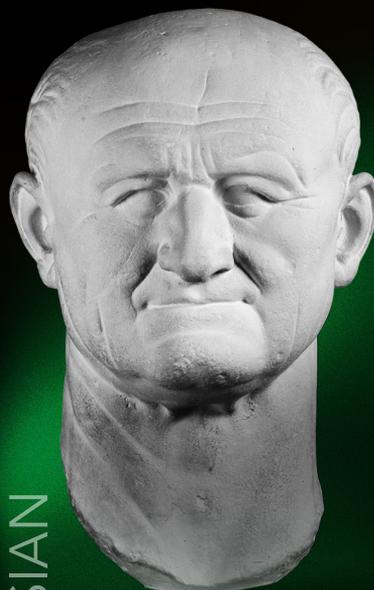


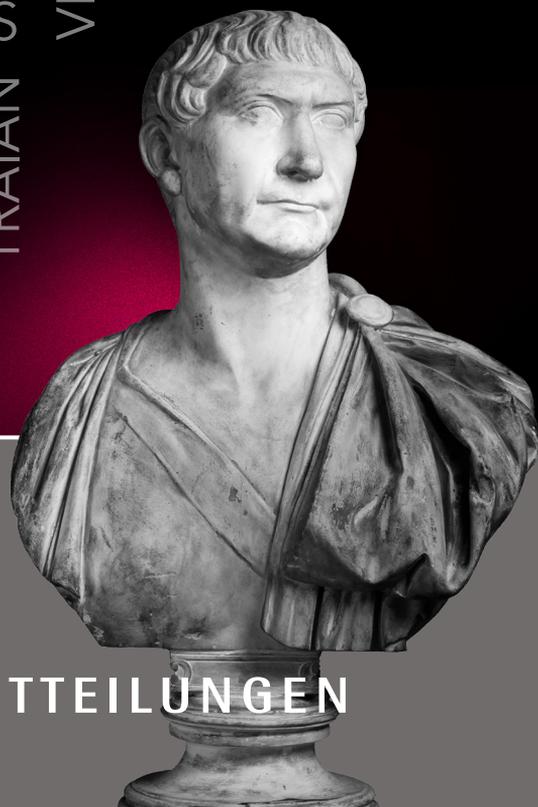


AUGUSTUS



VESPASIAN

TRAIAN



**NATUR
UND
MENSCH
2021**

JAHRESMITTEILUNGEN



2021 NATUR
UND
MENSCH



JAHRESMITTEILUNGEN
der
Naturhistorischen Gesellschaft
Nürnberg e.V.

2023

**Natur und Mensch – Jahresmitteilungen 2021
der Naturhistorischen Gesellschaft Nürnberg e.V.**

ISSN 0077-6025

Für den Inhalt der Texte
sind die jeweiligen Autoren verantwortlich

Auflage 700

©Naturhistorische Gesellschaft Nürnberg e.V.
Marienortgraben 8, 90402 Nürnberg
Telefon (0911) 22 79 70
Internet: www.nhg-nuernberg.de

Aufnahme und Verwertung in elektronischen
Medien nur mit Genehmigung des Herausgebers

Layout, Satz: A.telier Petschat, Anke Petschat

Cover: Manifestation der Macht in Bildern – Augustus, Traian, Vespasian
Sonderausstellung der Abteilung für Archäologie des Auslandes ab Januar 2022

Coverfotos © Aeria (Antikensammlung der FAU Erlangen),
Fotos der Figuren von Laurin Scheiderer
Bildbearbeitung, Satz und Gestaltung A.telier Petschat, Anke Petschat

Gefördert durch:



**Die Bürgermeisterin
Geschäftsbereich Kultur**

Gottfried Hofbauer

Wie kamen Gerölle aus dem Frankenwald ins Regnitztal?

Kurzfassung

Alle Bearbeiter der Fränkischen Flussgeschichte sind sich darin einig, dass das Regnitz-System früher nach Süden zum Alpenvorland bzw. zur Donau hin orientiert war – so wie heute noch Altmühl, Lauter oder Naab. Diese ehemalige Abflussrichtung ist auch immer noch in der Anlage des Flussnetzes erkennbar. Eine zusätzliche Stütze erfährt diese Interpretation durch aus dem Frankenwald stammende Gerölle, die in auffälliger Häufung entlang weiter Teile des Regnitz-Rezat-Talzuges zu finden sind. Diese zumeist schwarzen, traditionell als „Lydite“ bezeichneten Zeugnisse der einstigen Südenträufung sind auch noch jenseits der heutigen bei Treuchtlingen gelegenen Wasserscheide entlang Altmühl und Donau zu finden.

Doch auf welchem Weg sind diese Gerölle aus dem Frankenwald ins Regnitztal gekommen? Die ersten Hypothesen orientierten sich am heutigen Flußnetz und haben eine Zufuhr über einen Vorläufer des Obermains vermutet, der – so die Annahme – damals von Bamberg nach Süden gelaufen wäre. Doch das Fehlen von Frankenwaldgeröllen im Laufabschnitt zwischen Bamberg und Erlangen spricht gegen die Hypothese eines solchen nach Süden laufenden „Urmains“. Lyditfunde auf der Nördlichen Frankenalb waren die Grundlage eines alternativen Konzepts: Nach SCHIRMER (ab 1984) soll ein die Albhochfläche querender Zufluss die Gerölle ins Regnitztal gebracht haben. Dieser von ihm „Moenodanuvius“ genannte Fluss wäre südlich Forchheim in die Regnitz-Rinne gemündet. Tatsächlich beginnen die Lyditfun-

de entlang des Regnitz-Rezat-Talzuges dann auch im Norden von Erlangen (bei Baiersdorf).

Das Moenodanuvius-Konzept fand aufgrund der guten Übereinstimmung mit den Lyditfunden breite Zustimmung. Doch die Neubewertung eines Gesteinsvorkommens bei Greuth (südl. Nürnberg) gibt Anlass, die bisherige Vorstellung über den Weg der Frankenwaldgerölle ins Regnitztal zu überdenken.

Besonderes Merkmal der bei Greuth vorkommenden Gesteine ist der hohe Anteil an Kieselkrusten-Resten. Diese finden sich in Form großer, intensiv ockergelber Blöcke, die im Volksmund als „Lebersteine“ bezeichnet werden. In einen Teil dieser Kieselkrusten sind Lydite eingebaut, was einen längeren Aufenthalt der Frankenwaldgerölle im Bildungsbereich der Kieselkrusten voraussetzt. Dieser Bildungsbereich muss nahe Greuth, allerdings in einem höheren Geländeniveau als heute gelegen haben. Aufgrund der begleitenden Jura-Komponenten kann man sogar vermuten, dass zu jener Zeit die Albhochfläche mit ihrer kreidezeitlichen Überdeckung noch bis in diesen Raum reichte.

Im Verlauf der Landschaftsgeschichte wurden diese Krusten sowie auch die begleitenden Lydite ohne bedeutenden weiteren Flusstransport hinunter in den Bereich des sich dort entwickelnden Regnitz/Rednitz-Tals verlagert. Von dort aus wurden sie dann im Laufe der Zeit von der Regnitz verschwemmt, zuerst lange Zeit nach Süden, dann nach ihrer Laufumkehr in der jüngeren Erdgeschichte auch nach Norden, wo sie bis

in den Raum nördlich Erlangen gelangten. Die auffälligen Begleiter der Lydite sind in beide Richtungen Gerölle aus den markant gefärbten „Lebersteinen“.

Das heute noch existierende Leberstein- und Lydit-Vorkommen von Greuth ist demnach der noch weitgehend unverschwemmt gebliebene Rest einer vormals umfangreicheren Ablagerung. Von dem Fluss, der Lydite und Quarze einst aus dem Nordbayerischen Grundgebirge in den Raum um Greuth gebracht hat, sind heute keine Spuren mehr erhalten.

1. Einleitung

Bei der Besichtigung eines Versuchs-Schachtes auf der Nördlichen Frankenalb entdeckte der Geologe Lothar Krumbeck im Jahr 1910 ein Lyditgeröll. Dieser Schacht war bei der Suche nach Eisenerz angelegt worden, das unter der vorwiegend sandigen, kreidezeitlichen Überdeckung vermutet wurde. Das Lyditgeröll fand sich in 60 cm Tiefe und damit noch innerhalb dieser Lockersedimente. Dieser Fund war gleichsam der Startschuß zu Krumbecks gezielter Beschäftigung mit der fränkischen Flussgeschichte, die im Jahr 1927 in seinem Werk „Zur Kenntnis der alten Schotter des nordbayerischen Deckgebirges“ in eine erste große, zusammenfassende Darstellung mündete. Im Vorwort dieses Werks schildert uns Krumbeck auch die Umstände seines so folgenreichen Lyditfundes.

Die ursprünglich aus dem Frankenwald stammenden Lyditgerölle wurden dann auch bald wichtige Indikatoren der Flußgeschichte (HOFBAUER 2011). Die als **Lydite** bezeichneten Gesteinen stammen aus unterschiedlichen Formationen des Paläozoikums. Der besonders auffällige, von weißen Quarzadern durchzogene schwarze Typus dürfte überwiegend aus dem Silur kommen, während der regelmäßiger, parallelepipedisch konturierte Typus wahrscheinlich vor allem aus Formationen des Devons stammt. Daneben gibt es aber auch einen Anteil, dessen

Herkunft im Detail weniger zuverlässig bestimmt werden kann. In moderner Terminologie handelt es sich bei den Lyditen um Radiolarite, also ehemalige Sedimente, in denen sich Kieselskelette planktonisch lebender Organismen (Radiolarien) angereichert haben. Der Opal der Kieselskelette ist mit der Zeit zu Chalcedon oder feinkörnigem Quarz umkristallisiert, der das Gestein gegenüber den Kräften der Verwitterung wie auch der mechanischen Aufarbeitung so robust macht. Die zumeist schwarzen, oft auffällig von weißen Quarzadern durchzogenen Lydite wurden so zu idealen Leitgeröllen, deren Verbreitung bis heute eine wesentliche Orientierung bieten, wenn die Entwicklung des nordbayerischen Flußnetzes nachgezeichnet werden soll.

Krumbeck war es auch, der in dem oben angesprochenen Werk zu den alten Schottern auf ein problematisches Gestein verwies, das er trotz seiner immensen Erfahrung in der fränkischen Gesteinswelt nicht zuverlässig einordnen konnte. Im Bereich der von Schottern geprägten Regnitzablagerungen finden sich im Nürnberger Raum kräftig ockergelb gefärbte Gerölle und auch größere Blöcke, die nicht selten mehrere Dezimeter Längsdurchmesser erreichen. Krumbeck war sich über die Herkunft dieses Gesteins nicht im Klaren und lässt deren Zuordnung am Ende offen:

„Manche sehr feinkörnigen Sandsteine wurden durch nachträgliche Einkieselung und spätere Limonitisierung den Kiesel- und Karbonatgesteinen, die ich soeben erwähnt habe, so ähnlich, dass ich sie erst unter der Lupe davon unterscheiden konnte. Vor allem denke ich dabei an die oft stattlichen, gelbbraunen, meistens windgeglätteten, nicht selten auch windgeschliffenen Geschiebe aus vorwiegend sehr feinkörnigem bis dichtem Quarzitsandstein („Lebersteine“, „Bettsteine“), für deren Mutterhorizont ich noch heute nicht sicher bin, ob es sich um Keuper-, Rhätolias- oder Angulaten-sandstein handelt. Als Angulaten-sandstein



Abb. 1: Dieser gewaltige Lesesteinhauften wurde am 28. März 2009 am Ortsrand von Greuth angetroffen. Die Grobschotter-Charakteristik des Vorkommens ist hier eindrucksvoll dokumentiert. Auffällig sind die großen, ockergelben „Lebersteine“. Davon unterscheiden sich dunkelbraune Sandstein-Blöcke des Keupers, die erst nach der Leberstein-Prägung dazu gekommen sein können.

wären sie mir allerdings nicht plattig genug. Oder sind es klimatische Anpassungstypen verschiedenen Ursprunges? Jedenfalls möchte ich für sie wie für die eingekieselten Tithonrelikten und andere der genannten Restgesteine ein hohes, spätestens alttertiäres Alter der Durchkieselung für wahrscheinlich halten, dagegen die Windbearbeitung als jungdiluvial betrachten.“ (KRUMBECK 1927: 77)

Diese im Volksmund als **Lebersteine** bezeichneten Blöcke wurden von der Bevölkerung gesammelt und – aufgeheizt – als Wärmespeicher oder in Badehäusern auch für den Aufguss verwendet. Obwohl diese Aufsammlung schon über lange Zeit betrieben wurde, sind Lebersteine auch heute noch in großer Zahl zu finden, und das insbesondere in der Umgebung der kleinen Ortschaft Greuth südlich Nürnberg (Abb. 1 – diese Ansicht wurde bereits in HOFBAUER (2011) abgebildet; um den hier neu entwickelten argumentativen Zusammenhang hinreichend zu dokumentieren, werden einige der damals schon abgedruckten Ansichten hier nochmals wiedergegeben).

Tatsächlich wurden Entstehung und Herkunft dieser Lebersteine auch von späteren Bearbeitern nicht zufriedenstellend geklärt. Von vielen Bearbeitern der Flussgeschichte wurden sie sogar eher vernachlässigt oder gar ignoriert. Im Rahmen von Exkursionen der NHG Nürnberg haben wir die Felder bei Greuth in den letzten zwanzig Jahren mehrfach aufgesucht und dabei auch das Spektrum der Funde erweitern können. Dennoch sahen auch wir uns lange nicht in der Lage, die Lebersteine zufriedenstellend in die Geschichte der fränkischen Gesteinswelt einordnen zu können. Zwar wurde angesichts unserer Funde – siehe HOFBAUER (2011) – deutlich, dass es sich offenbar um Reste von Verkieselungen handeln muss, doch war nicht klar, unter welchen Umständen das geschehen war, und welche Konsequenzen sich für die Modellierung der Fränkischen Flußgeschichte daraus ergeben könnten.

