

Günther Berger

Neue fossilführende Karstfüllungen und die Landschaftsgeschichte der Südlichen Frankenalb im Rahmen der Verkarstung

Kurzfassung

Die Fränkische und Schwäbische Alb sind große Karstgebiete. Bekannt sind vor allem die zahlreichen Höhlen der Nördlichen Frankenalb. Die Südliche Frankenalb Bayerns besitzt weit weniger Höhlen, aber dennoch viele Karstphänomene.

In dieser Arbeit werden **neue fossilführende Karstfüllungen** vorgestellt und Ergänzungen zu bereits bekannten gegeben.

Bisher unbekannt, sehr hoch gelegene **Terassenablagerungen der Paläo-Altmühl**, die Lydite aus dem Frankenwald enthalten, werden vorgestellt und als **Alte Bürg-Formation** bezeichnet.

Der Ablauf der Verkarstung wird in Verbindung mit der Fluss- und Landschaftsgeschichte skizziert. In diesem Zusammenhang wird der **unterkreidezeitliche Treuchtlingen-Neuburger Karsttrog** definiert. Seinem Verlauf folgen später ein Teil der Altmühl und das Wellheimer Tal. Auf die Bildung der Schotterrelikte am Uhlberg und die Bohnerzbildung wird besonders eingegangen. Die Verfüllung der präriesischen Erosionsrinne mit oligozänen und lyditführenden, untermiozänen Sedimenten wird erläutert.

1. Hinweise zur Methodik

Bei der Verwendung von älterer Literatur ist zu beachten, dass früher das heutige Obereozän als Unteroligozän bezeichnet wurde. Infolgedessen entspricht das Mitteloligozän früherer Veröffentlichungen dem heutigen

Unteroligozän. Die Zuordnung zu Säugetier-niveaus bzw. Säugetierzonen beruht auf der Tatsache, dass über einen gewissen Zeitraum bestimmte Arten miteinander vorkommen. Im Alttertiär werden solche unterschiedlichen Säugetierassoziationen mit MP (mammal paleogene) und im Jungtertiär mit MN (mammal neogene) bezeichnet und durchnummeriert (MP 1-30 und MN 1-16).

Die Länge x Breite der Zähne wird in mm angegeben. M/m bedeutet oberer/unterer Molar und P/p oberer/unterer Prämolare.

Die Bezeichnung der Karstfüllungen richtet sich üblicherweise nach dem nächsten Ort und wird dann in der Reihenfolge ihrer Entdeckung durchnummeriert. Mit M. Rummel vom Naturmuseum Augsburg, der zahlreiche fossilführende Karstfüllungen entdeckt hat, erfolgte eine Abstimmung hinsichtlich der Nummerierung. Er wird für einige, von ihm alleine ausgebeutete Spalten, selbst die Veröffentlichung vornehmen.

Höhenangaben wurden den topografischen und geologischen Karten entnommen. Dadurch ist mit einer Ungenauigkeit von etwa 5 m zu rechnen.

2. Neues zu fossilführenden Karstfüllungen

Fossilführende Karstfüllungen der Fränkischen und Schwäbischen Alb sind seit langem bekannt. Sie führen vor allem Säugetierüberreste wie Knochen und Zähne aus dem Eozän bis Quartär. Sie treten überwiegend in den verkarsteten Spalten des Kimmeridgi-

ums, seltener im Tithonium auf. Vor allem SCHLOSSER (1902, 1916), DEHM (z.B. 1935, 1961), HEISSIG (z.B. 1978), BERGER (1986) und RUMMEL (1993) entdeckten und veröffentlichten fossilführende Spalten der Fränkischen Alb. In den letzten Jahrzehnten gelang dem Autor und anderen Naturforschern die Entdeckung zahlreicher neuer, fossilführender Karstfüllungen, die an dieser Stelle erstmals veröffentlicht werden. Zu bereits bekannten Faunen werden Ergänzungen geliefert. Die Säugetierüberreste, die meistens aus Einzelzähnen, Knochen und wenigen Kieferresten bestehen, ermöglichen häufig eine recht genaue zeitliche Datierung. Besonders reichhaltige Fundstellen sind sogar zur Erforschung der stammesgeschichtlichen Entwicklung einzelner Tiergruppen wichtig.

2.1 Eozäne und oligozäne fossilführende Karstfüllungen

Heidenheim 1 (Mitteleozän, MP 16)

Diese Karstspalte ist in zweifacher Hinsicht für unser Gebiet außergewöhnlich. Zum einen lieferte die Lokalität die ältesten auf der Fränkischen Alb gefundenen tertiären Säugetierüberreste, zum anderen entstammen die Funde einem Bohnerzbergwerk. Das Bergwerk befand sich etwa 2 km SE von Heidenheim am Hahnenkamm und führte den Namen „Ulrichszeche“. Die Lage kann der geologischen Karte von Bayern Blatt Nr. 6930 Heidenheim (SCHMIDT-KALER 1970) entnommen werden. Etwa zwischen 1840 und 1870 wurde dort Bohnerz zur Eisengewinnung gefördert. Der Abbau reichte mehr als 10 m tief bis auf etwa 600 m NN.

Als erster erwähnte WAGNER 1861 (358 ff.) die Zahnfunde und bestimmte sie als *Lophiodon commune* var. *franconica*. Von MAACK (1865) wurden die zahlreichen Zähne dem großen Tapirverwandten *Lophiodon rhinoceros* Rüttimeyer, 1862 zugeordnet. Die Funde wurden ursprünglich in den

Sammlungen von Regierungsrat Winkler, Bergmeister Kieser, Medizinalrat Fischer in Augsburg und dem Berchtesgadener Berg- und Salinenamt aufbewahrt. Glücklicherweise haben die bei MAACK abgebildeten Stücke den 2. Weltkrieg überdauert, so dass sie in der bayerischen Staatssammlung in München und dem Naturmuseum Augsburg für wissenschaftliche Untersuchungen zur Verfügung stehen. DEHM (1933: 4 ff. 1939: 42, 122) nennt noch Zahnreste von *Palaeotherium* und *Diplobune secundaria* (Cuvier, 1822), die sich im Stuttgarter Museum befinden sollen. Einige *Lophiodon*-Reste und ein fraglicher *Anchitherium*-Zahn der Sammlung Klink sollen nach DEHM (1961: 43) 1863 ebenfalls in das Stuttgarter Museum gelangt sein. Eine Nachfrage über den Verbleib war leider negativ. SCHERTZ (1939: XII) bezeichnete die *Lophiodon*-Funde als *Lophiodon lautricense* var. *franconica* A. Wagner.

Von dem Bergwerk ist heute nicht mehr viel zu erkennen. Auf zahlreichen Feldern kommen über mehrere Hektar verteilt Bohnerze noch reichlich vor. Die vermutete Lage von zwei Abbaugruben deutet auf eine NW-SE Streichrichtung des Vorkommens hin. Teilweise sind die knapp zentimetergroßen Bohnerzkügelchen zu kantengerundeten bis rundlichen Bohnerzklumpen von 5 cm Größe verbacken, bei denen es sich wahrscheinlich um Gerölle einer ursprünglich bohnerzhaltigen Bank handelt. Sie weisen eine glatte, glänzende Oberfläche auf. Dies ist vermutlich Wüstenlack und dokumentiert damit entsprechende klimatische Verhältnisse. Daneben sind Jurahornsteine, Weißjuragesteine des unteren Kimmeridgiums und gelbbraune Tone als Material der Karstfüllung erkennbar. An einem *Lophiodon*-Zahnbruchstück ist ein limonitisch zementierter Feinsand zu sehen. Die Grube selbst wurde nach Angabe des Landwirtes bei der Flurbereinigung eingeebnet. Jahrzehntelanges Absuchen der Felder erbrachte immerhin einige Zahn- und

Knochenüberreste, die nun neue Kenntnisse zu dieser Fauna liefern:

Lophiodon lauricense Noulet, 1851

Neben einem halben unteren Molaren kamen einige Zahnbruchstücke zum Vorschein, an denen teilweise ein feiner, limonitisch verbackener Feinsand anhaftet und ein Hinweis auf das sandige Sediment liefert, dem die Reste entstammen.

Chasmothorium cf. depereti Remy, 2015

Ein nahezu vollständiger M (Maße ca. 18 x 22) ist etwas größer als vergleichbare Zähne von Robiac. Dies könnte ein Hinweis darauf sein, dass die Fossilien von Heidenheim 1 etwas jünger als die von Robiac sind. Vergleichbare Funde sind bisher von Heidenheim 1 unbekannt.

Palaeotherium cf. castrense robiacense Franzen, 1968

Ein halber p2 (- x 12,5) und zwei Bruchstücke von der Labialseite oberer Molaren gehören entsprechend ihrer Größe und der Zahnmorphologie des p2 zu diesem Pferdavorläufer. Vermutlich ist der von Dehm erwähnte Zahnrest ebenso hierher zu stellen.

Die großen Tapirzähne sind nach der heutigen Auffassung *Lophiodon lauricense* Noulet, 1851. Diese Art ist in Frankreich von Robiac reichlich belegt und wird der Säugetierzone MP 16 des Miozäns zugeordnet. Die Säugetierzone gehört der Stufe des Bartonium an, was einem absoluten Alter von etwa 40 Millionen Jahren entspricht. Auch die übrigen Arten von Heidenheim 1 kommen in Robiac vor, so dass von einer Altersgleichheit auszugehen ist. Die Funde machen es wahrscheinlich, dass der bei DEHM (1935: 5) und SCHLOSSER (1902: 244) genannte *Diplobune*-Rest nicht von dieser Gattung

stammt, da diese zeitlich später vorkommt. Es gibt aus der Säugetierzone MP 16 z.B. Zähne von der Gattung *Dacrytherium*, die denen von *Diplobune* recht ähnlich sehen. Die bei SCHLOSSER (1916: 4) angegebene Durchmischung der Fauna von Heidenheim aus zwei Zeitabschnitten ist, wie bereits von DEHM (1961: 42) angeführt, eher unwahrscheinlich.



Abb. 1: Hintere Hälfte eines unteren Backenzahnmolars des Tapirverwandten *Lophiodon lauricense* Noulet, 1851



Abb. 2: Bruchstück eines unteren Backenzahnmolars des Tapirverwandten *Lophiodon lauricense* Noulet, 1851



Abb. 3

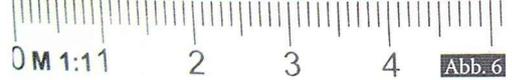


Abb. 6



Abb. 4

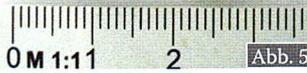


Abb. 5

Abb. 3: Rest eines oberen Backenzahnes des kleinen Tapirverwandten *Chasmotherium* cf. *depereti* Remy, 2015

Abb. 4: Unterer Prämolare p2 von *Palaeotherium* cf. *castrense robiacense* Franzen, 1968, einem mitteleozänem Urpferd

Abb. 5: Reste von oberen Backenzähnen des Urpferdes *Palaeotherium* cf. *castrense robiacense* Franzen, 1968

Abb. 6: Bohnerzlehm von der Ulrichszeche. Die kleinen Bohnerze wurden in Heidenheim ausgewaschen und nach Obereichstätt zur Verhüttung gebracht.



Abb. 7: Große Bohnerze aus der Ulrichszeche, die aus kleineren Bohnerzen bestehen, die limonitisch verbacken sind. Der glänzende Überzug könnte Wüstenlack sein.

