; DANIŠIK, M.; FRISCH, W. (2007): Erosion rates in subalpine paleosurfaces in the western Mediterranean by in-situ ¹⁰Be concentrations in granites: implication für surface processes and long-term landscape evolution in Corsica (France). - *Int. J. Earth Sciences* 97, 549-564.
- LÖWENGART, S. (1924): Zur Talgeschichte der Pegnitz. - *Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie* (1924), 373-377.
- MEYER, H.V. (1834): Die fossilen Zähne und Knochen und ihre Ablagerungen in der Gegend von Georgensmünd in Bayern. - 1-122 S., 14 Taf. Frankfurt/Main.
- MEYER, R.K.F. & MIELKE, H.. (1993): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000. Blatt 6639 Wackersdorf. - München (Bayer. Geol. Landesamt)..
- PETEREK, A.; SCHRÖDER, B. (2010) Geomorphologic evolution of the cuesta landscapes around the Northern Franconian Alb – review and synthesis.- *Zeitschrift für Geomorphologie* Vol. 54,3, 305–345.
- SCHERZER, H. (1921): Geologisch-botanische Heimatkunde von Nürnberg und Umgebung. - Nürnberg: Ernst Fromann.
- SCHIRMER, W. (1985): Malm und postjurassische Landschafts- und Flußgeschichte auf der Obermain-und Wiesentalb (Exkursion F am 13. April 1985). - *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F.* 67, 91-106.
- SCHIRMER, W. (2007a): Terrestrische Geschichte der Nördlichen Frankenalb. – *Bayreuther geogr. Arb.*, 28: 168–178; Bayreuth
- SCHIRMER, W. (2007b): Geschichte und Bau des Maintals am Beispiel des Obermains. – *Bayreuther geogr. Arb.*, 28: 102–119
- SCHMIDT-KALER, H. (1974): Nachweis der Überlagerung von Bunter Breccie durch Monheimer Höhengande. - *Geol. Bl. NO-Bayern* 24, 101-105.
- SCHMIDT-KALER, H. (1994): Der präriesische Urmalm und seine Ablagerungen. - *Geol. Bl. NO-Bayern* 44, 225-240.
- SCHMIDT-KALER, H. (1997): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000. Blatt 7131 Monheim. - München (Bayer. Geol. Landesamt)..
- SCHRÖDER, B. (1996): Zur känozoischen Morphotektonik des Stufenlandes auf der Süddeutschen Großscholle. - *Z. geol. Wiss.* 24, 55-64.
- STRASSER, M. (2011): Höhlen der Schwäbischen Alb als Pegelschreiber für Flussgeschichte und Tektonik in Südwestdeutschland seit dem Miozän. - *Diss. Univ. Stuttgart*.
- TILLMANN, W. (1977): Zur Geschichte von Urmalm und Urdonau zwischen Bamberg, Neuburg/Donau und Regensburg. - *Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln* 30,198 S.
- TILLMANN, W. (1980): Zur plio-pleistozänen Flußgeschichte von Donau und Main in Nordbayern. - *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F.* 62, 199-205.