So haben wir bis vor wenigen Jahren (HOFBAUER 2011, 2012) die Vorstellungen SCHIRMERS (1984-2013) geteilt, denen zufolge die entlang des Regnitz-Taluges vorkommenden Lydite mit einem von ihm **Moenedanuvius** genannten Fluss in das Regnitztal

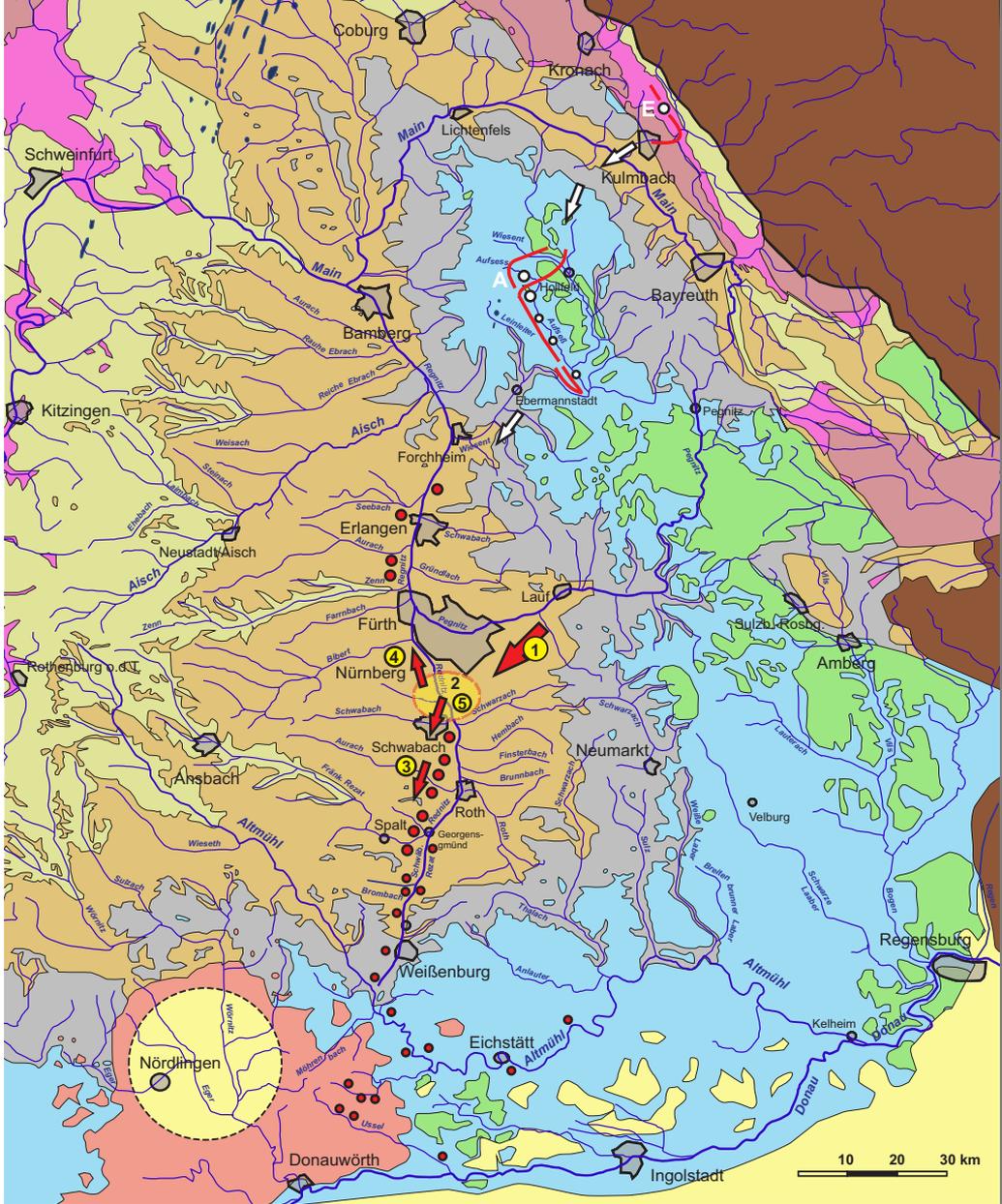


Abb. 2: Geologische Kartenskizze von NO-Bayern, vereinfacht nach der GK500, 4. Auflage (München 1996). Der Verlauf des Moenodanuvius nach Schirmer 2013 (nur Hauptfluss, hypothetische Nebenbäche wurden weggelassen). Demnach wäre der obersten Abschnitt des Moenodanuvius (rot markiert: Abschnitte mit Lyditfunden; weiße Kreise: Lyditvorkommen; weiße Pfeile: Fundlücken) subsequent zur Fränkischen Linie verlaufen: ein Schottervorkommen auf der Flur Espich (E) wird als unmittelbarer Beleg dafür gesehen. Die nächsten Lyditfunde sind westlich Hollfeld am Oberlauf der Aufseß (A) zu finden. Von dort ausgehend wird auch noch von vereinzelt Funden entlang des Unterlaufs der Aufseß berichtet (Schirmer 1985), doch der untere Abschnitt des Wiesenttals sowie der Mündungsbereich in das Regnitztal bei Forchheim sind frei von Lyditen. Diese setzen dann erst wieder nördlich Erlangen ein (siehe Hofbauer 2011), um aber erst im Raum Nürnberg dichtere Vorkommen zu bilden. Wir argumentieren hingegen für eine alternative Hypothese. Demnach wurden die Lydite auf einem nicht mehr nachweisbaren Weg in den Raum bei Greuth transportiert (roter Pfeil 1). Die einst umfangreicheren Ablagerungen (hypothetisch gelbes Feld 2) wurden dort in Silcrete-Bildungen einbezogen. Später (3) wurden Lydite und Silcrete-Reste von dort aus nach Süden verschwemmt, weit über die heutige Wasserscheide zur Altmühl hinaus (rote Kreise). Mit der Laufumkehr der Regnitz (wahrscheinlich erst im älteren Quartär) wurden Lydite und Silcrete-Reste nach Norden zurück verschleppt (4). Das kleine Vorkommen bei Greuth (5) ist der letzte, weitgehend unverschwemmt gebliebene Rest des einst größeren Vorkommens (2).

gekommen sein sollten. Dieser Moenodanuvius wäre quer über die Nördliche Alb verlaufen und – ähnlich wie heute die Wiesent – bei Forchheim in das Regnitztal gekommen und von da aus weiter nach Süden gelaufen (Abb. 2).

Eine Reise durch Australien im Jahr 2014 hat jedoch unserer Bild von Kieselkrusten (engl. **Silcrete**) dahingehend präzisiert, dass wir die Relikte aus Greuth nun nahezu mit Gewissheit auf eine solche Entstehung festlegen können. Der Umstand, dass in diese Silcretes auch Lydite eingebettet sind, zwingt dazu, den Weg der Frankwald-Gerölle ins Regnitz-Tal neu zu überdenken: **Die Zufuhr der bei Greuth liegenden Lydite muss das Bildungsgebiet dieser Silcretes berührt haben. Dieses Bildungsgebiet sollte auf der mit kreidezeitlichen Sanden bedeckten Albhochfläche gelegen haben, da in Begleitung der Silcrete auch zahlreiche, aus dem Weißen Jura wie der Kreide stammenden Komponenten zu finden sind. Da das Korngrößenspektrum wie die fehlende Sortierung der Silcretes jeglichen bedeutenderen Flußtransport ausschließen, muss dieses Bildungsgebiet bereits in der Nähe von Greuth gelegen haben. Ein Zufuhr der Lydite von Norden her durch das Regnitztal kann für dieses Vorkommen daher ausgeschlossen werden** (Abb. 1, 2).

2. Die „Lebersteine“ von Greuth

Der volkstümliche Begriff „Leberstein“ bezieht sich vor allem auf große Quarzit-Blöcke, die in Greuth durch eine intensive ockergelbe Limonitisierung auffallen. Diese Limonitisierung betrifft jedoch ein petrographisch breiteres Spektrum, so dass wir neben den **Lebersteinen im engeren Sinn** (die großen, limonitisierten Quarzit-Blöcke) auch die farblich so auffälligen **Lebersteine im weiteren Sinn** (alle intensiv limonitisierten Komponenten) betrachten müssen.

Lebersteine im weitere Sinn

Typ I – Gerölle aus dem Grundgebirge: Lydite, Quarze und andere

Diese Komponenten zeigen unterschiedlich intensive Limonitisierung. Während der dominierenden Anteil kräftig limonitisiert erscheint und sich der ockergelben Erscheinung der eigentlichen Lebersteine anschließt, trifft man einerseits auch auf nur schwach imprägnierte Komponenten, andererseits aber auf bis zur Unkenntlichkeit veränderte. Solange diese Imprägnation nicht bis zur Unkenntlichkeit fortgeschritten ist oder andere, noch weitergehende Umwandlungsprozesse erfolgt sind, lassen sich diese Gerölle zuverlässig aus dem Greuther Fundspektrum aussondern. Im Grunde handelt es sich dabei um drei unterschiedliche Komponenten:

Untertyp Ia – Lydite

Die Lydite können wiederum in den klobigen, unregelmäßig von hellen Quarzadern durchsetzten Typus und einen feinschichtigen, mitunter auch glasig hellen Typus unterschieden werden (Abb. 3). Letztere zeichnen sich durch eine zumeist deutlich erhaltene, „parallelepipedische“ Absonderung aus. Die-



Abb. 3: Lydite der Greuther Flur mit durchschnittlicher bis stärkerer Limonitisierung. Die mit (D) markierten Stücke zeigen Feinschichtung und parallelepipedische Absonderung und entsprechen dem devonischen Typus, (S) markiert einen der schwarzen Lydite, dessen ursprünglich weiße Quarzadern nun ockergelb erscheinen.

se Form ist insbesondere aus dem Devon der „Bayerischen Fazies“ des Frankenwaldes bekannt (als „Bayerische Fazies“ wird der nicht-metamorphe Rahmen der Münchberger Gneismasse bezeichnet). Ein weiteres, relativ sicheres Kennzeichen sind Drucklösungs-Suturen, die in der Regel auch bei stark umgewandelten Exemplaren noch erkennbar sind (siehe auch Abb. 23).

Extrem imprägnierte Typen können mitunter nur noch anhand solcher spezifischen Merkmale als ursprüngliche Frankenwald-Lydit identifiziert werden (Abb. 4)



Abb. 4: Extrem umgewandelter Lydit von Typus (D) mit noch deutlich erkennbarer parallelepipedischer Absonderung. Das Geröll ist durchgehend in **gebänderten Chalcedon (Achat)** umgewandelt, einige Lösungshohlräume sind mit kristallinem Quarz ausgefüllt.

Untertyp Ib – Grundgebirgsquarze

Diese Quarze unterscheiden sich von den aus den Keupersandsteinen kommenden Geröllen („Keuperquarze“) durch Größe, Rundungsgrad und Färbung (Abb. 5, 6). KRUMBECK (1927, S. 10) nannte die aus dem Grundgebirge stammenden Quarze „Fremdquarze“ und hat hierzu auch relativ zuverlässige Merkmale genannt:

„Die Keuperquarze sind mit verhältnismäßig wenigen Ausnahmen höchstens stark kantengerundet, Vollständig gerundete habe ich nur unter kleinstückigem Material und auch darin nur selten kennen gelernt. Eben sowenig sah ich unter ihrem stets buntgefärbtem Bestände die rostig-gelbbraune Verfärbung, welche einen großen Teil der Fremdquarze kennzeichnet. Demgegenüber liefern die



Abb. 5: Charakteristische Grundgebirgsquarze: die „Fremdquarze“ im Sinne von Krumbeck 1927. Aufsammlung von der Greuther Flur.

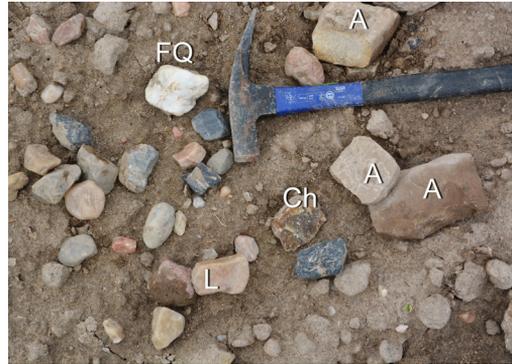


Abb. 6: Charakteristische Keuperquarze. Regnitz-Hochschotter südlich Erlangen, zwischen Steudach und Büchenbach. Rechts auch einige größere Stücke aus feinkörnigem, in der Regel plattig erhaltenem Angulatussandstein (A). FQ dürfte ein Fremdquarz im Sinne Krumbecks sein, L ein durch Flußtransport zerkleinerter Leberstein, CH ein charakteristischer bunter Keuper-Chalcedon.

Fremdquarze einen ziemlich hohen Hundertsatz stark gerollten, also mehr als kantengerundeten Gerollen und Geschieben, worunter vollständig gerundete, namentlich bei den kleineren, einen stattlichen Einschlag bilden. Zum Unterschiede von dem bunten Keupergeröll sind sie außerdem ganz vorwiegend hellgetönt oder durch Liegen in braun von eisenhaltigen Lösungen mehr oder minder gelbbraun verfärbt. Vielfach erscheinen sie auch stärker verwittert.“

Die Grundgebirgsquarze weisen deutlich größere Durchmesser als die Keuperquarze

auf, sind an der Oberfläche rau und stark geklüftet. Die Limonitisierung ist entlang Rissen und Klüften eingedrungen, und hat von da aus den ursprünglich weißen Quarz zumeist nur bereichsweise und ungleichmässig erfasst. Nur ein kleinerer Teil der Quarze zeigt eine gleichmässig intensive, durchgehende Verfärbung.