Heidenheim 2 (Obereozän bis Unteroligozän, MP 18/19 oder 21)

Diese Karstfüllung wurde erstmals von DEHM (1961: 30) publiziert. Sie befindet sich in dem Steinbruch am Dürrenberg östlich von Heidenheim am Hahnenkamm im unteren Kimmeridgium. Das Luftbild zeigt eine N-S/NNS-SSW und annähernd NE-SW Zerklüftung. Die fossilführende Karstspalte hat eine Nord-Süd-Erstreckung von über 50 m. Die auf und in den Süßwasserkalkplatten eingebetteten, gut erhaltenen Fledermausreste von *Rhinolophus* sp. bilden dabei vorwiegend die oberen Partien der Spalte. In ihnen konnte DEHM (1961: 30) *Suevosciurus fraasi* (Major, 1873), einen Beleg für Obereozän bis Unteroligozän, nachweisen. Einzelne Krokodilreste kommen darin ebenso vor. Fledermausschädelreste traten nur in einem kleinen Bereich im Süden gehäuft auf und weisen auf eine strömungsmechanische Sortierung der Fledermausknochen hin. Die Bohnerze sind in diesen Kalken meist klein und in geringerer Konzentration vorhanden. Die bohnerreichereren, tieferen Abschnitte mit rötlichem Lehm und gelbbraunem Kalk enthalten wie bereits von DEHM (1970: 358) angeführt vorwiegend Knochen- und Zahnreste von zwei *Palaeotherium*-Arten, *Anoplotherium* sp., sowie öfter Erdschildkrötenreste der Gattung *Geoemyda* sp. Ein Zahn des Urraubtieres *Hyaenodon* sp. und *Diplobune* sp. konnten außerdem nachgewiesen werden. Diese Fundbereiche zeigen Hinweise für Versturz, da kantige Weißjuragesteine im Spaltenlehm liegen und von gelbbraunem Bohnerzalk umhüllt sind. Die Fundanteile könnten etwas älter als die fledermausführenden Kalke sein und sind dem Obereozän zuzurechnen.

Die Krokodilreste belegen ein warmes Klima mit größeren Gewässern. Dies ist für die Gegend vorwiegend in der Säugetierzone MP 21/22 gegeben, da die meisten krokodilführenden Karstfüllungen dieses Alters (Suevi-

um) von Möhren 9 (HEISSIG 1979: 343), 13, 20, Grafenmühle 10, 12 (Berger 1986: 170 ff.) und in den Pomatias-Süßwasserkalken von Möhren ebenfalls höhere Niveaus von ca. 460 m – 490 m NN einnehmen. Ansonsten wurden in der Region Krokodilreste lediglich in den obereozänen Karstspalten Möhren 2 (MP 19, Dehm 1961: 30) auf ca. 470 m NN, Weißenburg 16 (MP 21, RUMMEL 1993: 4), Weißenburg 21 (MP 18-20) auf etwa 600 m NN und in den fluviatilen Sedimenten am Weitstein (MP 21, BERGER 2017: 101 ff.) bei Treuchtlingen in 420 m NN gefunden. Folglich hat zwischenzeitlich an der Wende Eozän/Oligozän eine tiefgreifende Erosion und Verkarstung stattgefunden, da die krokodilführenden Sedimente am Weitstein tiefer als alle in der Umgebung vorkommenden Karstfüllungen liegen. Dass Krokodile zeitgleich auf engem Gebiet in unterschiedlichen Höhen-niveaus gelebt haben, ist ebenso wie eine Verschleppung der Funde recht unwahrscheinlich. Das Auftreten von Krokodilen in diesem hohen Niveau ist nur für die Säugetierzonen MP 18-19 und MP 21-22 nachgewiesen. Die Karstspalte Heidenheim 2 liegt mit ca. 640 m NN relativ hoch, was auch mit der Verkip-pung der Alb seit dem Unteroligozän zusammenhängt, aber für MP 18/19 oder MP 21-22 spricht. Da *Palaeotherium* in dem Säugetier-niveau MP 22 nicht mehr vorkommt, ist für die Karstspalte Heidenheim 2 ein MP 18/19 oder MP 21-Alter am wahrscheinlichsten.

Bergershof 1 (Obereozän bis Unteroligozän, MP 18-21)

Knapp östlich des Bergershofes, etwa 700 m NNW von Ursheim, befindet sich ein Steinbruch, in dem Riesauswurfmassen, die vorwiegend aus Weißjuraschollen bestehen, abgebaut werden. Vor Jahrzehnten kamen beim Abbau im mittlerweile verfüllten Südwestteil des Bruches in 520 m NN die Reste einer fossilführenden Karstspalte zum Vorschein. Soweit noch erkennbar verteilten sich die gelbbraunen Bohnerzlehme auf mindestens

20 m Länge in Nord-Süd-Richtung. Diese Bohnerzlehme enthielten Weißjurakalke mit Ammoniten des unteren Kimmeridgiums. Einzelne Bohnerze waren teilweise bis 5 cm groß. Die wenigen Säugetierüberreste lassen keine genauere Einstufung als Obereozän bis Unteroligozän zu. Die Fauna besteht aus:

Palaeotherium 2 sp.
Anoplotherium sp.
Testudinidae

Die Malmgesteine sind durch das Riesereignis stark gestört. Ein weiter Transportweg oder gar ein ballistischer Transport sind aber eher unwahrscheinlich.

Oberbechingen 5 (Obereozän bis Unteroligozän, MP 18-21)

Diese neue Karstfüllung liegt zwar bereits im Bereich der Schwäbischen Alb, aber noch auf bayerischer Seite und soll daher nicht unerwähnt bleiben. Im Weißjurasteinbruch 2 km östlich von Oberbechingen wurden bereits einige fossilführende Karstfüllungen von BERGER 1986 (Oberbechingen 1 und 2) und von RUMMEL 1993 (Oberbechingen 3) beschrieben. Oberbechingen 4 ist eine bisher unveröffentlichte pleistozäne Karstfüllung. Der Steinbruch ist von Karstspalten stark durchsetzt und zeigte in den vergangenen Jahren bis zu 1 m mächtige fossilfreie, braune Bohnerzlehme. In den letzten Jahrzehnten waren dem Autor aber bis auf wenige Knochenreste keine bestimmbareren Funde bekannt geworden. Die vor vielen Jahren aufgefundenen, blaugrauen und gelbbraunen, fossilführenden Tone lagen schon auf der Halde, so dass deren Herkunft aus dem Abbau nicht mehr nachvollzogen werden konnte. Sie enthielten nur wenige Knochen- und Zahnreste, die für das Obereozän bis Unteroligozän charakteristisch sind:

Palaeotherium sp.
Diplobune sp.
Pseudosciuridae

Weißenburg 21 und 23 (Obereozän, MP 18-20 mit jüngeren Beimengungen)

Im Schotterwerk östlich von Weißenburg kam bereits eine Vielzahl von Karstfüllungen von obereozänem bis pleistozänem Alter zum Vorschein. Rummel gelang die Entdeckung der bisher reichsten Säugetierfunde aus dem Steinbruch. Er barg aus einem Bereich der Karstspalte Weißenburg 21 eine überaus reiche Fauna mit Primaten- und Krokodilresten, die von ihm neben dem Fauneninhalt anderer Spalten noch genau beschrieben werden soll. Vor allem die vielen Primatenfunde sind außergewöhnlich, da so zahlreiche Überreste aus alttertiären Karstfüllungen nur noch bei Ehrenstein gefunden wurden.

Die Fortsetzung des Fundkomplexes Weißenburg 21 nach Südosten hin und auch die Karstspalte Weißenburg 23 enthielt stark sand- und bohnerzhaltige Lehme mit Zwischenlagen von gelbbraunem Lehm von bis zu 2 m Mächtigkeit. Verwitterte Weißjuragerölle bis zu 10 cm Größe sind öfter angereichert. Die Sedimente lagerten dabei nur wenige Meter unter der Oberfläche in etwa 590 m NN. Die Spalte Weißenburg 23 streicht annähernd E-W. Schwarze Verfärbungen wiesen auf einen hohen Mangan-gehalt hin. Die Fundkomplexe wurden von Rummel durchnummeriert und die Nummern nach mündlicher Rücksprache mit ihm hier übernommen.

Im östlichen Fundkomplex von Weißenburg 21 kam *Palaeotherium magnum magnum* Cuvier, 1804 vor, was für die Säugetierzone MP 19 sprechen würde. Der Primate *Adapis* cf. *magnus* Filhol, 1874 und Microchoerinae kommen laut SCHMIDT-KITTLER (1977: 192 ff.) in Süddeutschland nur im Niveau von La Débruge (MP 18) vor, weshalb die obige zeitliche Zuordnung den Säugetierhorizont MP 18 einbezieht. Die übrige Fauna mit *Palaeotherium medium* Cuvier, 1804 weist auf

jüngere Anteile des Obereozäns hin. Die Entwicklungshöhe der Pseudosciuriden zeigt zwei Größenordnungen. Die eine spricht mit *Pseudosciurus praecedens* Schmitt-Kittler, 1971 für die Zuordnung in MP 18-19, die andere mit *Pseudosciurus suevicus* Hensel, 1856 für MP 20. Hinweise auf eine Aufarbeitung und Beimengung von noch jüngeren Resten liefert z.B. der Fund eines Biber-schneidezahnes. Viele Knochen und Zähne sind stark abgerollt.

Aus dem Fundbereich von Weißenburg 23 stammen:

Amphibia indet.

Geoemyda sp.

Hyaenodon sp.

Carnivora 2 sp.

Cryptopithecus sp.

Palaeotherium muehlbergi Stehlin, 1904

Palaeotherium medium Cuvier, 1804

Plagiolophus minor (Cuvier, 1804)

Anoplotherium sp.

Diplobune sp.

Pseudosciurus suevicus Hensel, 1856

Die Säugetierassoziation von Weißenburg 23 weist auf das Säugetierniveau MP 20 hin. Auffällig sind die vielen Reste von Erdschildkröten der Familie Emydidae, die auch im Geiseltal bei Halle vorkommt.

Die Karstfüllungen Weißenburg 21 und 22 wurden von Rummel entdeckt und werden von diesem genauer bearbeitet.

Weißenburg 20 und 24 (Obereozän, MP 18-20 mit jüngeren Beimengungen)

Das WNW-ESE verlaufende Spaltensystem von Weißenburg 20 lag nur wenige Meter unter der Oberfläche und war bereits vor etwa 15 Jahren aufgeschlossen. Es kamen sandige und bohrerzhaltige Lehme vor, die stellenweise karbonatisch zementiert waren. Sie enthielten in der Regel nur wenige Fossilreste,

die vorwiegend von *Palaeotherium* sp., *Anoplotherium* sp., *Diplobune* sp. und Pseudosciuriden stammten. Die nach Westen streichende Verlängerung der Karstspalte Weißenburg 20 lässt in der Südwestwand des Steinbruches eine Verbindung zu dem früheren „Grundmann-Steinbruch“ mit den Karstfüllungen Weißenburg 1, 6, 9, 12-15 vermuten.

Annähernd in der Verlängerung der Karstspalte Weißenburg 20 war seit einigen Jahren ein weiterer fossilführender Bereich aufgeschlossen, der die Bezeichnung Weißenburg 24 führt. Tropfsteine in der Karstspalte legen nahe, dass zur Zeit der Entstehung der Spalte die Überdeckung ursprünglich um viele Meter höher lag als heute. Dies scheint auch noch im Obereozän der Fall gewesen zu sein, da in dem Fundkomplex geschichtete Sinterkalke mit Fossilresten vorkamen. Der Karstwasserspiegel lag unter dem Fundniveau, und die Karstspalte war somit zu dieser Zeit nicht vollständig verfüllt. Die danach abgelagerten fossilführenden Sedimente der Spalte bestanden vorwiegend aus braunem, sand- und bohrerzführendem Lehm und gelbbraunen, bohrerzführenden Kalken und Sanden. Stellenweise trat eine Manganvererzung mit Manganoxyhydroxid auf. Es kamen an der Karstspalte Weißenburg 24 sehr häufig Gastropoden, insbesondere große Exemplare von *Palaeoglandina* sp., vor. Diese sind ebenso in den Sinterlagen eingeschlossen, was den Karstwasserstand zur Zeit der Verfüllung belegt. Die Fauna enthält:

Lymnaea cf. *eocaenica* Miller, 1907

Palaeoglandina cf. *wagneri* (Miller, 1907)

Pomatias cf. *arneggensis* (Wenz, 1923)

Nemiopsis cf. *physioides* (Miller, 1907)

Zonitidae indet.