Auffällig ist auf den Greuther Flächen der geringe, ja nahezu fehlende Anteil an Keuperquarzen. Diese kleineren, bunten Quarze mit roten, gelben, auch bläulich-dunklen Farben sind weniger rundlich als eher asymmetrisch. Auf Flächen im Keuper sind sie im Grunde immer in gewissen Anteilen zu finden. So sind sie notwendig auch in den Schotter-Ablagerungen entlang der Regnitz angehäuft – auch in den hochgelegenen alten Schottern, die aus der Zeit der Südentwässerung stammen müssen. K. BERGER (1978) nennt in seiner Auszählung der Gerölle von Greuth keine Keuperquarze bzw. er hat die Quarze insgesamt nicht dahingehend differenziert. Seine Auszählung nennt lediglich „50% helle und rötliche Quarze“, was wir im Grunde bestätigen und in vollem Umfang auf die Grundgebirgsquarze beziehen können (Abb. 33). Ihr Zurücktreten auf den Greuther Fluren ist – neben der außergewöhnlichen Größe der Lebersteinkomponenten des Typs III – ein weiteres Indiz dafür, dass diese Ablagerung (nach der Limonitisierung und Krustenbildung!) keinen signifikanten Flustransport mehr erlebt hat. Die Flächen bei Greuth liegen im Bereich des Burgsandsteins, der gerade besonders reich an solchen bunten Keuperquarzen ist.

Allein die Quarze bilden schon die dominierende Fraktion auf den Feldern; zusammen mit den Lyditen prägen sie das Fundspektrum von Greuth noch deutlicher. Das ist allerdings nur nach Stückzahl so zu sehen, denn bedenkt man die Größe der eigentlichen Lebersteine (Typ III), kann man deren Anteil in Hinblick auf das Volumen bedeutend stärker gewichten.



Abb. 7: Quarzit mit Biotit-Lagen, wahrscheinliche Herkunft Münchberger Gneismasse. Fundort Greuth (Sammlung Goertz).

Untertyp Ic – Weitere Grundgebirgskomponenten

Im Vergleich zu den beiden anderen Untertypen sind weitere Gesteine aus dem Grundgebirge selten. So wurden bei unserer Auszählungsaktion im Oktober 2021 zwei Gerölle aus Quarz-Biotit-Gneis mit nur schwacher Limonitisierung gefunden (Abb. 7). Diese Komponenten können nur aus der Münchberger Gneismasse stammen. In diesem Zusammenhang sollte auch erwähnt werden, dass aus der Umgebung Nürnbergs einige weitere aus der Münchberger Gneismasse stammende Funde bekannt geworden sind. Besonders spektakulär ist dabei ein gerundeter Eklogitblock mit nahezu 20 cm Kantenlänge aus der Umgebung von Büchenbach bei Roth (HOFBAUER 2011, Abb. 5), sowie ein Granatamphibolit (ca. 12 cm Kantenlänge) von den Feldern bei Oberasbach (Sammlung Horst Prachar, Oberasbach).

Diese seltenen Funde könnten auf eine einst weiter über den Raum Greuth hinaus reichenden Geröllansammlung verweisen, die zugleich auch über den Bereich der Silcrete-Bildung hinweg gegangen sein dürfte. So sind ja auch schon bei Greuth die meisten Lydite und Grundgebirgsquarze ungeachtet ihrer überwiegend kräftigen lebersteinartigen Limonitisierung nicht direkt in die Silcretes eingebunden, sondern noch immer lose Gerölle. Zugleich betonen diese Funde

die Bedeutung der Münchberger Gneismasse und ihrer näheren Umgebung als Liefergebiet. Auch die Vorkommen der Lydite liegen ja ebenfalls überwiegend im nicht-metamorphen Rahmen der Gneismasse.

Typ II – Komponenten aus dem Jura

Hornsteine (häufig), verkieselte Schwämme (selten) und (noch seltener) sind verkieselte Korallen zu finden. Hornsteine sind auf den Hochflächen der Frankenalb weit verbreitet. Da sie mechanisch und chemisch robust sind, findet man sie nicht selten in Lesesteindecken konzentriert. Sie gelangen daher auch mit aus der Alb kommenden Flüssen in die tiefer liegende Umgebung, so dass Hornsteine auch entlang der Regnitz zu finden sind. Auf der Greuther Flur haben wir die Hornsteine bei unserer Auszählung unter „Lebersteine“ zusammengefasst. Aufgrund ihrer häufigen kugeligen Formen sind sie mitunter – rein äußerlich genommen – kaum von den ebenfalls rundlichen Lebersteinen des Typs III zu unterscheiden (Abb. 8).

Die Hornsteine bestehen im wesentlichen aus Chaledon, also aus einem sehr feinkörnigen, **kryptokristallinen** Gefüge. Es ist so fein, dass dieses Mineral makroskopisch nicht als kristallin, sondern homogen dicht erscheint:

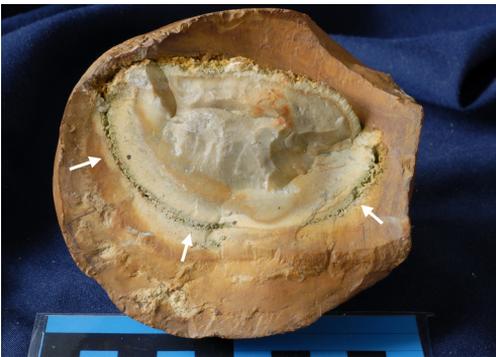


Abb. 8: Charakteristischer Jura-Hornstein, weitgehend aus Chaledon. Die Pfeile verweisen auf Struktur-Reste eines Schwamms. Der Fund von der Greuther Flur ist stark limonitisiert und kann, rein äußerlich betrachtet, kaum von den eigentlichen Lebersteinen unterschieden werden.

man kann – vorausgesetzt es liegt in reiner Form vor – daher auch keine glänzenden Kristallflächen entdecken. Die Bruchflächen sind vielmehr glatt oder schalig gekrümmt („muscheliger“ Bruch).

Die kryptokristalline Struktur des Chalcedons ermöglicht es, dass eine entsprechende Verkieselung auch feine Strukturen erhalten kann. Besonders erwähnenswert sind hier die im Zusammenhang mit den Lebersteinen auftretenden verkieselten **Korallen** (Abb. 9). Solche Funde sind in der näheren Region bisher von der Albhochfläche gar nicht bekannt geworden, sondern nur umgelagert auf der Greuther Flur nachgewiesen.



Abb. 9: Korallenstock aus dem Oberen Malm, stark limonitisiert (Leberstein-Charakter). Fund auf der Flur Greuth (Sammlung Reinhold Fischer, NHG Nürnberg). Man beachte die gute Erhaltung auch der feinen Strukturen.

Typ III – Große Quarzitböcke (eigentliche Lebersteine)

Dies sind die „Lebersteine“ im engeren Sinn und die visuell auffälligsten Komponenten auf den Greuther Feldern. Diese Auffälligkeit wird durch die ungewöhnliche Größe vieler Komponenten, sowie die oft rundlichen oder gar knolligen Formen und die glatt wirkende, intensiv ocker-gelbe Oberfläche verursacht. Der knollige Habitus lässt sich von den großen Blöcken bis hin zu kleineren Komponenten verfolgen (Abb. 10-12). Die Glätte könnte durch einen leichten, während der letzten Kaltzeiten verursachten Windschliff ver-

stärkt worden sein, dürfte aber im wesentlichen schon das Ergebnis der ursprünglichen Bildung unter Beteiligung eines Kieselsäuregels sein. Dies legen Vergleiche mit Knollenquarziten aus dem Braunschweiger Land nahe, die dieses Erscheinungsbild ebenfalls aufweisen und nicht an der Oberfläche dem



Abb. 10: Leberstein von der Greuther Flur mit charakteristischem knolligen Charakter (Sammlung Bruno Westhoven, NHG Nürnberg).



Abb. 11: Lebersteine von der Greuther Flur mit charakteristischem knolligen Charakter: auch kleinere Blöcke zeigen diesen Habitus. Der rundliche Block Mitte rechts könnte allerdings auch ein Jura-Hornstein sein.



Abb. 12: Lebersteine: kleinstückige Fraktion. Auch hier ist der knollige Habitus noch erkennbar. Fund: Flur Greuth.



Abb. 13: Knollenquarzit aus dem Tagebau Schöningen bei Helmstedt mit glatter limonitisierter Oberfläche. Analog dazu muss das knollig glatte Erscheinungsbild Greuther Quarzite nicht notwendig auf Windschliff zurückgehen.

Wind ausgesetzt waren (Abb. 13). Dennoch sind ein Teil der Lebersteine durch Windschliff zu markanten **Windkantern** überformt worden (Abb. 14). Krumbeck 1927 hat in diesem Zusammenhang auch von **Kantenblöcken** gesprochen). Über Windkanten aus dem Nürnberger Raum hat erstmals der Graf zu LEININGEN (1908) ausführlicher berichtet. Ein weiteres auffälliges wie weitgehend regelmässiges Merkmal dieses Leberstein-Typs ist die **ungleichmässige, nahezu schlierenartig erscheinende Limonitisierung**, wie sie besonders gut auf den glatten Oberflächen zu erkennen ist (Abb. 14). Schlägt man



Abb. 14: Leberstein aus Greuth mit ausgeprägtem Windschliff (Kantenblock). Zudem ist auf der glatten Oberfläche das „schlierig“ wirkende Muster unterschiedlicher Limonitisierung zu erkennen.

diese Gesteine auf, dann zeigt sich eine ungleichmäßige Textur: wir treffen auf ein Nebeneinander unterschiedlicher Korngrößen, wobei die braun-limonitisierten Bereiche aus einer feinstkörnigen braunen Matrix mit winzigem, darin eingelagertem Quarz bestehen (Abb. 15, 16). Diese kleinen, rundlich erscheinenden Quarze sind gerade noch mit der Lupe erkennbar. Sie zeigen keine reflektierenden Flächen, wirken stumpf-glasig und scheinen in dieser Matrix zu „schwimmen“. Dazwischen befinden sich zusammenhängende, aber unregelmäßig umgrenzte Bereiche aus hellem, nicht limonitisiertem Quarz, der deutlich größer als die in der limoniti-



Abb. 15: Leberstein, frisch angeschlagene Fläche: zwischen der limonitisierten feinkörnigen Fazies sind helle, makroskopisch aus Quarzkristallen gebildete Streifen zu sehen. Der rechteckig markierte Bereich entspricht dem Ausschnitt von Abb. 16.

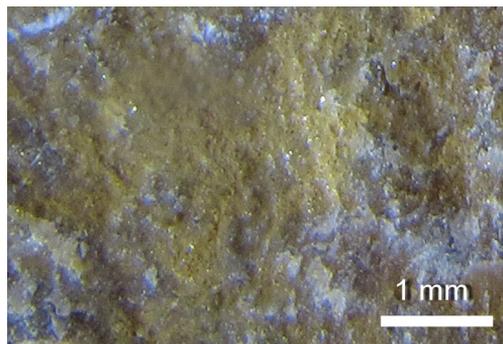


Abb. 16: Leberstein, frisch angeschlagene Fläche (Position siehe Rechteck Abb. 15). Vergrößerte Darstellung der beiden Fazies. In der limonitisierten feinkristallinen Matrix sind kleine Quarze eingestreut. Es ist unklar, ob es sich um Reste detritischer Körner oder um rekristallisierte Neubildungen handelt. Darüber bzw. daneben die aus weiß erscheinenden Quarzkristallen zusammengesetzten grobkörnigeren „Schlieren“ oder „Streifen“.

sierten Matrix eingebetteten Quarze ist und glänzende Kristallflächen zeigt.

Diese Blöcke sind sehr dicht und in der Regel frei von mit dem Auge erkennbaren Porositäten. Fossilien – oder auch von deren Auflösung herrührende Hohlformen, wurden darin nicht beobachtet. Gefüge-Spuren, die auf einen ursprünglichen sedimentären Ausgangszustand zurückgeführt werden können, sind ebenfalls nicht zu identifizieren.

Ähnliche Verkieselungen sind unter den Kreiderelikten der Albhochfläche östlich Nürnberg durchaus in kleineren Ansammlungen zu finden (Abb. 17, 18). Es sind aber zumeist nicht „perfekte“ Entsprechungen zu den Greuther Lebersteinen. Es fehlt das schlierig erscheinende Gefüge, das Gestein weist poröse Bereiche auf, oder die Oberflächenformen sind nicht so glatt. Solche Quarzite sind auch – zusammen mit Jura-Hornsteinen – von Flüssen in das Vorland der Alb transportiert worden.

An solchen umgelagerten Vorkommen lässt sich beobachten, welche fortgeschrittene Zurrundung diese Komponenten bereits nach Transportwegen von wenigen Kilometern erfahren und dann schon nicht mehr mit den großen Exemplaren aus dem unsortierten



Abb. 17: Feld mit großen, teilweise knolligen Quarziten. Ca. 500 m NE-lich Trautmannshofen (49,34905° N , 11,57332° E).

Spektrum von Greuth vergleichbar sind. Beispiele solcher von der Alb kommender Quarzite findet man umfangreich in den Schotterablagerungen NW-lich Berg und Meilenhofen (diese Schotter wurden von der aus der Alb kommenden Sulz und ihren Zuflüssen antransportiert – die Sulz wurde allerdings nach der Laufumkehr der Regnitz am Oberlauf von der Schwarzach her angezapft, so

dass die Schotter nun nominell über der regnitz-tributären Schwarzach liegen, Geologische Karte von Bayern, GK 6634 Altdorf).