Testudinidae indet.

Palaeotherium muehlbergi Stehlin, 1904

Palaeotherium medium Cuvier, 1804

Plagiolophus minor (Cuvier, 1804)

Anoplotherium sp.

Diplobune sp.

Pseudosciurus suevicus Hensel, 1856

Microchoerus sp.

Palaeotherium medium Cuvier, 1804 und *Pseudosciurus suevicus* Hensel, 1856, weisen in erster Linie auf die Säugetierzonen MP 19-20 hin. Ein Kieferfund von *Microchoerus* sp. in der Spalte Weißenburg 24 durch Rummel belegt möglicherweise Anteile des Niveaus von MP 18. Die Gastropodenfauna führt Formen, die mit denen aus der eozänen Karstspalte Bachhagel 1 und denen aus Arnegg 1 vergleichbar sind. Beigemengte Cainotheriidenreste im östlichen Teil der Karstfüllung sind vermutlich jüngere Reste, die eine Aufarbeitung dieser Bereiche belegen.

Weißenburg 25 (Obereozän bis Unteroligozän, MP 18-21)

Diese kleine, WNW-ESE verlaufende, fossilführende Karstfüllung war 2019 knapp unter der Oberfläche, etwa 30 m nördlich von der Spalte Weißenburg 21, aufgeschlossen. Bohnerzführende, gelbbraune Kalke und Lehme enthielten:

Palaeotherium sp.

Diplobune sp.

Pseudosciuridae indet.

Die Sedimentausbildung und räumliche Nähe zu den anderen obereozänen und unteroligozänen Weißenburger Spalten legt die Alterseinstufung nahe.

Die obereozänen und tiefunteroligozänen, fossilführenden Karstfüllungen Weißenburg 1-3, 8, 9, 12-16, 19, 21-25 gehören zu einem großen Karstsystem. Dafür sprechen folgende Gründe:

- Ähnliche Sedimente mit bohnerzführenden Lehmen und Süßwasserkalken
- Sinterkalke und Tropfsteinbildungen in zahlreichen Bereichen

- Häufige Mangananreicherungen mit Schwarzverfärbung der Fossilien
- Ähnlicher Fauneninhalt mit einem alten, Primaten und *Pseudosciurus praecedens* Schmitt-Kittler, 1971 führenden Anteil (Weißenburg 8, 21, 24) und einem jüngeren Bestandteil mit *Palaeotherium medium* Cuvier, 1804 und *Pseudosciurus suevicus* Hensel, 1856
- Häufig abgerollte Fossilien und meist Einzelzähne von Großsäugern
- Stellenweise Gastropoden (Weißenburg 9, 12, 16, 24) im Spaltenkalk
- Die Streichrichtung der meisten fossilführenden Spalten hat einen annäherndem Ost-West- bis Nordwest-Südost-Verlauf
- Ähnliche Höhenlage in etwa 590 m - 605 m NN; im Schotterwerk meist nur wenige Meter unter der heutigen Oberfläche und im früheren, mittlerweile verfüllten „Grundmann“-Steinbruch etwas tiefer
- Immer wieder beigemengte, jüngere Faunenanteile infolge aufgearbeiteter Spaltenbereiche

Die Länge einzelner fossilführender Karstspalten liegt im Schotterwerk Weißenburg bei über 200 m. Es sind mindestens drei lange E-W- bis NW-SE-verlaufende Spalten vorhanden. Durchgängige, fossilführende ungefähr nord-süd-verlaufende Verbindungen sind wahrscheinlich, waren aber nicht immer fossilführend. Das fossilführende obereozäne bis unteroligozäne Karstsystem Weißenburg weist nachweislich eine Ausdehnung von über 1000 m x 500 m auf und ist damit eines der größten der südlichen Fränkischen Alb. Die Verfüllung war über längere Zeit während der Säugetierniveaus MP 18 bis MP 21 möglich. Das entspricht etwa dem Zeitraum von vor 38 bis 30 Millionen Jahren. In dieser Zeit herrschten somit immer wieder ähnliche Sedimentationsbedingungen. Wegen der Abbausituation ist leider kaum noch mit der Entdeckung neuer fossilführender Karstfüllungen zu rechnen.

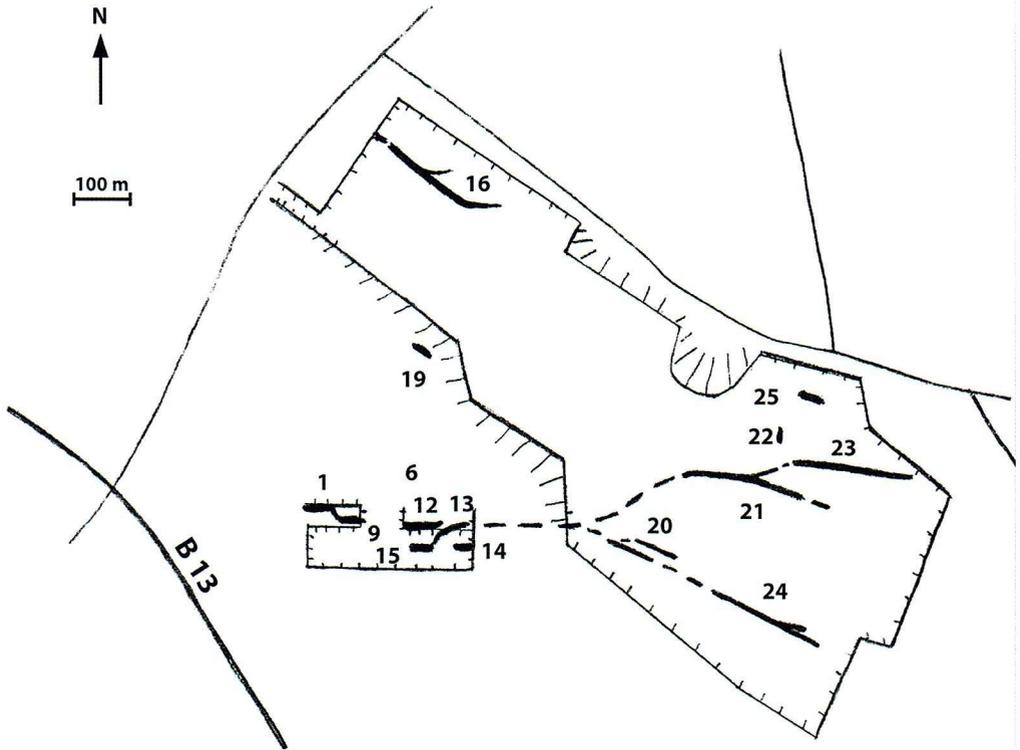


Abb. 8: Das obereozäne bis unteroligozäne Karstsystem Weissenburg mit den einzelnen fossilführenden Spalten. Von 1930 bis 2020 kamen auf etwa 1000 m x 500 m in annähernd gleichem Höhengniveau beim Abbau die Bohnerz und Säugetierführenden Karstspalten zum Vorschein. Sie standen zum Großteil miteinander in Verbindung. Lage der Spalten „Weissenburg 1-15“ nach BERGER 1986 und der Spalten „Weissenburg 16 und 19“ nach RUMMEL 1992, Abb. 6.1. Die übrige Nummerierung erfolgte in mündlicher Absprache mit M. Rummel.



Abb. 9: Oberer Backenzahn M3 von dem größten Urpferd des Eozäns *Palaeotherium magnum magnum* Cuvier, 1804 aus der Spalte „Weissenburg 21“



Abb. 10: Linker Unterkiefer mit m1 des Primaten *Adapis cf. magnus* Filhol, 1874 aus der Karstfüllung „Weissenburg 21“



Abb. 11: Linker Unterkiefer mit m2 des Primaten *Adapis cf. magnus* Filhol, 1874 aus der Karstfüllung „Weißenburg 21“

Möhren 38 (Unter- bis Mitteloligozän, MP 21-22)

Im Steinbruch 1,5 km sw von Möhren kamen während der letzten Abbauperiode noch einige Karstfüllungen mit einer spärlichen Fauna im Nordostteil des Steinbruches zum Vorschein. Die meisten Spalten verlaufen etwa NE-SW mit NW-SE-gerichteten Querverbindungen. Die hier beschriebene Spalte enthält im tiefer liegenden, NW-SE-verlaufenden Bereich einen stark bohnerz-, quarzhaltigen und Weißjuragerölle führenden gelbbraunen Lehm. Darüber lagern auf einigen Metern im NE-SW-gerichteten Spaltenteil gelbbraune Tone in etwa 470 m NN. Beide Sedimente enthalten vorwiegend Reste von *Pseudosciurus suevicus* Hensel, 1856, deren Größe die obige Alterseinstufung nahelegen. Die Fauna führt:

Lacertilia indet.

Testudinidae indet.

Insectivora indet.

Suevosciurus sp.

Pseudosciurus suevicus Hensel, 1856

Gelocidae indet.

Gelociden sind Einwanderer der „Grande coupure“, die erst seit der Säugetierzone MP 21 bei uns vorkommen. Das Fundstück entstammt einem braunen Ton. Es ist nicht ganz auszuschließen, dass die beiden Faziesanteile der Spalte ein unterschiedliches Alter besitzen. Die Pseudosciuriden zeigen allerdings keine Größenunterschiede. Eine Verbindung zu der oligozänen Karstspalte Möhren 37, die von Rummel beschrieben werden soll, ist wahrscheinlich.

Möhren 39 (Obereozän bis Unteroligozän, MP 18-22)

In dem Steinbruch von Möhren 38 befindet sich in der NE-SW-verlaufenden Wand, etwa 5 m unterhalb der Bruchkante eine Karstspalte mit gelbbraunem, bohnerzführenden Lehm. Die Sedimente sind geschichtet und enthalten teilweise viele, bis 10 cm große Gerölle. Unter den Geröllen sind Kieselplatten des Malm Zeta. Graue, verkieselte Weißjuragerölle können aufgrund ihrer Färbung zu einer Verwechslung mit Lyditgeröllen führen. Es kamen nur wenige Knochenreste und ein *Diplobune*-Zahn zum Vorschein. Der Zahn lässt nur eine grobe Einstufung zu.

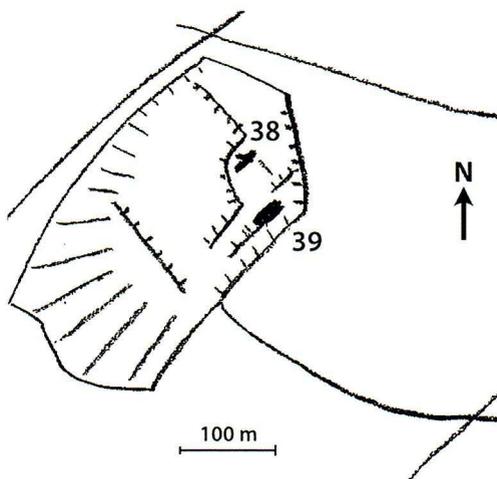


Abb. 12: Lage der fossilführenden Karstfüllungen „Möhren 38 und 39“



Abb. 13: Unterkiefer mit p4 bis m3 von etwa 23 mm Länge von dem hörnchenartigen Nager *Pseudosciurus suevicus* Hensel, 1856 aus der Spalte „Möhren 38“



Abb. 14: Unterkiefer eines kleinen Huftieres der Familie der Gelociden von „Möhren 38“



Abb. 15: Oberkiefer mit P4 bis M2 von *Pseudosciurus suevicus* Hensel, 1856 aus der Karstspalte „Möhren 38“. Die drei Zähne sind 11,5 mm lang. Die Pseudosciuriden sind die häufigsten Nagetierfunde in den obereozänen und unteroligozänen Karstfüllungen.