Typ IV – Quarzite mehrphasiger oder heterogen-mehrphasiger Komposition (insgesamt nur ein kleiner Anteil von Zufallsfunden nach zahlreichen Begehungen)



Abb. 18: Quarzit-Block, Lok. siehe Abb. 16. Die Limonitisierung folgt hier eher Klüften, als dem streifenartigen Habitus der Greuther Lebersteine zu entsprechen. Die Oberfläche ist weniger glatt, zugleich sind randlich detritische Quarze in die kieselige Zementation mit einbezogen (Kreis).

Untertyp IV a – Petrographisch ähnlich Typ III, doch anhand von Gefüge-Merkmale (Brekzierung/Pseudobrekzierung) als mehrphasige Bildung erkennbar. Die Mehrphasigkeit solcher Krusten ist durch Unterschiede in der Limonitisierung erkennbar (Abb. 19).

Untertyp IV b – Polymikte Brekzien – mit Komponenten von Lyditen, älteren Krustenbildungen (limonitisiert oder gebleicht), aber überwiegend in limonitisierter Matrix

Bei unserer Auszählungs-Aktion wurden Komponenten dieser Art nicht angetroffen. Ihr statistischer Anteil ist zu vernachlässigen und wurde daher in den Balkendiagrammen der Auszählung (Abb. 33) nicht gesondert berücksichtigt und mit dem häufigsten Typus III zusammengefasst. Ungeachtet der geringen Fundhäufigkeit sind diese Proben für die Interpretation des Bildungsraum von großer Bedeutung. Hier finden sich Lydite in Vergesellschaftung mit den limonitisierten Kieselkrusten. Während die durchgehende Limonitisierung der Frankenwaldgerölle lediglich als Indiz für eine gemeinsame Limonitisierungs-Umgebung gelten kann, **belegt die Vergesellschaftung mit den limonitisierten Kieselkrusten unzweifelhaft einen mit diesen Krusten gemeinsamen Bildungsraum.**



Abb. 19: Zweiphasiger Leberstein: helle Silcrete-Komponenten „schwimmen“ in einer dunkleren Matrix.

Zugleich zeigen diese selteneren Fundstücke bis in Details Ähnlichkeiten mit **Silcretes** in **Australien** (Abb. 20-24). Die Mehrphasigkeit jener Bildung ist durch pseudobrekzierten Chalcedon belegt, der – wie das abgebildete Greuther Fundstück – im Kern der Brekzienkomponenten ebenfalls eine Limonitisierung bewahrt hat. Eine solche Pseudobrekzierung kann durch Aufreißen des Gefüges infolge eines zunehmenden Wasserverlustes der Kieselausfällung erfolgt sein. Nach der Pseudo-Brekzierung könnte – ausgehend von den Rissen – die sekundäre Bleichung der Komponenten erfolgt sein, bevor entlang der Risse erneut Limonitisierung eingetreten ist (die allerdings die Brekzienkomponenten nicht wieder „re-limonitisiert“ hat). Im Unterschied zur Probe aus Greuth ist der ursprüngliche Zusammenhang der Pseudobrekzien in der Ansicht aus Australien noch weitgehend erhalten. Diese Chalcedon-Pseudobrekzie wurde dort aber noch von einer grauen Chalcedon-Kruste ummantelt.

Die Gesteine des Typus IV sind eindeutig **Silcrete-Bildungen**. Dabei dürfte es sich um relativ oberflächennahe **pedogene Silcretes** handeln. Mit ihrer heterogenen Komposition, insbesondere der Verknüpfung mit den Frankenwald-Komponenten, dokumentieren sie eine Vielfalt, wie sie für eine einst mit Geröllen überschüttete Geländefläche



Abb. 20: Silcrete am Weg zu den Henbury-Kratern (Australien $24^{\circ}34'23''\text{S}/133^{\circ}07'22''\text{E}$) . Die Originalposition der Kruste ist im Hintergrund oben zu sehen. Vorne liegen die herabgestürzten Blöcke.

angenommen werden kann. Eindeutig detritischen Charakter können wir nur noch in Hinblick auf die Lydite nachweisen. Alle anderen Anteile sind soweit umgewandelt, dass ihr Ausgangszustand nicht mehr erkennbar ist.

Die Silcretes von Greuth sind aber nicht nur eine Folge mehrfacher Phasen an Krustenbil-

dung, sie zeugen auch von Anlösungs- und Auflösungsprozessen. Davon sind vor allem Chalcedone betroffen, die – ausgehend von Rissen – zerlegt und von einer feinkörnigen, limonitischen (Chalcedon-)Matrix verdrängt werden. Die derart fragmentierten und durch Anlösung zerkleinerten Chalcedone können so am Ende den Eindruck vortäuschen, es handle sich um detritische



Abb. 21: Silcrete (Lok- wie Abb. 20). Mehrphasige Kruste, mit pseudobrekziertem Chalcedon, dessen Komponenten im Zentrum Limonitreste aufweisen. Links eine graue Hülle aus Chalcedon.



Abb. 22: Silcrete, Lok. Greuth. Chalcedon-Komponenten mit limonitisieren Innenbereichen (Markierung: rote Pfeile), exakt wie das Beispiel aus Australien (Abb. 20). Die Grundmasse besteht aus unterschiedlich großen, weitgehend rundlichen Chalcedon-Stücken, die vermutlich durch Anlösung verkleinert wurden; v.a. kleinere Komponenten sind limonitisiert.

Quarze (Abb. 22-24, besonders deutlich Abb. 25). Von diesen Auflösungs- und Umwandlungsprozessen sind offensichtlich auch Lydite erfasst worden (Abb., 23, 24). In der Probe Abb. 26 scheinen die Lydite durch entlang von Rissen eindringende wie fortschreitende Anlösung pseudo-brekziert worden zu sein. Zudem macht die damit einher gehende Limonitisierung die Lyditfragmente mehr oder weniger unkenntlicher, wobei ein Teil davon bereits völlig unkenntlich geworden zu sein scheint und makroskopisch nicht mehr von der Matrix unterschieden werden kann. Es



Abb. 23: Silcrete, Lok. Greuth (gleiche Probe wie Abb. 22). Zwischen den Chalcedon-Komponenten ist ein Lydit eingebettet. Drucklösungs-Suturen (D) belegen dessen Herkunft aus dem Grundgebirge. Der Lydit ist randlich angelöst (siehe den kleinen Kreis, in dem ein winziges Lyditfragment isoliert ist). Auch einige der Chalcedone zeigen Anlösung (Pfeile).



Abb. 24: Silcrete, Lok. Greuth (gleiche Probe wie Abb. 22). Ein bereichsweise in weißen Chalcedon und Quarz umgewandelter Lydit. Entlang von Rissen arbeitet sich die limonitische Matrix vor: siehe auch die Chalcedon-Komponente rechts.

kann nicht einmal ausgeschlossen werden, dass es sich bei dieser Probe einst um ein einziges großes Lyditgeröll gehandelt haben könnte.

Während Proben des Typus IV zuverlässig als **pedogene Silcretes** gedeutet werden können, ist der in Greuth dominierende Typus III sicher ebenfalls eine Kieselausfällung. Dessen rundlicher bis mitunter auch knolliger Habitus erinnert an die in Braunkohle-Gruben auftretenden „Knollenquarzite“ (RÖHLING et al 2018). Ähnliche Sandsteine

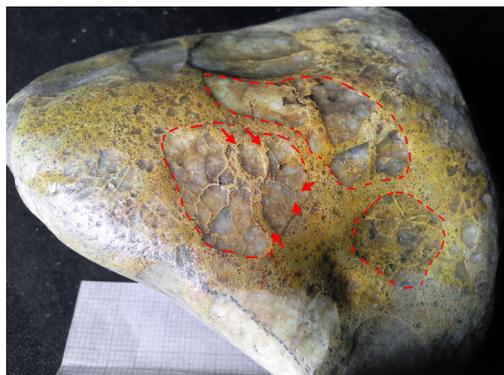


Abb. 25: Silcrete, Lok. Greuth. Chalcidone wird entlang von Rissen in die braune limonitisierte Grundmasse umgewandelt. Die derart zergliederten Chalcidone können in der Folge wie in eine Matrix aufgenommene detritische Quarze erscheinen.



Abb. 26: Silcrete, Lok. Greuth. Eine Lydit-Pseudobrekzie: oder vielleicht gar ein einziges großes Lyditgeröll (?): ist dabei, in eine limonitische Kieselmasse umgewandelt zu werden. Fortgeschritten umgewandelte Stücke haben sich farblich schon weitgehend der Matrix angenähert.

und Quarzite werden in Frankreich (Region Fontainebleau) als **Grundwasser-Silcretes** angesehen (THIRY et al 2015, MISSENERD et al 2017). Aus Australien werden zudem Profile beschrieben, in denen oberflächennahe pedogene Silcretes zur Tiefe hin in solche Grundwasser-Silcretes übergehen können (THIRY & MILNES 1991). Die bei Greuth liegenden Silcrete-Reste passen sehr gut zu einem solchen Muster, in dem ein oberes Stockwerk pedogener Silcretes (brekziös, mit Frankenwald-Schottern vermengt, mehrfache Lösung, Ausfällung und Aufbrechen mit



Abb. 27: Silcrete-Brekzie, aus unterschiedlich stark limonitisierten Komponenten, darunter auch kantige Lydit-Stücke. Die Matrix ist ausgebleicht, so wie auch einige Komponenten von den Rändern her -Lok. Greuth.



Abb. 28: Silcrete-Brekzie, aus unterschiedlich stark limonitisierten Komponenten, darunter auch kantige Lydit-Stücke. Die Matrix ist sehr stark ausgebleicht, das Gestein hat erheblich an Dichte verloren. Lok. Greuth.

Pseudobrekzierung, Typ IV) von einem relativ homogen geprägten, bedeutend umfangreicheren unteren Stockwerk mit tendenziell knolligen Grundwasser-Silcretes (Typ III) unterlagert gewesen sein kann.

Typ V – gebleichte Silcrete-Stücke
(insgesamt nur ein kleiner Anteil von Zufallsfunden nach zahlreichen Begehungen)
 Eine weitere, allerdings ebenfalls sehr seltene Fundgruppe bilden stark bis extrem gebleichte, mehrphasige Silcrete-Reste. Diese sind in der Regel brekziös und können wie der **Typ IV b** unterschiedliche Komponenten, und darunter auch Lydite, enthalten

(Abb. 27, 28) .Einige Funde waren extrem gebleicht und von einer spürbar die Dichte herabsetzenden Auslaugung betroffen. Während im Fall von Abb. 28 auch die Lydit-Komponenten von einer solchen die Dichte reduzierenden Auslaugung erfasst wurden, haben sie dennoch weitgehend ihre schwarze Farbe behalten.

Fazit: Mit hoher Wahrscheinlichkeit können wir den Ursprung des Greuther Vorkommen im Bereich der Alb annehmen: Silcrete-Bildung, Limonitisierung, der Anteil an Jura-Komponenten (Hornsteine, verkieselte Schwämme und vor allem die spektakulären silifizierten Korallen) sind in dieser Hinsicht aussagekräftige Indizien. Zugleich erfordern die Verkieselungsprozesse aber in der Regel einen oberflächennahen Grundwasserspiegel, und das in einem permeablen, also vor allem sandigen Grundwasserleiter. Solche Bedingungen sind mit der Heraushebung der Alb wie ihrer vom Lias- und Keupervorland her ausgehenden erosiven Unterschneidung verschwunden – letztmals dürften sie im Miozän möglich gewesen sein. Der Umstand, dass von dem Zufuhrweg der Lydite auf der heutigen Albhochfläche keinen Spuren mehr zu finden sind, deutet aber – zumindest was deren Anlieferung betrifft – auf noch ältere Zeiten: das denkbar günstigste Szenario wäre ein Zeitabschnitt, in dem eine Hebung des Grundgebirges entlang der Fränkischen Linie zu einer nach W/SW geneigten, rampenartigen Aufschüttung von Abtragungsmaterial führte. Je höher und mächtiger eine solche Rampe gewesen wäre, desto zuverlässiger könnten die Zeugnisse der Lyditanlieferung bei deren späteren Abtragung auch wieder unkenntlich geworden sein.

3. Anmerkung zum Terminus: Quarzite

Quarzit ist ein vielfach unklarer, da nicht scharf abgegrenzter Begriff. Dies rührt daher, dass Quarz-Gesteine auf unterschiedliche Weise entstehen können und deskriptive Be-

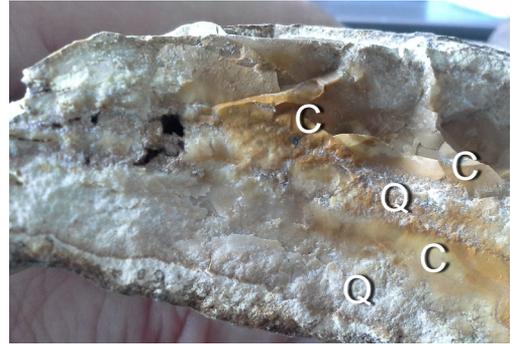


Abb. 29: Verkieselung mit unterschiedlichen Quarz-Modifikationen: (C) Chalcedon, (Q) feinkristalliner Quarz, möglicherweise auch Mikroquarz. Ein sedimentärer Ausgangsstatus ist nicht mehr erkennbar. Lok. Grafenbucher Forst (GK Blatt 6535 Alfeld).

griffe mit genetisch motivierten Unterscheidungen kollidieren. Quarz kann aus der Kristallisation eines Magmas, aus einer Umkristallisation im Festzustand (Metamorphose), oder als Ausfällung aus hydrothermalen oder gar normal temperierten wässrigen Lösungen stammen. Im letzteren Fall kann sich aus einer wässrigen Lösung von SiO_2 bei Übersättigung ein **Gel** bilden, aus dem zuerst oft **Opal**, und dann – unter weiterem Wasserverlust und beginnender kristallografischer Ordnung – **Chalcedon** entsteht.