Schernfeld 2 (Obereozän bis Unteroligozän, MP 18-22)

In dem Plattenkalksteinbruch südlich vom Sportplatz in Schernfeld war im August 1985 etwa 5 m unter der Bruchoberkante in 530 m NN eine Karstspalte mit braunem, bohnerzartigem Lehm aufgeschlossen. Ein Astragalus eines Pseudosciuriden verweist auf ein obereozänes bis unteroligozänes Alter.

Zandt 1 (Obereozän bis Unteroligozän, MP 18-22)

An der Ostwand des Plattenkalksteinbruches 1,5 km südöstlich von Zandt lagerten in einer Karstspalte etwa 5 m unter der Bruchoberkante in etwa 495 m NN gelbbraune Bohnerzlehme. Pseudosciuridenknochen belegen laut mündlicher Mitteilung von K. Heissig ein alttertiäres Alter. Von Bedeutung ist, dass die Karstfüllung die östlichste alttertiäre Karstfüllung ist. Sie fiel dem Plattenkalkabbau der 90er Jahre zum Opfer.

2.2 Miozäne bis pliozäne Karstfüllungen

Grafenmühle 14 (Aquitanium, MN 2)

Der Steinbruch oberhalb der früheren Grafenmühle bei Pappenheim lieferte in der Vergangenheit zahlreiche fossilführende Karstfüllungen. Die Karstfüllung Grafenmühle 14 wurde bereits von BERGER (1986: 177) beschrieben. Eine neue Bestimmung der Kleinsäuger enthält folgende wichtige Formen:

Apeomys cf. *tuerkheimae* Fahlbusch, 1968

Pseudotharidomys cf. *bernensis*

Engesser, 1990

Pseudotharidomys cf. *parvulus*

(Schlosser, 1884)

Melissiodon sp.

Heteromyoxus cf. *schlosseri* Dehm, 1950

Dimylus cf. *paradoxus* v. Meyer, 1846

Die Funde sind für die zeitliche Einstufung der Fossilfunde und damit auch der übrigen, zum aquitanen Karstsystem der Grafenmüh-

le gehörigen Spaltenfüllungen bedeutsam. Die cf.-Bestimmungen weisen darauf hin, dass nur eine relativ geringe Anzahl von Zähnen aus der Grafenmühle 14 vorliegen.

Apeomys tuerkheimae Fahlbusch, 1968 ist aus der Karstspalte Weißenburg 1 (bisherige Zuordnung zur MN 1) und von Wintershof West (MN 3) bekannt.

Pseudotheridomys parvulus (Schlosser, 1884) ist ein Vertreter der „Zonen“ MN 1 bis MN 4. *Pseudotheridomys bernensis* Engesser, 1990 kommt in Weißenburg 6 und in Schweizer Fundstellen der MN 1 vor.

Heteromyoxus schlosseri Dehm, 1950 wurde aus der MN 3 von Wintershof West und Fundstellen der MN 4 beschrieben.

Dimylus paradoxus v. Meyer, 1848 existierte in der MN 1 bis MN 2.

Dies legt nahe, dass die stratigraphische Reichweite des Gliriden *Heteromyoxus schlosseri* Dehm 1950 und des Eomyiden *Pseudotheridomys bernensis* Engesser, 1990 anders ist als bisher bekannt und beide vermutlich einen Überschneidungsbereich in der MN 2 besitzen. Für die Alterseinstufung der Fossilien aus der Karstspalte Grafenmühle 14 ist somit der Säugetierhorizont MN 2 am wahrscheinlichsten. Funde von Tapiren aus dem untermiozänen Karstsystem der Grafenmühle, die ansonsten in der unteren Süßwassermolasse Süddeutschlands und im Mainzer Becken vorwiegend in der MN 2 vorkommen, untermauern die Altersbestimmung.

Grafenmühle 24 (Aquitanium, MN 1-2)

Die Karstfüllungen Grafenmühle 8, 9, 14 und 15 gehören zum gleichen Palaeokarstsystem und beinhalteten eine Fauna des Aquitaniums. Die meisten lagen damals in den höheren Abbaubereichen des Steinbruches auf etwa 490 m NN. Sie zeichneten sich durch ein überwiegend gelbbraunes, stark sandhaltiges Sediment aus, das häufig karbonatisch zementiert war. Die vorwiegend mit blaugrau-

en bis gelbbraunen Ton verfüllte Karstspalte Grafenmühle 24 lag etwa 10 m tiefer als die oben gelisteten Spalten und weicht insofern von dem Erscheinungsbild ab. Daher wird sie nicht dem obigen Karstsystem zugerechnet. Der Autor entdeckte sie im August 1993 im damaligen südöstlichen Abbaubereich nahe der Abbausohle. Die Fauna führte zahlreiche Schildkrötenüberreste. Die enthaltenen Moschiden, Cainotheriidae und *Palaeochoerus* sind charakteristisch für die Faunenzusammensetzung der aquitanen Karstfüllungen.

Weinberg 2 (Aquitanium, MN 1-2)

Der Weinberg liegt 500 m NNE von der Pappeneheimer Ortsmitte. An seinem Westhang waren um 1990 in einem Baugebiet auf etwa 10 m Länge 2 m mächtige Spaltensedimente mit gelbbraunen, sandigen, reichlich Bohnerz führenden Lehmen aufgeschlossen, die vor allem zu den Weißjurakalken hin karbonatisch zementiert waren. In der Spalte lagen große Weißjurablöcke und im Sediment ebenso. Die Knochen- und Zahnreste waren häufig stark abgerollt. Die Karstfüllung befand sich in etwa 490 m NN. Die Fauna führt:

Testudinidae

Lacertilia

Rhinocerotidae, 2 sp., darunter vermutlich *Diaceratherium* sp. (unterer Molar mit 37 mm Breite)

Palaeochoerus sp.

Moschidae, 2 sp.

Cainotheriidae

Carnivora, 1 sp.

Amphilagus cf. *ulmensis* Tobien, 1974

Piezodus sp.

Die Funde ermöglichen die Zuordnung in das Aquitanium. Ob die Spalte mit der von Weinberg 1, die das gleiche Alter und Sediment aufwies, in Verbindung steht oder gar identisch ist, ist nur zu vermuten. Die Eisengrube am Weinberg diente der Bohnerzgewinnung und lag knapp 30 m südöstlich

von dem oben beschriebenen Fundpunkt. Von diesem Bohnerzschurf stammen wahrscheinlich die von SCHLOSSER (1902: 253 und 1916: 4) beschriebenen Knochenreste von Raubtieren. Unklar ist dabei, ob das

Typusstück des Nashorns *Menoceras zitteli* (Schlosser, 1916) auf dem Weinberg oder in der Karstspalte Grafenmühle 1 gefunden wurde.



Säugetierfunde aus der aquitanen Karstfüllung von „Weinberg 2“

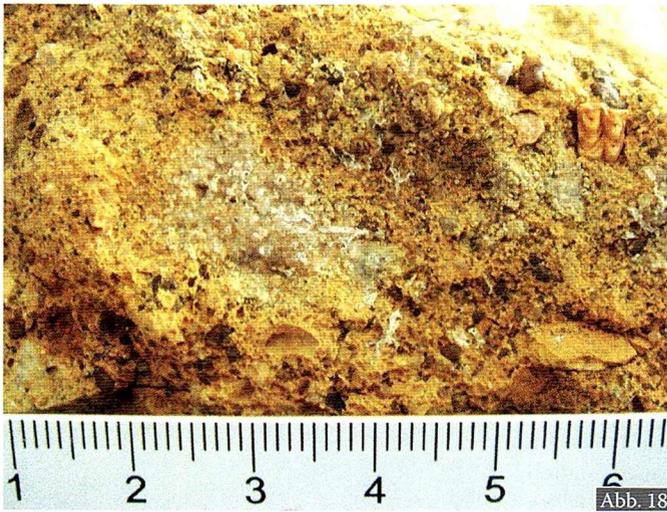


Abb. 16: Rechter unterer Backenzahn eines großen Nashorns, vermutlich von *Diacatherium* sp.

Abb. 17: Vorderer Prämolare eines kleinen Nashorns

Abb. 18: Spaltenkalk mit kleinen Quarzen und Bohnerzen. Im Bild rechts oben ist ein oberer Molar eines Zwerghirsches der Familie Cainotheriidae eingebettet.



Abb. 19: Linker Unterkiefer mit m1 und m2 eines Moschiden

Abb. 20: Hasenkiefer mit m1 und m2 von *Amphilagus* cf. *ulmensis* Tobien, 1974

Zimmern 1 (Aquitanium, MN 1-2)

Etwa 2 km westlich von Bieswang, 1 km nordöstlich von Zimmern liegt die Teufels-
höhle in ca. 480 m NN. Höhlenforscher fan-
den darin einen Säugetierzahn, den sie Herrn
Professor K. Heissig in München übergaben.
Es handelt sich um einen Zahn der Familie
Moschidae. Die Höhle ist eine Ost-West-
verlaufende Karstspalte, bei der das Karstse-
diment abgesackt ist, so dass sich eine über
20 m lange Höhle bildete. Das Sediment
besteht aus braunen bis gelbbraunen, san-
digen Lehmen und Tonen, die karbonatisch
zementiert sein können. Ein Tapir- und Mo-
schidae-Zahn sichert die Einstufung in das
Aquitanium. Das Sediment erinnert an die
Karstfüllungen von Übermatzhofen und an
die aquitanischen Spalten der Grafenmühle.
Einige Knochen könnten von Pseudosciuri-
den stammen und auf die Aufarbeitung einer
älteren Karstfüllung hinweisen.

Nennslingen 1 (Langhium, MN 5)

Im nordöstlichen Teil des damals bereits auf-
gelassenen Oxfordium-Steinbruchs ca. 500
m SSE von Nennslingen fand der Autor am
01.05.1986 etwa 3 m über der Bruchsohle auf
einer Karstfuge in rotbraunem Lehm Kno-
chenreste. Der Lehm enthielt vorwiegend
Einzelzähne und Knochenbruchstücke von
Kleinsäugetern, die öfter abgerollt sind. Inso-
fern ist es nicht ausgeschlossen, dass es sich
um umgelagerte Fossilien einer ursprünglich
höher gelegenen Karstfüllung handelt. Das
Fundniveau im untersten Weißjura, nur we-
nige Meter über der Malmbasis, ist für die
Gegend bisher einmalig.

Die Fauna besteht aus:

Amphibia indet.

Ophidia indet.

Lacertilia indet.

Chiroptera indet.

Galerix exilis Blainville, 1840

Mioechinus sp.

Miosorex sp.

Carnivora 1 sp.

Suidae 1 sp.

Lagomeryx sp.

Cervidae sp. indet.

Prolagus oeningensis (König, 1825)

Lagopsis cf. *penai* (Royo, 1928)

Amphilagus sp.

Gliridae 2 sp.

Heteroxerus huerzeleri Stehlin & Schaub,
1951 vel *Heteroxerus rubricati* Crusafont et.
al., 1955

Sciurus bredai (H. v. Meyer, 1848)

Democricetodon mutilus Fahlbusch, 1964

Megacricetodon minor (Lartet, 1851)

Megacricetodon germanicus Agujuar, 1980

Cricetodon cf. *meini* Freudenthal, 1963

Die Alterseinstufung in den höheren Teil
der Säugetierzone MN 5 ergibt sich aus den
Zahnfunden von *Cricetodon* cf. *meini* Freu-
denthal, 1963, die im unteren Größenbereich

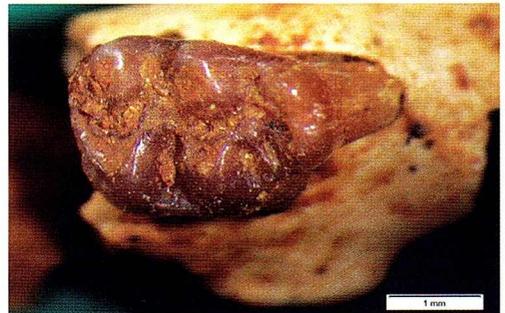


Abb. 21 und 22: Ein Oberkiefer mit M1 und einer
mit M1 und M2 des Hamsters *Cricetodon* cf. *meini*
Freudenthal, 1963 von „Nennslingen 1“. Die Größe
der Zähne dieser Art lässt eine Einstufung in das
Säugetierniveau MN 5 zu.



Abb. 23: Unterkiefer mit m1 bis m3 des kleinen Hamsters *Megacricetodon minor* (Lartet, 1851) aus der fossilführenden Karstfüllung von „Nennslingen 1“

der Art liegen. Ähnlich kleine Formen sind aus Ebertshausen und Ziemetshausen bekannt. Die Fauna ist damit etwas älter als das Riesereignis. Faunen dieses Alters sind in den fränkischen Karstfüllungen relativ selten.

Berghausen 1 (Langhium bis Serravallium, MN 5-6)

Die Karstspalte liegt in dem Plattenkalksteinbruch ca. 1 km nordwestlich von Berghausen in knapp 510 m NN. Früher wurde hier Schottermaterial gewonnen. Mittlerweile ist der Steinbruch seit Jahren aufgelassen und verwächst allmählich.

In dem Steinbruch stehen ca. 6 m überwiegend verkieselte Plattenkalke an, in die häufig grobe Riffschüttungen eingeschaltet sind. Vor allem diese Grobschüttungen enthalten zahlreiche Brachiopodenreste. In den laminierten, feineren Lagen kommen häufig zerfallene Fischreste vor. Vollständigere Fische z.B. von *Aspidorhynchus* sp. und *Lepidotes* sp., Reptilreste, Seeigel oder Krebsreste sind selten. *Saccocoma* sp. ist in einigen Lagen häufiger. Ebenso sind Pflanzenreste nicht selten. Ammoniten sind meist schlecht erhalten. Die wenigen Perisphincten und Opeleiden lassen eine Altersgleichheit der Plattenkalke mit Eichstätt vermuten.

Im Südostteil des Bruches befindet sich die annähernd nord-süd-verlaufende, fossilführende Spalte, die mit grünem, blaugrau-

em und gelbbraunem Ton verfüllt ist, der sehr zahlreiche Weißjura-Hornsteine enthält. Bei den Knochen handelt es sich meist um Splitter oder unvollständige Reste, die nesterweise angereichert sind. Eine Schlammprobe aus dem Haldenmaterial lieferte einige Kleinsäugerzähne.

Pisces

Salamandridae indet.

Sepentes indet.

Varanus sp.

Testudinidae

Chiroptera indet.

Dinosorex sp.

Amphelchinus sp.

Galerix cf. *exilis* (Blainville, 1839)

Mustelidae indet.

Suidae indet.

Rhinocerotidae indet.

cf. *Eotragus* sp.

Dorcatherium cf. *crassum* (Lartet, 1839)

Heteroprox cf. *larteti* (Filhol, 1891)

Lagomeryx cf. *pumilio* (Roger, 1896)

Micromeryx flourensianus Lartet, 1851

Miodiromys aegercii Baudelot, 1972

Microdyromys cf. *koenigswaldi* De Bruijn, 1966

Keramidomys sp.

Democricetodon mutilus Fahlbusch, 1964

Prolagus cf. *oeningensis* (König, 1925)

Trogontherium minutum (v. Meyer, 1838)

Lagomeryx cf. *pumilio* (Roger, 1896) kommt in der Säugetierzone MN 5 bis tiefes MN 6 vor. *Micromeryx flourensianus* Lartet, 1851 tritt zwar schon in dem MN 5 Niveau auf, ist aber in der Oberen Süßwassermolasse in dem Niveau MN 6 häufiger, so dass die Zurordnung zu MN 6 wahrscheinlicher erscheint. Dafür spricht auch *Miodiromys aegercii* Baudelot, 1972. Das Auftreten von Fischresten und der Gattung *Dorcatherium* zeigt Gemeinsamkeiten zu Molassefundstellen an, da *Dorcatherium* in Karstfüllungen fast nie vorkommt. Außergewöhnlich

ist die Lage der Karstfüllung. Sie ist die östlichste fossilführende tertiäre Karstfüllung.

Eine Seltenheit ist der Fund eines Waran- kiefers.

Fossilien von der untermiozänen Karstspalte „Berghausen 1“. Es handelt sich um die am östlichsten gelegene fossilführende tertiäre Karstfüllung der Südalb.



Abb. 24: Im Umfeld der Spalte liegen Kieselplattenkalke, die aber nur selten Fossilien enthalten. Als ein Beispiel ist ein Krebs aus den Plattenkalke abgebildet.

Abb. 25: Ein etwa 7 mm langer Waranunterkiefer ist in Karstfüllungen selten.

Abb. 26: Dieser Insektenfresserunterkiefer von *Dinosorex* sp. mit dem m2 (2,4 mm lang) und m3 (2,0 mm lang) gehört zu den Spitzmäusen.



Abb. 27: Oberer Molar von *Heteroprox* cf. *larteti* (Filhol, 1891), einer der häufigeren Hirschartigen im Untermiozän

Abb. 28: *Dorcatherium* cf. *crassum* (Lartet, 1839) ist ein typisches Element der Oberen Süßwassermolasse. Hier ist ein oberer Molar abgebildet. Hirschferkel gibt es heute noch.



Abb. 29: *Micromeryx flourensianus* Lartet, 1851 ist für das Säugetierniveau MN 6 charakteristisch. Die beiden unteren Backenzähne der Abbildung sind links ein m3 und rechts ein m2.

Abb. 30: Ein kleiner Hirschprämolare p3/4 von 5,1 mm Länge aus dem Unterkiefer von *Lagomeryx* cf. *pumilio* (Roger, 1896)



Abb. 31: Wichtig für die zeitliche Zuordnung sind im Untermiozän die Hamster. Ein Beispiel ist der M1 von *Democricetodon mutilus* Fahlbusch, 1964, der 1,9 mm lang ist.



Stahlmühle 1 (Miozän ?)

Im Steinbruch knapp nördlich der Stahlmühle, im Norden von Ursheim, lag in dessen Westteil gelbbrauner Ton auf der Halde. Dieser enthielt einen *Prolagus*-Zahn. Damit ist wahrscheinlich Miozän belegt. Im Steinbruch wurden früher Weißjuraschollen und zerrütteter Weißjura abgebaut, die vor allem dem unteren Kimmeridgium zugeordnet werden können. Es kamen auch gelbbraune Bohnerzlehme vor, die allerdings keine Fossilien enthielten.

Grafenmühle 25 (Obermiozän bis Pliozän, MN 9 bis MN 16)

Fundort ist wie bei der Grafenmühle 24 der Steinbruch oberhalb der ehemaligen Grafenmühle bei Pappenheim. Die Karstfüllung liegt allerdings weit über den übrigen bisher beschriebenen Spaltenfüllungen an der südöstlichen Ecke des Steinbruches in etwa 540 m NN. In diesem Bereich sind zwischen 520 m und 540 m NN in den Karstspalten Sande und Schluffe eingelagert, die teilweise karbonatisch zementiert sind und viele Gerölle führen. Die Gerölllagen können zu einem Konglomerat verbacken sein. Neben bis cm-großen Quarzen und vielen Weißjurageröllen sind vor allem schwarze, von Quarzadern durchzogene, paläozoische Lydite interessant, da diese durch fluviatile Vorgänge aus dem Frankenwald nach Süden verfrachtet wurden. Sie werden bis 1 cm groß, sind kantengerundet und in verschiedenen Lagen eingebettet. Daneben sind Eisenerz führende Knollen enthalten, die über 10 cm groß werden können. Sie gaben in früheren Zeiten Anlass zum Erzabbau im Bereich der Alten Bürg. In der gleichen Höhenlage sieht man noch heute zahlreiche, mehrere Meter tiefe Gruben östlich vom Steinbruch. Im Folgenden werden diese fossilfreien Sedimente noch genauer behandelt werden.

Im höchsten Abbaubereich, nur etwa zwei Meter unter dem Waldboden, waren in den

Schluffen und Sanden hellgelbbraune Kalke, Tone und rote Tone eingelagert, die vereinzelt einige Kleinsäugerreste enthielten. Offensichtlich wurde der Bereich der Schluffe und Sande ausgewaschen und ausgeräumt und danach mit den fossilhaltigen Sedimenten verfüllt. Die Fauna enthält:

Chiroptera sp.

Glis minor Kowalski, 1956 (P4 1,2x1,2; M1/2 1,6x1,6; M1/2 1,7x1,7; M1/2 1,6x1,7; p4 1,0x1,1; p4 1,2x1,2; m1/2 1,65x1,55; m1/2 1,7x1,7; m1/2 1,6x1,8)

Die Gliridenzähne sind etwas kleiner als die von *Glis sackdillingensis* Heller, 1936. Sie liegen im Größenbereich von *Glis minor* Kowalski, 1956. Die Art kommt im Pliozän Polens vor. Aus Sondershausen beschreiben Hellmund & Ziegler (2012) die Art und geben für die zeitliche Verbreitung die Säugetierzonen MN 14 bis MN 16 an (HELLMUND & ZIEGLER 2012: 87). Nach DAXNER-HÖCK & HÖCK (2009: 408) ist die zeitliche Verbreitung sogar MN 9 bis MN 16. Eine fossilführende Karstfüllung dieses Alters ist aus der Treuchtlinger Umgebung bisher nicht bekannt.

Für die darunter liegenden Frankenwald-Lydit führenden Kiese ergibt sich damit ein Mindestalter von Pliozän für deren Sedimentation. Die gleichen lyditführenden Sedimente kommen auf gleichem Höhengniveau an den Erzgruben am Nagelberg bei Treuchtlingen, an den Erzgruben der Osterdorfer Löcher, oberhalb von Zimmern und bei den Erzgruben südöstlich von Übermatzhofen vor.

In tieferer Lage fand RUMMEL (1993: 11) in der Karstfüllung Grafenmühle 17 Anteile mit Hornsteinen, Lyditen, Bohnerzkörnern und Kreiderekliken und wies eine pleistozäne Hyäne nach. Dies lässt hinsichtlich der Ablagerung einen Zusammenhang mit den obigen Sedimenten und deren Umlagerung im Pleistozän vermuten.