Im Zuge der Kristallisation von Kieselsäure kann dann auch ein (noch immer sehr feinkörniges) Gefüge aus **Mikroquarz** entstehen. Das Gefüge solcher Gesteine ist in der Regel ungerichtet feinkörnig. Erscheinen die Bruchflächen des Kieselgesteins rau und sind noch keine glänzenden Kristallflächen erkennbar, könnte es sich um solchen Mikroquarz handeln (Abb. 29). Mit zunehmender Korngröße werden wir schließlich Kristalle und glänzende Kristallflächen erkennen können. Dabei müsste es sich dann um **Tiefquarz** (Bildungstemperatur unter 573°C) handeln.

Auch wenn der Begriff **Quarzit** im strengen petrographischen Sinne für metamorphe Gesteine reserviert ist (Vinx 2008: 415), wollen wir zusammen mit den meisten Geolo-

gen (siehe unten Meyer und Lehner) auch die in sedimentären Umgebungen entstandenen Quarz-Gesteine als solche bezeichnen. Zur Unterscheidung von metamorphen Quarziten können wir – entsprechend den angenommenen Bildungsumgebungen – von **Ausfällungs-Quarziten**, oder bei noch genauerer Kenntnis der Bildungsbedingungen, von **Krusten-Quarziten** sprechen. Diese Bezeichnungen mögen in der Fachterminologie nicht etabliert sein, können uns hier aber bei der Zuordnung hilfreich sein. Eine solche begriffliche Unterscheidung ist auch insofern sinnvoll, als unter den Geröllen des Regnitztals, wie auch bei Greuth, mitunter auch Quarzite gefunden werden, die aus dem Paläozoikum des Grundgebirge kommen und so eigentliche Quarzite, also **metamorphe** (oder zumindest **anchi-metamorphe**) Gesteine repräsentieren. Solche Grundgebirgs-Quarzite sind anhand ihrer Gefügeigenschaften (Ansätze von Schieferung, Verfallung) in der Regel ohne weiteres von den Krusten-Quarziten zu unterscheiden (siehe Abb. 7).

Im Gegensatz zu diesen aus einem Gel ausgefällten Quarz-Gesteinen gibt es auch aus Quarzen gebildete **klastische Sedimentgesteine**. In diesem Fall wurden die Quarzkristalle aber durch Fluß- oder Wind-Transport zumindest kantengerundet. Damit aus einem solchen Lockersediment ein Festgestein werden kann, müssen solche **detritischen Quarze** eine „Zementation“ genannte Kornbindung erfahren. Eine solche Zementation kann durch unterschiedliche, in den Kornzwischenräumen gewachsenen Minerale – und somit ebenfalls wiederum durch Quarz – erfolgen. Dies kann in allen Phasen der Diagenese erfolgen, also unter allen nicht-metamorphen Bedingungen, denen ein Sedimentationsraum nach seiner Entstehung ausgesetzt sein mag. Die Kieselsäure für eine solche Zementation kann von außen den Porenräumen zugeführt werden, bei stärkerer

Versenkung kann Quarz auch durch Drucklösung mobilisiert werden. Oder die Sande geraten in eine Umgebung, in der die Ausfällung von Kieselsäure sogar in größerem Umfang möglich ist.

Solange die mehr oder weniger zugerundeten detritischen Quarzkörner des Sandsteins und die – zumeist sehr kleinen Quarzkristalle des Zements gut unterscheidbar sind, haben wir kein Problem, einen solchen Sandstein als einen mit **Quarz zementierten (Quarz)-Sandstein** zu beschreiben. Doch es können dann bald auch Tücken auftreten: schon gerundeten Quarzkristalle können wieder zu kantigen Kristallen anwachsen. In einem solchen Fall könnte man das einen **rekristallisierten Sandstein** nennen, aber häufig wird wiederum von „Quarziten“ gesprochen. Gerät ein anfänglich poröses Ausgangsgestein in ein Milieu massiver Ausfällung oder Krustenbildung, kann der ursprüngliche, detritisch-sedimentäre Charakter schließlich völlig verwischt werden. Man steht dann vor dem Problem, weder den Ausgangszustand zu bestimmen noch eine Zuordnung zu einer bestimmten sedimentären Formation treffen zu können.

Das ist dann auch die Situation, vor der wir angesichts vieler auf der Alb bewahrten kreidezeitlichen Relikte stehen:

„Läßt sich bei diesen Grobquarziten zumindest noch leicht das Kreidealter erkennen (der Malm enthält keinen Quarz; tertiäre Quarzite sind bisher hier nicht nachgewiesen), so tut man sich beim Hauptkieselgestein, z.B. des Grafenbucher Forstes, schon schwerer. Es sind dies einerseits meist weiße, sehr harte, **glasig-dichte** Blöcke [Hervorhebg. GH – siehe auch Abb. 30], die erst unter dem Mikroskop ihren Feinsandgehalt verraten und sich dadurch von den Kieselknollen des tafelbankigen Obermalm-Dolomits unterscheiden (letztere sind auch meist an den dunklen, tuberculolithischen Flecken zu erkennen). Andererseits tritt auch eine ebenso harte und helle feinporöse Varietät auf

mit kleinsten Hohlräumen, wahrscheinlich durch Herauslösung von feinsten kalkigen Schalen oder Fossilenschutt. Auch sie enthält meist noch feinsten Quarzsand und gehört daher in die Kreide“ (MEYER, 1983, 72 f.). Meyer kann in seinen Urteilen auch auf die frühen Beobachtungen Lehnerts zurückgreifen. Er zitiert diesen (LEHNER 1935: 423) in Hinblick auf die Erscheinungsvielfalt weiterer kieseliger Gesteine: „Die Relikte zeigen häufig plattige oder bankige Beschaffenheit, sie bilden also ursprünglich in der anstehenden Schicht nicht nur einzelne Knollen, sondern ganze Lagen und Bänke. Durch Zurücktreten des sandigen Materials gehen die Quarzitsandsteine in sandige Quarzite und

reine Quarzite über. Die Größe der Quarzkörner nimmt dabei allmählich ab oder eine hornsteinartige Grundmasse enthält einzelne größere Quarzkörner. Die Farben der Relikte wechseln infolge der langen Verwitterung, der sie ausgesetzt waren, stark von weiß über graubraun bis gelb und rötlich.« [LEHNER IN MEYER 1983, p. 72f.]

Die Vielfalt der kreidezeitlichen Relikte hat den Geologen offensichtlich Schwierigkeiten bereitet und auch begriffliche Herausforderungen mit sich gebracht. So gibt es Kieselgesteine mit Assoziationen unterschiedlicher Kieselsäure-Modifikationen (Abb. 29) oder die bereits angeprochene, als „glasiger“ Quarzit bezeichnete Fazies (Abb. 29). In diesem zweiten Fall können auch Reste von Fossilien zu finden sein, die die Herkunft aus kreidezeitlichen Sedimenten belegen.

Eine am Ende noch besonders erwähnenswerte kieselreiche Formation sind die in der ersten Transgressionsphase des Oberkreidemeers abgelagerten **Reinhausener Schichten** (Unterturon). Dabei handelt es sich ursprünglich um eine an Kieselschwämmen reiche Karbonatfazies. Die spätere Herauslösung des Karbonats sowie die Rekristallisation zu Mikroquarz haben ein sehr poröses Gefüge hinterlassen. Auch weggelöste Schalen kleiner Fossilien (u.a. Exogyren, Foraminiferen) tragen zu dieser Porosität bei. Aufgrund des dadurch verursachten geringen spezifischen Gewichts ist das Gestein auch im Gelände leicht zu identifizieren. Diese bereits umgewandelte Form wurde als **Amberger Tripel** gesammelt oder abgebaut und vor allem als Putzmittel verwendet (MITTERER 2015). Die Steine bilden im Bereich der Formation auf den Feldern oft Lesedecken. Doch die geringe Festigkeit unterbindet weite Umlagerung und anhaltende Schutt-Akkumulation, so dass Lesesteine außerhalb der Formationsverbreitung eher selten sind. Allerdings können die porösen Tripelbrocken in dichtere, härtere Verkieselungen übergehen, die dann durchaus auch weitere Umla-



Abb. 30/31: Verkieselung mit unterschiedlichen Quarz-Modifikationen und „glasig-dichten“ Partien. Stellenweise sind noch detritische Quarze zu erahnen, wobei aber der sedimentäre Ausgangsstatus durch Steinkerne und Abdrücke von Fossilien außer Frage steht. Die durch die weggelösten Schalen gebildeten Hohlräume sind dabei offen geblieben. Lok. Grafenbucher Forst.

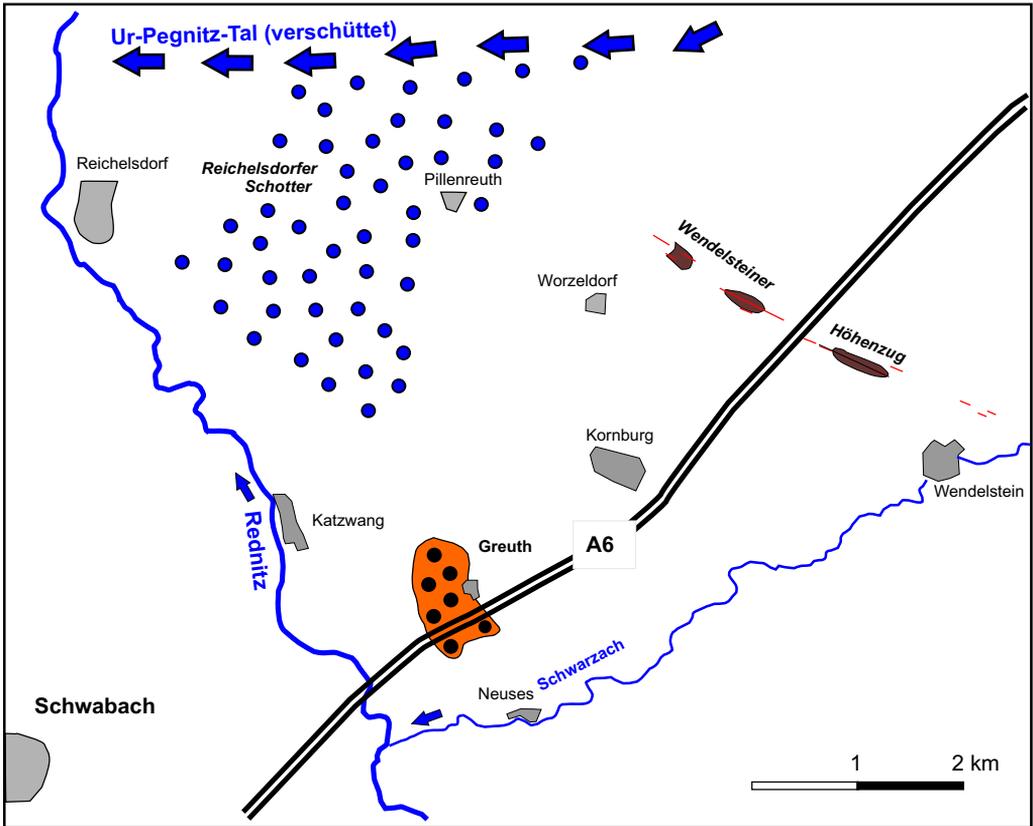


Abb. 32: Das Greuther Leberstein-Vorkommen ist auf die kleinen Feldflächen in unmittelbarer Nachbarschaft von Greuth konzentriert. Es zeigt keine Vermischung mit den von der Pegnitz herangeführten **Reichelsdorfer Schottern**, noch den Schottern entlang des Regnitztals, die sich durch reichlich Keuper- und Liaskomponenten unterscheiden. Auch mit den Ablagerungen im Mündungsbereich der Schwarzach besteht bei Greuth keine Vermischung. Kantige, quarzitisch zementierte **Keuperblöcke**, die sich mit ihrer dunkelbraunen Kruste von den Lebersteinen abheben, könnten aus dem Bereich des Wendelsteiner Höhenzuges stammen. Dort sind in den Keupersandsteinen Quarz-Zementierungen nachgewiesen, die jedoch als aszendend-hydrothermal interpretiert werden.

gerungen überstehen können. So finden wir auch bei Greuth auch immer wieder solche Tripel-Stücke (Abb. 31).

Fazit: Die Vielfalt der auf der Alb vorkommenden Oberkreide-Relikte steht im Gegensatz zu der bei Greuth gegebenen Konzentration auf den Leberstein-Typus III. Zwar können wir bei Greuth auch alle weiteren Relikte aus dem Spektrum der auch heute noch auf der Alb vorkommenden Kreiderelikte finden – diese bilden dort aber Vergleich zu den Lebersteinen Typ III nur einen geringen Anteil der Komponenten.

4. Das Vorkommen bei Greuth – und die „Greuther Terrasse“ der Flussgeschichtsforschung

Das Vorkommen von Greuth liegt nur etwa 2 km NE-lich der Mündung der Schwarzach in die Rednitz. Obwohl in diesem Mündungsbereich in der letzten Kaltzeit eine etwa 1 km breite Niederterrasse (in den GK25 auch „Hauptterrasse“) aufgeschüttet wurde, ist das Vorkommen von Greuth völlig unberührt von einer Schotterzufuhr seitens der Schwarzach. Das trifft ebenfalls für die nach Norden in Richtung Katzwang und Reichelsdorf anschließenden „Reichelsdorfer

Schotter“ zu, die als Ablagerung einer einstigen, noch nach Süden orientierten Pegnitz gelten können (SPÖCKER 1964, 1973). Diese Schotter zeigen ebenfalls eine deutlich von Greuth unterscheidbare Charakteristik: Sie führen weder Grundgebirgskomponenten, noch sind dort Lebersteine der Typen IV/V enthalten. Vereinzelt sortierte und zugerundete Verkieselungen können dem Typus III ähnlich sein, sind aber wahrscheinlich von den vielen auf der Alb vorkommenden Quarzit-Modifikationen herzuleiten.