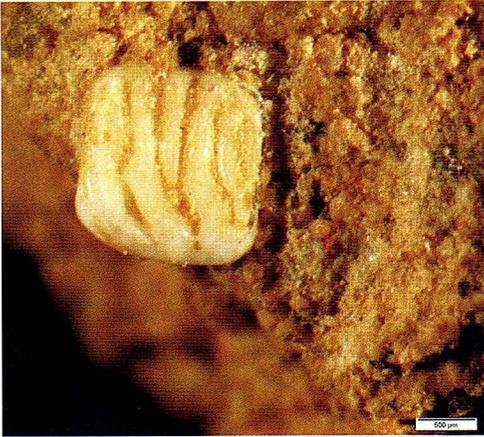


Abb. 32-34: Mit der Schlafmaus *Glis minor* Kowalski, 1956 kann das obermiozäne bis pliozäne Alter der Karstfüllung „Grafenmühle 25“ nachgewiesen werden. Oben ein oberer Molar M1/2, in der Mitte der untere Prämolare p4 und unten ein unterer Molar m1/2



Abb. 35: Die Karstspalte „Grafenmühle 25“. Die Fossilien kamen nur in einem etwa 0,5 m messenden Bereich vor, bei dem der Hammer liegt.

2.3 Pleistozäne Karstfüllungen

Solnhofen 6 (Pleistozän ?)

Im Alten Steinbruch am Siebenbuchenplatz, etwa 1 km südwestlich von Solnhofen fand sich vor einigen Jahren nahe der Sohle eine Karstfüllung mit rötlichen bis gelbbraunen Kalken und Lehm. Quarze sind häufig enthalten. Im weiteren Umfeld der Karstspalte enthielt der Spaltenkalk auch einen 2 cm großen Frankenswald-Lydit. Die Dimensionen der Karstspalte konnten nicht mehr nachvollzogen werden, da sie bereits in den Abraum geschoben worden war. Nur ein Gesteinsbrocken war fossilführend.

Chiroptera indet.
Rodentia indet.

Die Funde lassen keine Alterseinstufung zu, wobei aber das Sediment als typisch für das Pleistozän angesehen wird.

Im Übrigen enthielten gelbbraune Sande 300 m westlich des Zementwerkes, ungefähr 5 m unter der Bruchkante einige unbestimmbare Knochenreste.

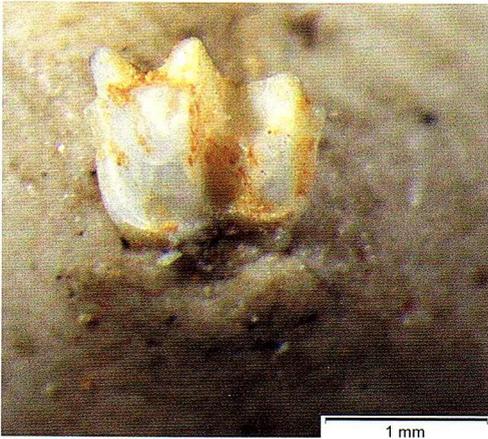


Abb. 36: Ein Unterkiefer-Fledermauszahn aus der Karstspalte „Solnhofen 6“

Im Steinbruch 300 m nordwestlich vom Waldschloss, 3 km östlich von Langenaltheim, befand sich in 10 m Tiefe ein fleischarbener Süßwasserkalk mit dem Rest einer *Cepaea* sp. Der Kalk erinnert an obereozäne bis oligozäne Kalke, die immer wieder im Riesumfeld gefunden werden.

Sowohl in dem großen Langenaltheimer Plattenkalkbruch als auch am Waldschlossbruch südlich der Verbindungsstraße zwischen Langenaltheim und Zementwerk lagerten in etwa 10 m Tiefe reichlich Bohnerze in Karstspalten, die allerdings keine Faunen lieferten.

3. Lyditführende Terrassenablagerungen der Paläo-Alt Mühl/Alte Bürg-Formation (Untermiozän oder Obermiozän bis Pliozän)

Besonders interessant sind Sedimente, die beiderseits der Altmühl in 510 m bis 550 m NN zwischen Dettenheim und Mörsenheim liegen, da in ihnen Frankenwald-Lydit und Brauneisenerze vorkommen. Neben dem Höhengiveau ist ihnen die Führung von Jurahornsteinen, Weißjura-Kieselplatten, Eisenerzbrocken, Quarzen und vereinzelt auftretenden, kleineren Frankenwald-Lyditen ge-

meinsam. Meistens handelt es sich um Erosionsrelikte, die sich in Dolinen, Karstschloten und -senken erhalten haben. Es sind aber auch am Berg Alte Bürg südwestlich von Pappenheim ungestörte, geschichtete Sedimente vorhanden. **Abgesehen von den weiter südlich gelegenen Monheimer Höhengängen, die ebenfalls Lydit enthalten, handelt es sich hier um die höchstgelegenen, lyditführenden Vorkommen bei Treuchtlingen.** Dies ist eine neue Beobachtung, die auf eine fluviatile Terrassenablagerung entlang des heutigen Altmühltals zwischen Treuchtlingen und Mörsenheim hinweist. Da die Terrasse etwa 130 Meter über dem heutigen Talniveau lag und dem heutigen Verlauf der Altmühl folgt, wird sie einer Paläo-Alt Mühl zugeschrieben. **Nach dem besten Aufschluss am Berg Alte Bürg werden die Sedimente in dieser Arbeit als Alte Bürg-Formation bezeichnet.**

Die losen Eisenerzbrocken im Lehm, Sand und braunen Ton konnten leicht gewonnen werden, weshalb vermutlich bereits vor dem Mittelalter zahlreiche Vorkommen ausgebeutet wurden. Erkennlich sind solche Gruben an dem Randauswurf und an den noch sichtbaren Malmwänden der Karstschloten und Dolinen. Dort waren nur oberflächliche Beobachtungen möglich, da sich ein Nachgraben an den historischen Stätten verbietet. Eisenerze gaben in der Vergangenheit Anlass zu einem regen, aber sehr kleinräumigen Abbau. Eine gute Übersicht hierüber lieferte ROSENBAUER 2010. Er beschreibt die meisten Lokalitäten, an denen früher Eisenerz gewonnen wurde. Dort finden sich unter anderem zu den Gruben am Nagelberg, zu den Osterdorfer Löchern, bei Übermatzhofen und am Berg Alte Bürg (ROSENBAUER 2010: 84-107) Beschreibungen. Aus heutiger Sicht ist der Erzgehalt solcher Lokalitäten völlig unbedeutend und nur für die regionale Landschaftsentwicklung von Interesse.

Folgende Vorkommen rechne ich zu den **Terrassenablagerungen der Paläo-Alt-mühl**:

Gipfelbereich des Nagelberges nord-östlich von Treuchtlingen, 520 m bis 540 m NN

Insbesondere am Nordostabfall der Kuppe zeigen sich Grabungsspuren in Form von zahlreichen Trichtergruben. Der Oberflächenbefund lässt in dem braunen Lehm bis Ton bis 2 cm große, gut gerundete Quarze und Weißjurahornsteine erkennen. Im Wurzelwerk eines umgestürzten Baumes kamen bis 6 cm große Erzbrocken und -schwarten vor, die teilweise stalaktitisch ausgebildet waren. Bei einem 2 cm grauen, geschichteten Kieselgeröll mit vielen feinen, mit Quarz verheilten Rissen könnte es sich vermutlich um einen Lydit aus dem Frankenwald handeln.

Osterdorfer Löcher 800 m nordwestlich von Osterdorf, 525 m bis 535 m NN

Wie am Nagelberg zeugen zahlreiche Gruben von der Erzgewinnung. Die Einlagerung der Sedimente in Karstschlote wird an dem Höllentrichter am deutlichsten. Aus dem braunen Ton der Ränder sind ab und zu cm-große Quarze und Erzbröckchen herausgewaschen. Wichtig ist ein 1 cm großes, eindeutig als Frankenwald-Lydit identifizierbares Geröll. In den östlich anschließenden Feldern lagern bis 10 cm große Erzbrocken.

Karstfüllungen im Steinbruch 600 m westlich von Osterdorf, 510 m bis 525 m NN

Schon von weitem erkennt man in dem seit Langem aufgelassenen Steinbruch zwei Karstschlote, die vom Querschnitt her an das Osterdorfer Loch denken lassen. Sie sind mit rotem Ton verfüllt und die Wandbereiche sind teilweise mit hellrotem Kalk überzogen, der viele Erzbrocken, kleine Quarze und Juraverkieselungen führt. Die abgewaschenen Ränder zeigen teilweise Tropfsteinbildungen. Das Vorkommen wird wegen der räum-

lichen Nähe zu den Osterdorfer Löchern als Erosionsrest der Paläo-Alt-mühl-Terrasse aufgefasst. Lydite, die diese Vermutung bekräftigen könnten, fanden sich bisher nicht.

Nordwestlicher bis nördlicher Hang Alte Bürg etwa 2 km südwestlich von Pappenheim, 520 m bis 550 m NN

Der Steinbruchbetrieb südlich der Grafenmühle, westlich des historischen Abbaugebietes, ermöglichte einen sehr guten Einblick in die Zusammensetzung und die Ablagerung der Terrassensedimente der Paläo-Alt-mühl. Viele Trichtergruben weiter östlich zeugen wiederum von der Erzgewinnung, liefern aber wie die oben genannten keine so detaillierten Befunde. An der höchsten Stelle des Steinbruches waren an der Wand in 540 m NN als Auflage einer mehrere Meter breiten Karstspalte etwa 2 m gut geschichtete Sedimente erkennbar, die vorwiegend aus gelben Feinsanden, Schluff, Grobsandlagen und im unteren Teil aus Konglomeratlagen bestanden. Im Schluff und Feinsand sind mürbe Limonitlagen bis limonitische Verhärtungen enthalten. Vor allem die Randbereiche zum Weißjura hin und die Konglomerate sind karbonatisch zementiert. Die groben Sande bis Kiese und die Konglomerate beinhalten zahlreiche kantengerundete, bis 5 cm große Weißjurahornsteine, viele bis 1 cm große Quarze, Eisenerzbröckchen und kleine Bohnerze. Die schwarzen bis grauen Frankenwald-Lydit werden bis 1 cm groß, sind stark abgerollt mit glänzender Oberfläche und treten nur gelegentlich auf. Schrägschichtungen kommen vor. Im Basisbereich lagern an einer Stelle bis zu 20 cm große Weißjurakieselplatten des Malm Zeta. In die Karstspalte hat sich später die oben beschriebene, fossilführende Karstfüllung Grafenmühle 25 im südlichen Teil eingelagert. **Damit ist das Mindestalter der Lydit führenden Sedimente das Pliozän. Dieses Ergebnis wird für die anderen hier beschriebenen Vorkommen übernommen.**

Folgendes, ungestörtes **Typusprofil der Alte Bürg-Formation** konnte an der höchsten Stelle des Steinbruchs aufgenommen werden:

- 0,1 m Humus mit Weißjurabrocken
- 0,2 m Schluff

- 0,2 m Feinsand, teilweise schluffig, unten durch Eisenoxid rostig braun verfärbt
- 0,3 m Feinsand mit schräggeschichtetem Bereich, der unten braun verfärbt ist.
- 0,2 – 0,3 m Sand bis Kies, lyditeführend
- knollige Brauneisenverhärtungen

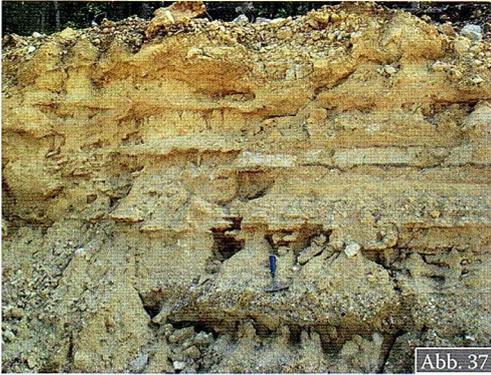


Abb. 37



Abb. 38



Abb. 39

Terrassenablagerungen der Paläo-Alt-mühl am Berg Alte Bürg in der Nähe von Pappenheim. Sie enthalten kleine Lydite aus dem Frankenwald, die als Beleg für eine Anlieferung aus dem Norden gelten, hier aber vermutlich nur umgelagert vorliegen.



Abb. 40

Abb. 37: An dieser Stelle wurde das Profil im Text aufgenommen, das als **Typusprofil** für die **Alte Bürg-Formation** dienen soll.

Abb. 38: Hier sind die tieferen Lagen mit den Konglomeraten und ihren Geröllen erkennbar.

Abb. 39: Ein Handstück aus der Konglomeratlage veranschaulicht die Zusammensetzung des Sediments.

Abb. 40: Ein Brocken dichtes Brauneisenerz, das als Geröll in den Sanden lag. Es wird als Verwitterungsrelikt von größeren, kreidezeitlichen Erzkvorkommen gesehen. Diesen Erzbrocken war der frühere Abbau auf Eisenerz im näheren Umfeld gewidmet.

0,1 m Feinsand
0,2 m Feinkies, karbonatisch zementiert
0,1 m Sand
0,3 m Konglomerat mit Lyditen, Quarzen, Hornsteinen, Brauneisenerzbröckchen und Bohnerzen, unten weniger grob und sandig
0,1 m Feinsand
0,2 m Konglomerat mit Lyditen, Quarzen, Hornsteinen und Brauneisenerzbrocken, teilweise mit bis 20 cm großen Kieselplatten des Malm
Liegendes: Malmdolomit

Zehn bis zwanzig Meter weiter südlich des Profils sind in den Sanden zahlreiche Erzbrocken bis 10 cm Größe beigemengt. Die Brauneisenerze sind häufig quarzfrei und haben eine glatte Bruchfläche. Sie gaben weiter östlich wohl Anlass zum Erzabbau. Knapp unter der Humusdecke lagern 30 m südlich von der Karstspalte Grafenmühle 25 bis zu 2 m Feinsande, Sande und Feinkies wiederum mit Lyditen und Erzbrocken. Die Schichtung ist teilweise stark geneigt bis nahezu senkrecht. Dies könnte durch Einsacken verursacht worden sein. Es sind außerdem Lagen mit grauem und hellrosarotem Lehm enthalten.

In den tieferen Sohlen des Steinbruches kommen Eisenerze und Jurahornsteine in rötlichen Lehmen bis auf 510 m NN vor. Diese Karstfüllungen erinnern sehr an die weiter unten beschriebenen Verhältnisse bei Dettenheim. Es handelt sich dabei um Relikte, die durch die Erosion und Verkarstung nach unten projiziert wurden.

Die alten Abbautrichter liegen am Nordhang des Berges Alte Bürg und reichen bis an den steilen Hang oberhalb der Straße, die von Pappenheim nach Übermatzhofen führt. Der im Ostteil des Berges angelegte Waldweg hat im Dolomit einen tiefen Einschnitt geschaffen, der auf der Kuppe einen 0,5 m mächtigen Bereich mit Erzbrocken, gelbbraunen Sanden und blaugrauen Tonüberresten freige-

legt hat. Durch den Wegebau wurden unterhalb des Einschnittes vermutlich einige alte Erzgruben verschüttet.

Kirchenberg 500 m ostnordöstlich von Übermatzhofen, ca. 520 m bis 535 m NN

Am Hang des Kirchenberges sind die Reste eines Abbauversuches zu sehen. Ob es sich um Grabungen nach Eisenerz handelt, bleibt offen. Limonitbröckchen und kleine Quarze sind im Abraum vorhanden. In den Feldern südlich davon kommen größere limonitisch verbackene Sande, Brauneisenerzbrocken, kleine Quarze bis 2 cm und Weißjurahornsteine im braunen Lehm vor. KRUMBECK (1927: 42) nennt einen Lyditfund von dort, weshalb die Lokalität hier aufgenommen wurde.

Trichtergruben 800 m südöstlich und nordwestlich von Übermatzhofen, ca. 520 m bis 535 m NN

Die vielen Abbautrichter gleichen denen vom Berg Alte Bürg. Oberflächlich liegen ebenso zahlreiche verkalkte Sande und kleinere Erzbröckchen herum. Lydite kommen vor.

Zimmerner Berg 500 m nördlich und 800 m nordwestlich von Zimmern, 535 m bis 545 m NN

Dieses Vorkommen ist in den topografischen Karten als Dolinenfeld eingezeichnet. Die Höhenlage ließ ähnliche Verhältnisse wie bei den obigen Fundpunkten vermuten. Eine Begehung ergab auch dort ein dichtes Feld mit Trichtergruben. Kleine Erzbröckchen, vererzte Weißjurakieselplatten und Quarze bis 2 cm in braunem Lehm und Sand bestätigten die Vermutung. Die Brauneisenerze sind quarzfrei und als Seltenheit mit Glaskopf überzogen. Ein 1 cm großer Frankenwald-Lydit konnte aufgelesen werden. Ein offener, im Durchmesser gut 5 m messender Karstschlot erinnert an den Höllentrichter von Osterdorf.

Steinbruch am Maxberg nördlich von Mörsheim, ca. 540 m bis 550 m NN

Oberhalb der Sohle der Fahrstraße waren nahe an den Werksanlagen in einer Karstfüllung mehrere Meter mächtige Sande aufgeschlossen, die neben Eisenerzknollen auch kleinere Lydite führten. Die Lithologie legt den Zusammenhang zu den obigen Vorkommen nahe.

Am Südhang des Berges 700 m nordöstlich von Dettenheim kommen in 510 m bis 520 m NN Hornsteine von bis zu 10 cm, Malm-Kieselplattengerölle, bis 3 cm große Erzbrocken und cm große Quarze in braunem Alblehm vor. An der Wand einer Karstspalte sind im südöstlichen Steinbruch des Oxfordiums Millimeter große Quarze, Bohnerze und bis 2 cm große Erzbrocken in einem hellroten Kalk enthalten. Lydite konnten bisher nicht nachgewiesen werden. Es liegen nur Erosionsrelikte vor. Dieses Vorkommen wird daher mit Vorbehalt der Schotterterrasse zugeordnet.

Die Zugehörigkeit der verfallenen Grube nordöstlich vom Eulenhof und Feldfunde nördlich von Möhrenberg in etwa 505 m NN ist fraglich. Sie weisen zwar Frankenwald-Lydite von der Größenordnung der Monheimer Höhengsande, aber auch Erzgerölle und über 4 cm große Quarze auf. Brauneisenerzsandsteine bilden keine Lagen wie in den Monheimer Höhengsanden. Es kann sich dabei um Dolinenfüllungen oder erodierte Monheimer Höhengsande handeln. Die Erzreste und großen Quarze sprechen für eine ältere Sedimentation. Denkbar ist die Zugehörigkeit zu den untermiozänen Ablagerungen des Urmains.

Erzhaltige Sande, Tone und Kiese der Kreidezeit befinden sich nordwestlich von Haardt und nördlich vom Bonhof bei Schambach. Nordöstlich von Göhren, nördlich von Hochholz, südöstlich von Bieswang und südwestlich von Schönau sind Sande, Tone und Kiese aufgeschlossen. Alle Vorkommen liegen bei 540 m NN bis 560 m NN. In ihnen konnte der Autor allerdings nirgends Lydite finden.

Sie werden als kreidezeitliche Ablagerungen aufgefasst. Diese kommen als Lieferant für einen Teil der Sedimente der Paläo-Alt Mühl in Frage.

Die fazielle Ähnlichkeit der Alte Bürg-Formation zu den Monheimer Höhengsanden und die ähnliche Höhenlage sind auffällig. GALL & MÜLLER (1970: 122) stellen daher lyditführende Sande in 550 m und 570 m Höhe NN aus dem Plattenkalkgebiet südlich von Solnhofen zu den Monheimer Höhengsanden. SCHMIDT-KALER (1997: 51) hält diese Vorkommen für kreidezeitlich. Ob die von GALL & MÜLLER (1970: 122) beschriebenen Vorkommen der Alte Bürg-Formation zuzuordnen sind, kann nicht mehr überprüft werden. **Bei den oben beschriebenen Vorkommen der Paläo-Alt Mühl sind die Lydite durchschnittlich kleiner und seltener als in den Monheimer Höhengsanden. Die Monheimer Höhengsande führen keine Erzgerölle.** Nach GALL & MÜLLER (1970: 115) sollen in den Höhengsanden gelegentlich Bohnerze vorkommen, die der Autor aber trotz umfangreicher Begehungen bisher an keiner Lokalität fand. Die Brauneisenerze sind bei den Höhengsanden als harte Ortsteinlagen und Krusten ausgebildet und enthalten fast immer Quarze. Ihre Bruchfläche ist meist rau und nur selten und in geringem Umfang glatt. In den Vorkommen der Paläo-Alt Mühl kommen größere Brauneisenerzbrocken als Erosionsrelikte vor, die häufig quarzfrei sind, eine glatte Bruchfläche zeigen und daher vermutlich aus der Kreidezeit stammen. **Daher werden die Sedimente der Paläo-Alt Mühl nicht zu den Monheimer Höhengsanden gestellt.**

Die enthaltenen kleinen Bohnerze in den Terrassenablagerungen der Paläo-Alt Mühl deuten darauf hin, dass die Ablagerungen jünger als Eozän sind. Die Oberkreide bis hin zum Eozän gilt als Hauptbildungszeit für die Bohnerze.

Im höchsten Niveau des Steinbruchs an der Grafenmühle machte es den Anschein, dass Riesgries über den Sedimenten der Paläo-Altstuhl lagert, was für deren präriesische Ablagerung sprechen würde. Der beobachtete Riesgries, der oberflächlich lag, kann aber umgelagert sein. Der Befund ist somit unklar. Eine präriesische Ablagerung der Alte Bürg-Formation hätte die Hypothese zur Folge, dass die Ablagerungen während der Säugetierzonen MN 3/4 im Untermiozän als höchstgelegene Schüttung des Urmains sedimentiert wurden. Lyditführende Sedimente des Urmains waren nämlich bereits in der Säugetierzone MN 5 des Untermiozäns zum großen Teil erodiert worden und lagern bei Hauslach unter den Süßwasserkalken der Georgensgmünd-Formation (siehe BERGER 2010: 161 ff.). **Die Terrassenablagerungen der Paläo-Altstuhl können aber höchstwahrscheinlich nicht älter als die Säugetierzone MN 3 sein, da in den zahlreichen sandigen Karstfüllungen des Aquitaniums (MN 1 bis 2) der Grafenmühle und anderer fossilführender Karstfüllungen der aquitanen Palaeokarstregion zwar viel Sand enthalten ist, aber bisher keine Lydite gefunden wurden. Wären die lyditführenden Sedimente der Alte Bürg-Formation älter als Aquitanium, wären im Zuge der Erosion mit hoher Wahrscheinlichkeit in die 100 m entfernten und etwa 60 m tiefer gelegenen fossilführenden Karstfüllungen auch Lydite eingeschwemmt worden. Die obige Hypothese mit einer Flussrichtung über das Altmühltal und nicht durch die präriesische Erosionsrinne über Monheim steht im Widerspruch zu den bisherigen Vorstellungen über die präriesischen Verhältnisse.**

Wahrscheinlicher erscheint daher die Hypothese, dass mit dem tektonisch bedingten Herausheben der westlichen Teile bzw. Absinken der östlichen Teile des Untersuchungsgebietes im Miozän der damalige Fluss nicht mehr westlich von dem Langenaltheimer Hochge-

biet fließen konnte, sondern nur noch östlich davon. Zuvor sedimentierte, lyditführende Sedimente wurden zum Teil wieder abgetragen und der Fluss nahm bereits den heutigen Lauf der Altmühl ein. Die direkte Anlieferung der Lydite aus dem Frankenwald zu dieser Zeit ist nach den Ergebnissen von BERGER (1993) unwahrscheinlich, da sie bereits in den Monheimer Höhengründen laut Berger mehrfach umgelagert worden waren. Diese Ansicht ist aber umstritten und die Herkunft der Lydite aus den Monheimer Höhengründen bleibt weiterhin problematisch. Die Umlagerung der Sedimente der Alte Bürg-Formation aus Äquivalenten der Monheimer Höhengründe wäre denkbar.