So finden wir die von uns hier beschriebenen Gesteine nur auf einem etwa gut 1 km langen, N-verlaufenden Streifen unmittelbar östlich Greuth, in einer Breite von nur etwa 600 m (Abb. 32). Die genaue Mächtigkeit ist nicht bekannt, scheint aber beträchtlich sein. Trotz jahrhundertelanger Entnahme von Lebersteinen und dem Herauszuklauben störender Blöcke seitens der Landwirte ist dem Vorkommen keine Erschöpfung anzusehen. Den beträchtlichen Anteil von dunkelbraun limonitisierter wie mit Quarz zementierter Keupersandsteinblöcke (Abb. 1) leiten wir nicht aus dem unmittelbaren Untergrund, sondern aus der Umgebung des nur weniger als 5 km weit entfernten Worzeldorf-Wendelsteiner Höhenzug ab. Dort wurde (und wird im Holsten-Bruch noch) in Steinbrüchen die sekundär mit Quarz zement gefestigte Fazies des Burgsandsteins als Werkstein gewonnen. Die räumliche Nähe dieser Quarzausfällungen am Wendelsteiner Höhenzug ist bemerkenswert, wird dort aber als aszendend-hydrothermal angesehen (SOBOTT & KOCH 2009). Der Frage, ob nicht doch vielleicht eine genetische Beziehung bestehen könnte, wäre vielleicht eine gesonderte Studie wert.

Die um die kleine Ortschaft Greuth gelegenen Schotter werden seit RÜCKERT (1933) als Teil einer der Terrassen angesehen, die wegen ihrer Führung von Frankenwald-Geröl-

len („Lydite“) als Zeugnisse der ehemaligen Südentwässerung des Rezat-Regnitz-Systems gelten können. Rückert untergliederte diese Ablagerungen in drei Niveaus, die er – von oben nach unten – als **Pleinfelder**, **Büchenbacher** und **Greuther Terrasse** bezeichnete. BRUNNACKER (1967) unterteilte die Büchenbacher Terrasse dann nochmals in eine Obere und Untere, was von TILLMANN (1977) im Grunde übernommen wurde. Tillmanns war es aber auch, der die Strenge der Terrassengliederung lockerte und sie in **Terrassengruppen** auflöste, in denen die einzelnen Vorkommen über weiter gestreute vertikale Niveaus zu finden sind. Die Ablagerung dieser Terrassengruppen wie die Zufuhr der Lydite wurden von Tillmanns – in Tradition mit den vorangehenden Arbeiten – ins Pleistozän eingestuft.

Der Nachweis einer **präriesischen** „Urmain“-Rinne zwischen Roth und Treuchtlingen durch G. BERGER (2010) stellt die Eingliederung der Terrassengruppen in das Plio-/Pleistozän grundlegend in Frage. Der Ries-Impakt wurde von BUCHNER et al. (2013) radiometrisch auf etwa 14,8 Ma datiert, die Urmain-Rinne wurde bereits zur Zeit des Übergangs der Säugetierzonen MN4/MN5, also vor ca. 17 Ma wieder verfüllt. Da sich in dieser Miozän-zeitlichen Verfüllung auch Lydite und Gerölle von Lebersteinen finden, ist damit in jedem Fall die Anlage des nach Süden orientierten Talzuges und auch eine mögliche Herkunft von dem Greuther Leberstein-Vorkommen schon **vor dieser Verfüllung** dokumentiert (Abb. 34). Erst vor wenigen Jahren konnte wiederum G. BERGER (2016) unweit südlich der heutigen Wasserscheide zur Altmühl (bei Dietfurt) sogar fossilführende Sedimente aus dem Oligozän nachweisen. Damit ist für die Zeit vor etwa 33 Ma bereits ein dem heutigen Talgrund nahes Eintiefungsniveau belegt. Auch wenn in diesen von ihm als limnofluviatil angesehenen Sedimenten keine Lydite gefunden wur-

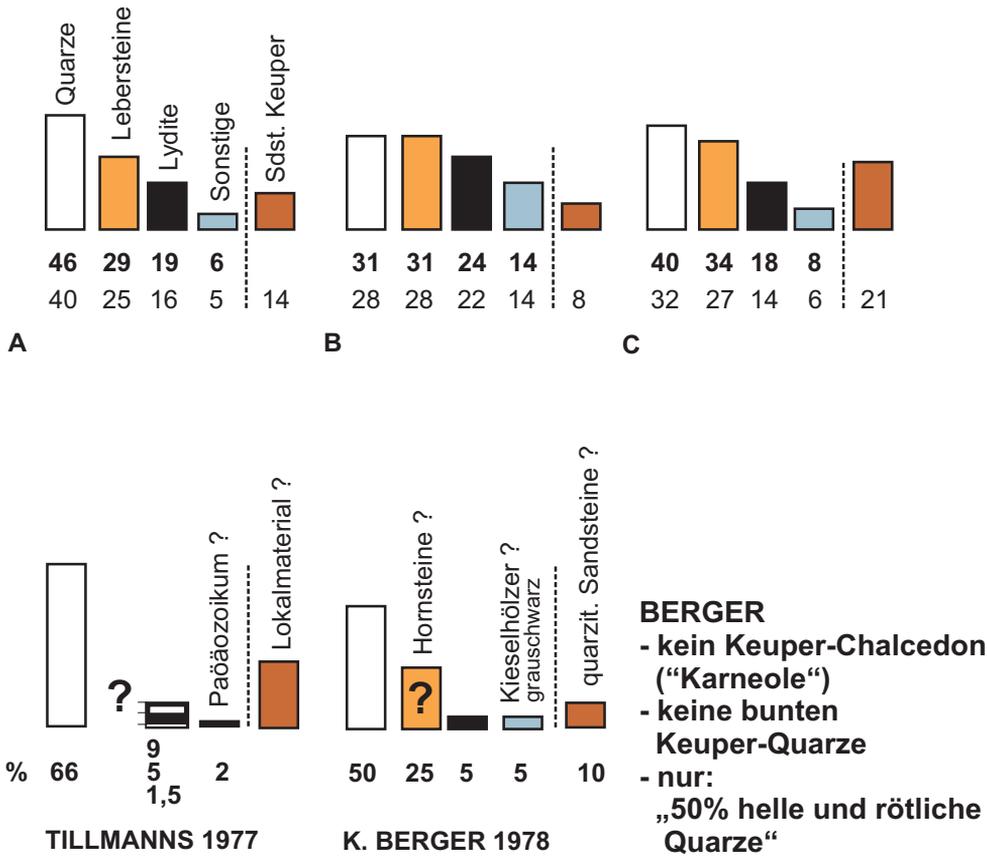


Abb. 33: Oben: Auszählung von drei Segmenten der Greuther Flur vom 16.10.2021 (die unteren, nicht fett gedruckten Daten entsprechen dem Prozentanteil unter Berücksichtigung der erst später zu dem Vorkommen gelangten Keuperblöcke. Unten die Auszählungen von TILLMANN'S 1977 (ohne präzise Lokalitätsangaben pauschal für die Greuther Terrasse; bzw. die Lyditanteile im zentralen und peripheren Bereich, also 9 bzw. nur 1,5%) und K. Berger für die Greuther Flur (Berger unterscheidet nicht explizit zwischen Grundgebirgs- und Keuperquarzen): Diskussion im Text.

den, ist angesichts dieser tiefen Vorflut-Basis die Anlage einer darauf zulaufenden Regnitz schon in dieser Zeit denkbar geworden.

Schirmer, der die Lydit führenden Schotter des Rezat-Regnitz-Tals mit den schon seit KRUMBECK (1927) bekannten und bei der Kartierung der GK Hollfeld (Geol. Landesamt, MEYER 1972) erweiterten Lyditvorkommen auf der Nördlichen Frankenalb verknüpft hat, kann sein **Moenodanuvius**-Modell mit der von G. Berger diagnostizier-

ten „Urmain“-Rinne in Einklang bringen, folgt aber nicht dessen als „präriesisch“ beurteilten Einstufung (SCHIRMER 2013). Er sieht das Alter der Verfüllung als postriesisch an, ein Konflikt, der aus einer Datierung impakt-geschockter Quarze aus der Graupensandrinne, einer fluviatilen Ablagerung am Nordrand des Molassebeckens herrührt (BUCHNER et al 2003). Diese Datierungskontroverse ist bis heute nicht entschieden – ihr muss hier aber nicht weiter nachgegangen werden. Selbst wenn die Verfüllung

der Urmain-Rinne postriesisch wäre, würde das ihr Alter nur um 2-3 Millionen Jahre verschieben und das hier von uns vorgebrachte Modell nicht in ein grundsätzlich anderes Licht rücken.

Von Bedeutung ist hingegen die gemeinsam von G.Berger wie Schirmer vertretene Ansicht, dass die Lyditanlieferung in das Regnitztal schon im Miozän erfolgte – sei sie nun prä- oder postriesisch. Die in diesem Zusammenhang angelieferten Lydite (und Leberstein-Komponenten) **könnten** in der Folge nur noch kleinräumig verlagert worden sein und sich, neben der teilweisen Einarbeitung in die Rinnenfüllung, im folgenden auch auf umgebenden Flächen gesammelt haben. **Diese als plio-/pleistozäne Terrassenniveaus interpretierten Flächen müssten dann gar nicht mehr mit der ursprünglich weiträumigen (!) Anlieferung von Lydite aus dem Frankenwald in zeitlicher Beziehung stehen.**

Beginnt man in sich mit der zu dieser Terrassengliederung führenden Forschungsgeschichte zu beschäftigen, dann könnte man von der Annahme ausgehen, das Gesteinsvorkommen von Greuth wäre als *locus typicus* für die „Greuther Terrasse“ angesehen worden. Das scheint aber weniger in Hinblick auf die Komposition der dort liegenden „Schotter“, als vielmehr in Bezug auf das dort weitflächig vorliegende, das Regnitztal säumende Geländeniveau gewesen zu sein. TILLMANNS (1977) macht zwei leicht unterschiedliche Angaben zur Greuther Schottergruppe, die sich deutlich von unserer bei Greuth vorgenommenen Auszählung unterscheidet. Zum einen nennt er eine „mittlere Zusammensetzung „von 66% Quarz, 5% Lydit, 2% Paläozoikum und 27% Lokalmaterial“, wobei er auf einen deutlichen Unterschied zur Oberen und Unteren Büchenbacher wie auch der Pleinfelder Schottergruppe hinweist, in denen die Lydit-

anteile geringer sind (S. 72). Eine zweite Angabe (S. 83) beziffert die Lyditgehalte in den „zentral zum Rezat-Rednitz-Regnitz-Talzug gelegenen Schottern“ auf 9%, in der nicht näher lokalisierten „Randfazies“ liegt der Lyditgehalt im Durchschnitt jedoch nur bei etwa 1,5% (Abb. 33).

In der Schotter-Auszählung von TILLMANNS (1977) suchen wir vergeblich nach den „Lebersteinen“. Diese sind in seiner Statistik nicht zu finden, und es gibt auch keine andere ausgezählte Gesteinsgruppe, der sie von uns im Nachhinein mit Gewissheit zugeordnet werden könnte. Eine weitere Auszählung findet man in den Erläuterungen zu GK50 Nürnberg – Fürth – Erlangen (K. BERGER 1978, p. 86): „50% helle und rötliche Quarze, 25% Hornsteine, 10% quarzitisches Sandsteine, 5% Kieselhölzer grauschwarz, 5 % Lydite“ (Abb. 33). Die offensichtlichen Differenzen zwischen Berger und Tillmanns sind auch petrografischer bzw. nomenklatorischer Art. Offenbar sind sich auch Fachgeologen bei der Benennung von Gesteinen nicht einig. Dennoch lässt sich die Auszählung Bergers schon eher mit unseren Daten vergleichen – es bleibt aber unklar, ob und wo er die von uns als „Lebersteine“ (im wesentlichen der Typ III) ausgezählten Komponenten zugeordnet hat – wenn ja, dann könnte das nur unter „Hornsteine“ oder „quarzitisches Sandsteine“ sein. Sehr merkwürdig erscheint uns bei beiden Autoren auch der geringe Anteil an Lyditen.

Tatsache ist in jedem Fall, dass im Zusammenhang mit der Rekonstruktion der Regnitztal-Entwicklung das Leberstein-Vorkommen bei Greuth nicht in seiner besonderen Komposition und Herkunft wahrgenommen wurde. So konnten auch weitere mit diesem Vorkommen verknüpfte Aspekte – wie die ungewöhnliche Größe und Assoziation der Komponenten – nicht in die Diskussion der Flussgeschichte aufgenommen werden.

5. Das singuläre Vorkommen von Greuth und der Weg der Lydite ins Regnitztal

Akzeptiert man die hier vorgelegte Interpretation von der Silcrete-Bildung der Lebersteine und der Beteiligung der Lydite, dann ergibt sich daraus ein neuer, bisher noch nicht erwogener Ansatz über die Zufuhr von Frankenwald-Geröllen in das Regnitztal.

Da die Greuther Lydite genetisch mit den Silcrete-Bildungen verknüpft sind, können sie nicht über das Regnitztal gekommen sein. Die gemeinsame Verkieselung muss nahe der späteren Ortschaft Greuth auf einem ursprünglich höheren Niveau erfolgt sein. Die dort fehlende Sortierung der Lebersteine schließt eine weitere fluviatile Umlagerung aus. Doch umgekehrt könnten die im Regnitztal nachweisbaren Lydite aus dem Vorkommen bei Greuth stammen, vor allem wenn man dessen ursprünglichen Umfang etwas weiträumiger ansetzt. In diesem Fall wäre das Vorkommen von Greuth nur der Rest eines einst größeren, durch weitere fluviatile Verschwemmung entlang des Regnitztals reduzierten Geröll- und Leberstein-Lagers.

Eine solche Hypothese lässt sich testen: würden die Lydite entlang des Regnitztals auch von Leberstein-Geröllen (und eventuell auch noch zugerundeten kleineren Blöcken dieser Art) begleitet, wäre das eine plausible Bestätigung – nach unseren Beobachtungen ist das der Fall. In dieser Hinsicht ist insbesondere die „Urmain“-Rinne von Bedeutung, deren Verschüttung von G. BERGER (2010) anhand der bei Georgensgmünd überlieferten Fossilien in das Miozän gestellt wurde. In den Sedimenten, die diese Rinne füllen, sind stark limonitisierte Lydite und auch Gerölle von Lebersteinen (Typus III) zu finden (Abb. 34). Das mag vielleicht noch kein endgültiger Beweis, aber zumindest ein wichtiger, richtungsweisender Beleg sein. Lebersteinfunde im Zusammenhang mit Lydite führenden Schottern westlich Erlangen könnten wie-



Abb. 34: Verschüttete „Urmain-Rinne“, kartiert von G. Berger. Eingekreist: Lebersteine. In dem Bild nicht deutlich erkennbar sind Lydite, Grundgebirgsquarze und zahlreiche Keuperquarze. Dank an G. Berger für den Hinweis sowie den gemeinsamen Besuch dieser Lokalität!

derum nach Norden (rück-)verschleppte Exemplare sein (vgl. Abb. 6).

Fazit: Der Weg der Lydite ins Regnitztal (siehe auch Abb. 2)

(1) Die Lydite sind demnach zuerst über die Albhochfläche in die Nähe des später entstandenen Ortes Greuth transportiert worden. Es gibt zwischen Greuth und dem Grundgebirge keine Lyditfunde, die eine genauere Rekonstruktion des Lieferweges ermöglichen würden. Das kann als Ausdruck einer hohen Verschüttung der Alb sowie eines relativ gefällsstarke Lieferwegs gesehen werden. Mit dem Abbau einer solchen Aufschüttung kann die spurlose Auflösung aller Spuren eines solchen Zulieferers erfolgt sein.

(2) Der Aufschüttungsbereich wird zu einem Teil von Verkieselungsprozessen erfasst. Dies kann im ursprünglichen Niveau der Anlieferung, oder aber auch nach einer weiteren Verlagerung der Gerölle in tiefere Niveaus erfolgt sein. Schließlich wurden ein Teil der Lydite in pedogene Silcretes (typ IV/V) eingelagert, während ein tieferer geröllfreier und sandiger Bereich die homogenere Fazies

der Grundwasser-Silcretes (Typ III) hervorbrachte. Mit einsetzender Unterschneidung der Albhochfläche wurden die Silcretes fragmentiert und – vermutlich in mehreren Schritten – nach unten projiziert.

(3) Die Gerölle werden spätestens im Zuge der Eintiefung von G.Bergers „Urmain-Rinne“ nach Süden verschleppt. Im Süden verlief das Tal östlich des späteren Rieskraters in das Molassebecken. Gleich ob die Verfüllung dieser Rinne prä- oder postriesisch war – die Lydit- und Leberstein-Anlieferung ist spätestens für diese Zeit dokumentiert (Abb. 34).

(4) Laufumkehr der Regnitz (vermutlich im älteren Pleistozän). Rück-Verschleppung der Gerölle nach Norden. Die Gerölle wurden dabei bis nördlich Erlangen (Baiersdorf) verstreut. Diese Rückverschleppung scheint im Raum Erlangen auf dem Niveau ca. 40 m über Tal eingesetzt zu haben. Die gesamte Laufstrecke der Regnitz wird allerdings von einer Hebung der Südalb und einer relativen Absenkung im Raum Erlangen-Nürnberg begleitet (HOFBAUER 2011).

(5) Die bei Greuth erhaltenen Lydite und Lebersteine sind der fluviatil unverschleppt verbliebene Rest eines einst in dieses Niveau herunter projizierten, räumlich umfangreicheren Vorkommens.

6. Kritische Punkte des Moenodanuvius-Modells

Unsere neues Modell zur Lyditanlieferung ins Regnitztal hat – in der Folge unvermeidlich – die Frage aufgeworfen, ob der Moenodanuvius von SCHIRMER (1984-2012) dazu als ergänzendes oder eher auszuschließendes Modell gesehen werden kann.

Vorneweg: Es bedarf nicht der Lydite eines *Moendanuvius*, um deren Anwesenheit entlang der Regnitz zu begründen. Allein ein ursprünglich umfangreicheres Greuther Vorkommen könnte die Quelle dafür gewesen

sein. Nimmt man „Ockhams Rasiermesser“ (keine unnötige Vermehrung oder Verkomplizierung von Hypothesen), dann könnte der *Moenodanuvius* als eine solche unnötige Vermehrung erscheinen. Doch ein Konzept, das unsere Vorstellungen nahezu vierzig Jahre bestimmt hat und auch von uns selbst so lange geschätzt wurde, verdient in jedem Fall nicht nur Würdigung, sondern in einer solchen Situation auch eine ernsthafte Wiederbegutachtung. Während Indizien in einer Situation, in der es überhaupt keine guten Argumente für irgendeine alternative Hypothese gibt, als empirische Anker leicht eine Überbewertung erfahren können, rücken angesichts einer solchen alternativen Hypothese mögliche Schwächen und Unsicherheiten stärker in den Fokus.

Im Zuge mehrerer Exkursionen der NHG Nürnberg haben wir Schlüsselgebiete des *Moenodanuvius* aufgesucht und folgende kritischen Aspekte beobachtet.

(1) Zentrales Argument für einen *Moendanuvius* sind die Lyditfunde an der oberen Aufseß. Diese sind allerdings vor allem an der Grenzfläche Jura/Kreide konzentriert. Die Gerölle finden sich dort durchweg im Verband mit ungerundeten Erztrümmern und Resten verkieselter Gesteine (die keine Ähnlichkeit mit dem Greuther Typus haben!). Dieser Verband deutet darauf hin, dass die Lydite nicht von einem auf dieser Grenzfläche laufenden Fluss dahin transportiert wurden, sondern aus einer darüber lagernden Decke von Sedimenten auf diese schon durch die Erze markierte Grenzfläche projiziert worden sein könnten.

(2) Hoch über der Aufseß finden sich auch weiter nach Süden (Raum Wüstenstein) Vererbungen, die als hoch gelegene, alte Talreste des *Moenodanuvius* gedeutet werden können (SCHIRMER 1985, Halt 5a, 5b). Vereinzelt Lyditfunde werden als zusätzlicher Beleg für diesen Abfluss gesehen, könnten aber auch von den weiter flussaufwärts auf

der Kreide/Jura-Grenzfläche gelegenen Vorkommen abwärts verschleppt worden sein.

(3) Dies könnte zugleich aber auch die Erklärung dafür sein, dass die Funde im weiteren Verlauf des Tals ausdünnen. Entlang des unteren Wiesenttals fehlen jegliche Funde, sowie auch im Bereich der vermuteten Einmündung des *Moenedanuvius* in das Regnitztal südlich Forchheim. Dabei könnte man gerade in einem solchen Mündungsbereich besonders umfangreiche Schotterablagerungen erwarten. Tatsächlich sind die erste Funde bei Baiersdorf aber nur sehr spärlich, und nehmen weiter nach Süden hin erst nur leicht zu – bis schließlich südlich um Nürnberg, bzw. bei Greuth und südlich anschließend, nahezu sprunghaft höhere Konzentrationen zu finden sind.

(4) Der Oberlauf der Aufseß ist nach OSO zum Oberlauf der Wiesent bei Hollfeld hin orientiert. Der nach Süden orientierte Unterlauf (unterhalb des Knies bei Drosendorf) zeigt kein weiter ausgreifendes, ihm zugeordnetes System an Zuflüssen. Stattdessen schneidet er ebenfalls nach Osten zur Wiesent orientierte – heute als Trockentäler vorliegende – Entwässerungslinien.

Dieser Abschnitt der Aufseß hat es offensichtlich nicht vermocht, sich ein weiter ausgreifendes eigenes Einzugssystem zu schaffen. Das steht in deutlichem Widerspruch zu einer Tallinie, die über lange Zeit einem größeren Fluss – wie dem angenommenen Moenedanuvius – Raum gegeben haben soll. Wir interpretieren den Unterlauf der Aufseß hingegen als einen erst in jüngerer geologischer Vergangenheit entstandenen Abschnitt, der durch eine von Süden nach Norden rückschreitende Anzapfung erfolgt ist.

(5) Es herrschen unterschiedliche Vorstellungen über den zeitlichen Verlauf der Abtragung der auf der Albhochfläche liegenden Kreidesedimente (PETEREK 2008, SCHIRMER 2008). Da keine Karstfüllungen und Fossilien aus dem Tertiär bekannt sind, wird von vielen Karstforschern eine bis zum Ende des

Pliozän existierende Plombierung mit Kreidesedimenten angenommen. Der Moenedanuvius wäre in jener Zeit aber im Bereich der Aufseß schon an der Grenzfläche zum Weißjura, bzw. gar schon in diese eingeschnitten verlaufen.

(6) Die Synthese des rekonstruierten Moenedanuvius-Verlaufs aus mehreren, auch von längeren Fundlücken getrennten Bereichen ist nicht durch Altersdaten abgestützt und könnte, mehr oder weniger, ein Konstrukt aus unterschiedlich alten Zeugnissen sein. Dies betrifft auch das vor der Fränkischen Linie erhaltene Vorkommen auf der Flur **Espich** (westlich oberhalb Untersteinach, siehe auch Abb. 2). Dieses prägnante Vorkommen ist in der Literatur unterschiedlich datiert bzw. in unterschiedliche landschaftsgeschichtliche Kontexte gestellt worden (DREXLER 1980, SCHIRMER et al 2012, HOFBAUER 2022).

Fazit: Es kaum Zweifel daran geben, dass es einst mehrere Lydit-Zuflüsse in den Bereich der Frankenalb gegeben hat. Die Konzentration der Lydite im Umfeld des Aufseß-Knies um Drosendorf ist so erheblich, dass sie auf eine solche Zufuhr zurückgehen sollte. Wie im Fall von Greuth, könnte es sich aber um ein aus einem höheren, einst von kreidezeitlichen Sedimenten eingenommenen Niveau herunter projiziertes Vorkommen handeln. Das Lydit-Vorkommen am Aufseß-Knie ist jedoch bei weitem nicht so umfangreich wie das von Greuth, und zugleich ist der Weg ins Regnitztal viel länger. So wäre es auch nicht verwunderlich, wenn die Verschleppung der Aufseß-Lydite gar nicht das Regnitztal erreicht hätte, sondern schon vor dem unteren Wiesenttal endet.

Nachdem wir für die Lydite von Greuth keine Spur mehr von dem Verlauf des einst vom Frankenwald bzw. der Münchberger Gneismasse kommenden Gewässers finden, können wir das auch nicht notwendig für den Zulieferer der Aufseß-Lydite erwarten.

Dank

Mein Dank gilt den Mitgliedern der geologischen Abteilung der NHG Nürnberg, von denen viele insbesondere in den letzten Jahren an Kursen und Exkursionen zu diesem Thema teilgenommen haben. Die gemeinsamen Diskussionen waren stets fruchtbar und weiterführend.

Besonders danke ich für die Unterstützung bei der Geröllauszählung bei Greuth am 16.10.2021 mit:

Gerhard Bald, Peter Blätterlein, Monika Decoster, Renate Ebach, Ludwig Fugmann, Horst-Udo Goertz, Waltraud Herbst, Ingeborg Hohenester, Gabriele Prasser, Werner Straußberger, Hans Stuhlinger.

Unser Dank gilt Günther Berger, der ebenfalls Mitglied der Abteilung Geologie ist und uns stets Einblick in die von ihm entdeckten landschaftsgeschichtlichen Zeugnisse gewährt hat. Die gemeinsame Begehung der Urmain-Verfüllung bei Hauslach ist ein starkes Argument für das hier entwickelte Modell.

Ganz besonders bedanken wir uns bei Wolfgang Schirmer für seine offene Kommunikation und Gesprächsbereitschaft auch in der kontroversen Phase der Diskussion. Zentrale Thesen der in dieser Arbeit vorgestellten alternativen Hypothese wurden im Oktober 2021 in einer öffentlichen Online-Konferenz gemeinsam diskutiert. Das war für alle, die damals dabei waren, eine Erfahrung von „lebendiger Forschung“.

Literatur

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.

BERGER, G. (2010): Die miozäne Flora und Fauna (MN 5) der historischen Fossil-Lagerstätte Georgensgmünd

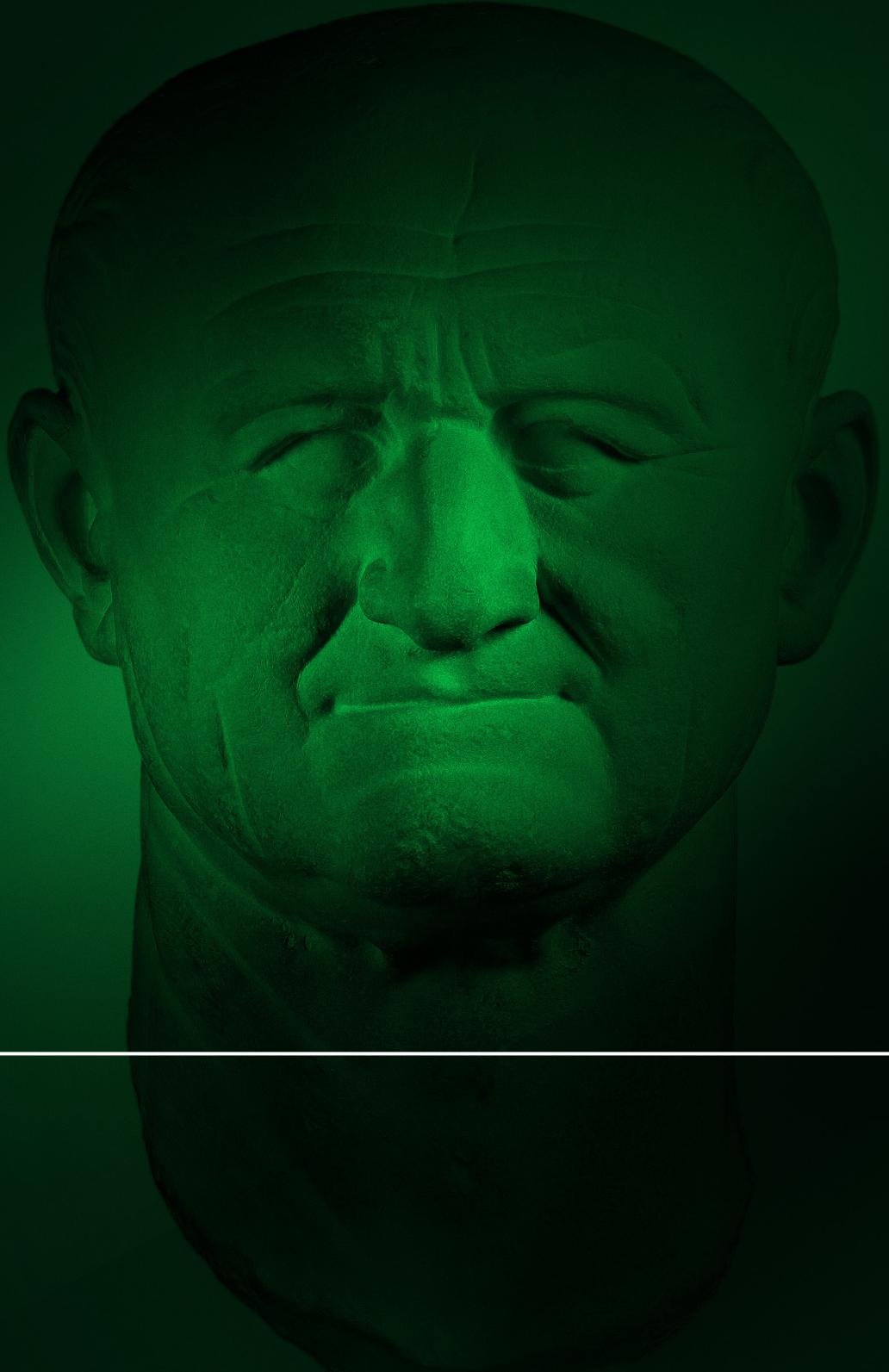
(Mfr.) unter Berücksichtigung der Ablagerungen des Urmaintals zwischen Roth und Treuchtlingen. – *Abh. Nat.hist. Ges. Nürnberg* 46/2010, 191 S.

- BERGER, G. (2011): Lydite aus dem Mörsheimer Bryozoen-Sandstein (Cenoman) und ihre Bedeutung für die Flussgeschichte. – *Natur und Mensch, Jahresmitteilungen der Naturhistorischen Gesellschaft Nürnberg e.V.* 2010, 85-90.
- BERGER, G. (2013): Graptolithen aus Lyditgeröllen und untermiozäne Sedimente zwischen Schwabach und Roth. – *Natur und Mensch*, 2011: 107–111, Nürnberg.
- BERGER, G. (2016): Eine unteroligozäne (MP 21) Flora und Fauna aus den limnofluviatilen Sedimenten am Weitstein bei Dietfurt i. Mfr. (Weitstein-Formation) – *Natur und Mensch*, 2016: 95-110.
- BERGER, G. (2018/19): Neue Erkenntnisse zu der untermiozänen (MN5) Fossil-Lagerstätte Georgensgmünd (Mfr.). – *Natur und Mensch*, 2018/19: 53-60.
- BERGER, K. (1973): Obermiozäne Sedimente mit Süßwasserkalken im Rezat-Rednitz-Gebiet von Pleinfeld-Spalt und Georgensgmünd/Mfr.. – *Geologica Bavarica* 67, 238-248.
- BERGER, K. (1978): Erläuterungen zur Geologischen Karte Nürnberg – Fürth – Erlangen und Umgebung 1:50000 – München.
- BRUNNACKER, K. (1967) Einige Schotteranalysen aus dem Urmaintal zwischen Schwabach und Treuchtlingen. – *Geol. Bl. NO-Bayern* 17, 92-99.
- BRUNNACKER, K. (1973) Gesichtspunkte zur jüngeren Landschaftsgeschichte und Flußentwicklung in Franken. – *Z. Geomorph., N.F. Suppl.* 17, 72-90 (Berlin, Stuttgart)
- BUCHNER, E.; Seyfried, H; Bogaard, P.v.d. (2003): ⁴⁰Ar/³⁹Ar 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.
- BUCHNER, E., M. SCHMIEDER, W. H. SCHWARZ & M. TRIELOFF (2013): Das Alter des Meteoritenkraters Nördlinger Ries – eine Übersicht und kurze Diskussion der neueren Datierungen des Riesimpakts. *Z. Dt. Ges. Geowiss.* 164, 433-445.
- DREXLER, O. (1980): Das Espich-Sediment bei Kulmbach. Neue Untersuchungen zur pliozänen Mor-

- phodynamik und Morphogenese im Bereich der Fränkischen Linie. – Bayreuther geowissenschaftliche Arbeiten, 1: 9–38, Bayreuth.
- GALL, H. & MÜLLER, D. (1976): Ein lößbedeckter Rest Urmalin-Hauptterrasse (Villafrancium) im Altmühltal bei Solnhofen. – Geologische Blätter für Nordost-Bayern, 26 (2): 117-135; Erlangen.
- HOFBAUER, G. (2007) [...] & Mitarbeiter: Der „Vulkan von Oberleinleiter“ – Zeugnisse eines Maarkraters auf der Nördlichen Frankenalb. – Natur und Mensch, Jahresmitteilungen der Naturhistorischen Gesellschaft Nürnberg e.V. 2008, S. 69-87.
- HOFBAUER, G. (2011): Zur Laufumkehr des Regnitztales. – Natur und Mensch, 2011: 121–151.
- HOFBAUER, G. (2012): Jungtertiäre Talverschüttung und tektonische Verstellung entlang des Regnitz-Rezattals. – www.gdgh.de/Berichte/b15 (16. Januar 2012). <http://www.gdgh.de/berichte/b15/b15>.
- HOFBAUER, GOTTFRIED (2022): Der morphologische Ausgleich der Kulmbacher Verwerfung bei Kirchleus (Oberfranken) – Flächenbildung entlang eines fluviatilen Subsequenz-Systems? – www.gdgh.de/Berichte/b22 (5. Januar 2022). <https://gdgh.de/berichte/b22/b22.html>
- HOHENESTER, I. (1994): Sind rote Sedimente in der „Albüberdeckung“ Zeugen einer tertiären Verwitterung oder einer marinen Überflutung in der Kreidezeit? – Mitteilungen der Fränkischen Geographischen Gesellschaft Bd. 41, 1994, S. 263-308 .
- KRUMBECK, L. (1927) Zur Kenntnis der alten Schotter des nordbayerischen Deckgebirges: Ein Beitrag zur älteren Flussgeschichte Nordbayerns. – Geologische und paläontologische Abhandlungen, N.F., 15, Heft 3, Jena (Gustav Fischer)
- KRUMBECK, L. (1948) Das Quartär bei Forchheim (Oberfranken). – N. Jb. Mineral. etc. Abh. 89, Abt. B: 258-314.
- LÖWENGART, S. (1924a): Beiträge zur Tektonik, Morphologie und Talgeschichte des oberen Pegnitzgebietes unter Berücksichtigung des benachbarten Rednitz-Regnitztals. – 114 S. (Inaugural-Dissertation Eduard-Karls-Universität Tübingen).
- LÖWENGART, S. (1924b): Zur Talgeschichte der Pegnitz. (Vorläufiger Bericht). – Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 1924: 373-377; Stuttgart.
- MEYER RKF (1972) Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6033 Hollfeld. – München
- MEYER RKF (1979) Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6132 Buttenheim. – München.
- MEYER RKF (1983) Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6535 Alfeld. – München.
- MEYER RKF (1984) Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 6635 Lauterhofen. – München.
- MITTERER, A.E. (2015) Tripellagerstätten – Die Genese von Sedimenten mit authigen kristallisiertem SiO₂. – Münchner Geowissenschaftl. Abhandlungen, Reihe B, 21: 1-170 S.
- 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.
- LEHNER, L (1935) Über das Turon auf dem Fränkischen Jura. – Cbl. Mineral. usw., 1935 (B): 423-438, Stuttgart 1935.
- LEININGEN, W. GRAF ZU (1908) Über Kantengerölle aus der Umgegend von Nürnberg. 19 S., 2 Tafeln, Erlangen (Separatdruck aus dem Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in München 3, 2. Heft).
- MILNES A.R. & THIRY M (1992) Silcretes. – In: Martini I.P. & Chesworth W., Weathering, Soils & Paleosols, S. 349-377.
- MISSENARD, Y, O. PARIZOT & J. BARBARAND (2017): Age of the Fontainebleau sandstones: a tectonic point of view. Bull. Soc. géol. Fr. BSGF – Earth Sciences Bulletin 2017, 188, 28. DOI: 10.1051/bsgf/2017194
- PETEREK, A. (2008): Wie alt ist die Fränkische Schweiz? – Ausstellungskatalog des Fränkische Schweiz-Museums, 14: 8–25; Tüchersfeld.
- 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.
- RÖHLING, HERINZ-GERD; LANGER, ALFRED; MANDL, JÖRG (2018): Vom Knollenquarzit zum hochreinen Quarzsand. Rohstoffgewinnung im Braunschweiger Land seit über 5.500 Jahren (Exkursion K am 6.

- April 2018). – Jber. Mitt. Oberrhein. Eol. Ver., N.F. 100: 325-379.
- RÜCKERT, L. (1933) Zur Flussgeschichte und Morphologie des Rednitzgebietes. – Heimatkundl. Arb. a.d. Geogr. Inst. Univ. Erlangen 7, 85 S. (Erlangen).
- RÜCKERT, L. (1941): Über Obermiocän und alte Schotter in Franken. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. 30, 120-125.
- SCHIRMER, W. (1984a): Moenodanuvius – ein uralter Fluß auf der Frankenalb. – Hollfelder Blätter, 9 (2): 2 9 -3 2 ; Hollfeld.
- SCHIRMER, W. (1984b): Die Aufseß fließt im fremden Tal. – Hollfelder Blätter, 9 (3): 4 7 -5 4 ; Hollfeld.
- SCHIRMER, W. (1984c): Moenodanuvius und Aufseß. – Hollfelder Blätter, 9 (4): 6 7 -7 4 ; Hollfeld.
- 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. (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. (2012), 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. (2013): Moenodanuvius – Flussweg quer durch Franken. – Natur und Mensch, 2013: 89-146.
- SOBITT R. & R. KOCH (2009) Die Qualität von Naturwerksteinen aus dem Steinbruch Worzeldorf bei Nürnberg. Petrographie, Diagenese und gesteinsphysikalische Kenndaten (Mittlerer Keuper, Oberer Buntsandstein). – Geol. Bl. NO-Bayern 59, 419-444.
- SPÖCKER, R.(1964): Die geologischen und hydrologischen Verhältnisse im Untergrund von Nürnberg. – Abh. Naturhist. Ges. Nürnberg, 34, 136 S. Nürnberg.
- SPÖCKER, R. (1973): Geologie im Mündungsgebiet der Urpegnitz. – Geologica Bavaria, 67, S. 253-277, München 1973.
- THIRY M. & A. R. MILNES (1991): Pedogenic and groundwater silcretes at Stuart Creek Opal Field, South Australia. – Journal of Sedimentary Petrology 61, 111-127.
- THIRY M., R. MILLOT, C. INNOCENT & C. FRANKE (2015): The Fontainebleau Sandstone: bleaching, silicification and calcite precipitation under periglacial conditions. [Research Report] RS150901MTHI, Centre de Géosciences, Ecole des Mines de Paris, Fontainebleau, France. 2015, 26 p.
- TILLMANN, W. (1977): Zur Geschichte von Urmain und Urdonau zwischen Bamberg, Neuburg/Donau und Regensburg. – Sonderveröff. Des Geol. Inst. d. 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.
- VINX, R. (2008) Gesteinsbestimmung im Gelände. Berlin, Heidelberg (Springer/Spektrum, 2. Aufl.).

Anschrift des Verfassers	<p>Dr. Gottfried Hofbauer Anzengruberweg 2 91056 Erlangen geoldoku@gdgh.de</p>
--------------------------	--





Naturhistorische Gesellschaft Nürnberg e.V.

Marienortgraben 8 (Norishalle)
90402 Nürnberg
Tel. 0911/22 79 70
Internet: www.nhg-nuernberg.de
www.nhg-museum.de