Die oben beschriebenen, fossilfreien, fluviatilen Sedimente und Erosionsrelikte zwischen Treuchtlingen und Mönsheim liegen beiderseits des heutigen Altmühltals. Sie befinden sich mit bis zu 550 m NN deutlich höher als die bisher aus diesem Bereich beschriebenen lyditführenden Vorkommen. Sie repräsentieren die Überreste einer Terrasse. Sie werden daher als Terrassenablagerungen der Paläo-Altstuhl bzw. Alte Bürg-Formation bezeichnet. Typlokalität ist der Berg Alte Bürg bei Pappenheim. An den meisten der Vorkommen konnten kleine Frankenwald-Lydite nachgewiesen werden. Sie enthalten außerdem als Gerölle derbe, vermutlich kreidezeitliche Brauneisenerzbrocken. Die Sedimente wurden meist als Relikte in Dolinen und Karstspalten konserviert. Ein Mindestalter von Pliozän kann als gesichert gelten. Die Terrassenablagerungen haben ein tertiäres Alter. Die Sedimentation erfolgte entweder im Untermiozän oder, was wahrscheinlicher ist, im Obermiozän bis Pliozän.

4. Die Schottergerölle im Ablehm des Uhlberges: Uhlbergschotterrelikte (Oberkreide bis Eozän)

Westlich des Uhlberges kommen Grobquar-

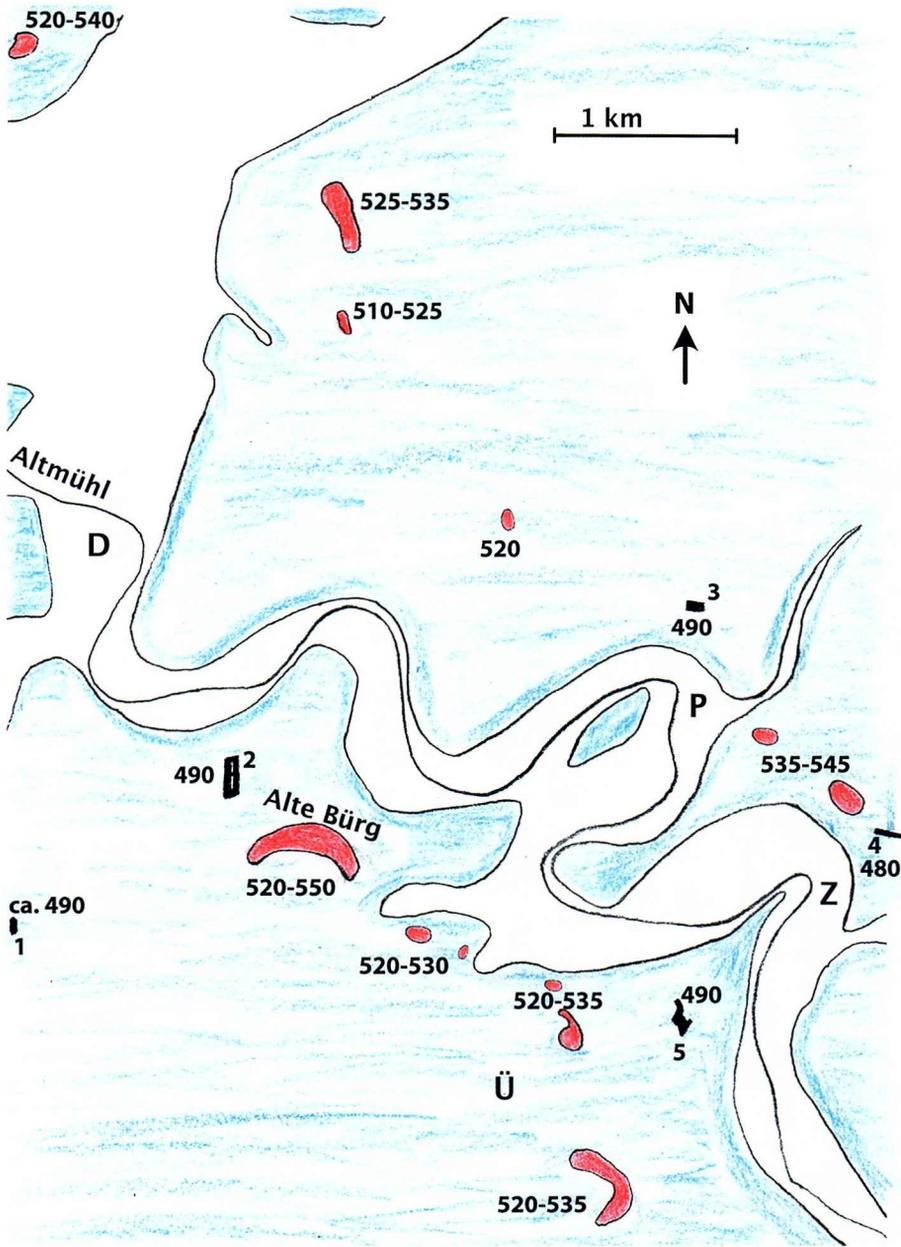


Abb. 41

● Vorkommen der Terrassenablagerungen der Paläo-Altmühl/Alte-Bürg-Formation

◆ Fossilführende Karstfüllungen der aquitanen Paläokarstregion Pappenheim

1 - "Hürth 5"; 2 - "Grafenmühle 8, 9, 14, 15, 17"; 3 - "Weinberg 1"; 2; 4 - "Zimmern 1"

5 - "Übermatzhofen 1-5" Höhenangaben in [m ü. NN]

D - Dietfurt, P - Pappenheim, Z - Zimmern, Ü - Übermatzhofen

ze vor, die von GALL & MÜLLER (1970: 122) zu den Monheimer Höhensanden gerechnet werden und damit postriesisch sein sollen. Diese Vorstellung ist aus den nachfolgenden Gründen abzulehnen.

TREIBS (1950: 23) hat die Gerölle auf dem Uhlberg bereits in das Alttertiär gestellt und als Altmühl-Hochschotter kartiert. Die Altmühl ist aber über 7 km vom Uhlberg entfernt. WEBER (1958: 401 f.) rechnet sie zu seiner Hochflächengeröllsandüberdeckung, die nach seiner Vorstellung im Mittel- und Obereozän flächenhaft östlich und nordöstlich vom Ries vorhanden war. In ca. 610 m NN kamen nach BOLTEN & MÜLLER (1969: 118) angeblich Lydite vor, und sie vertraten die Auffassung eines präoligozänen Alters.

Eine systematische Begehung des Waldgebietes ergab, dass sich zwischen dem Hirschbuck (621 m NN) und dem Uhlberg (604 m NN) ein ausgedehntes Dolinengebiet von etwa 500 m x 100 m Ausdehnung befindet. Dessen Höhenniveau liegt im Westen bei etwa 610 m NN und im Ostteil bei 590 m NN. Vor allem im Südosten des Hirschbucks liegen feuchte, zum Teil wassergefüllte Senken und Erdfälle. Ihre Wasserführung ist nur durch Niederschlagswasser erklärbar. Der Autor bemerkte im Januar 2020, dass an einer Doline Material, das vermutlich zur Verfüllung in eine Doline geworfen wurde, nachgesackt war und einen Karstschlot freigab. Eine Begehung kam im Hinblick auf den Fledermausschutz und die Gefahren damals nicht in Frage. Eine spätere Untersuchung ergab, dass der Schacht etwa 20 m tief reicht. Das „Bergerloch“ wie es meine Freunde nennen, verdeutlicht gut die geologischen Verhältnisse. Das Sediment auf dem dortigen Weißjura besteht aus bis zu 3 m braunem Residuallehm, der für die Abdichtung der Dolinen sorgt. In diesem lagern häufig bis zu 6 cm große, gut gerundete Quarze von milchigweißer, gelbbrauner bis brauner und

seltener rötlicher Farbe. Einige Quarze sind bei genauerer Betrachtung abgerollte Quarzite. Kleinere Quarzite bis 5 mm sind als aufgearbeitetes Material in bis 15 cm großen, kantengerundeten, limonitisch verfestigten Sandsteinen enthalten. Kleinere Sandsteine bis 2 cm sind gelegentlich stärker durch Eisen oder Mangan vererzt worden. Malmhornsteine und Malmkieselplatten sind nicht selten. Sie können bis 15 cm groß werden und lagen ursprünglich in einer kiesigen/konglomeratischen Matrix. Ein 3 cm messendes, dunkelgraues Geröll sah auf den ersten Blick wie ein Lydit aus, was sich aber bei einer genaueren Untersuchung nicht bestätigte. Es könnte sich dabei um die von MÜLLER (1972: 22) aus Kreidesedimenten beschriebenen, hellen bis schwarzgrauen Meta-Kieselschiefer handeln. Diese sind in kreidezeitlichen Schutzfelschichten und im Mörsheimer Bryozoen-sandstein nicht allzu selten, dort aber kleiner. Größere Gerölle dieser Art kamen in den unteroligozänen Sedimenten am Weitstein bei Treuchtlingen ebenfalls mit großen, gut gerundeten Quarzen vor. Die Bruchfläche dieser grauschwarzen Gerölle ist bedingt durch sehr kleine Quarzkristalle feinkörnig. Echte Frankwald-Lydite konnten vom Autor im ganzen Uhlberggebiet trotz umfangreicher Begehungen nicht aufgefunden werden. Bei den Quarzgeröllen handelt sich um Erosionsrelikte, die durch das Absacken in die Karstdolinen vor einer Abtragung bewahrt wurden. Es sind nur noch die größeren und widerstandsfähigsten Komponenten des ursprünglichen Schottervorkommens vorhanden. Das eigentliche Schottervorkommen lag sicher noch etwas höher, also mindestens in 610 m NN. Die 7 km SSE gelegenen Vorkommen mit Monheimer Höhensanden befinden sich in 520 m NN bis 560 m NN. Da sich der Südteil der Alb seit dem Riesereignis auf 30 km Nord-Süd-Erstreckung um etwa 30 m angehoben hat, bedeutet dies, dass das Ablagerungsniveau der ursprünglichen Schotter mindestens 60 m über dem der Monheimer

Höhensande lag. Sie können also nicht zusammengehörig sein. **Die Schotterrelikte des Uhlbergs sind somit keine Monheimer Höhensande.** Zur Abgrenzung dieses exponierten Vorkommens soll der Begriff **Uhlbergsschotterrelikte** verwendet werden. Die Quarze lassen sich sehr gut mit den von BERGER (2017) am Weitstein bei Treuchtlingen aufgefundenen Geröllen vergleichen. Die Geröllschüttung der Weitstein-Formation hat ein nachgewiesenes unteroligozänes Alter. Auch dort kommen keine Lydite vor. Bereits in der Weitstein-Formation befinden sich die Quarze auf sekundärer Lagerstätte. Am wahrscheinlichsten erscheint, dass die großen Quarze in der Oberkreide sedimentiert wurden. Dafür sprechen außerdem die limonitisch verfestigten Sandsteine des Uhl-

bergs, die den Kreideablagerungen der Südalb ähnlich sind, aber bereits aufgearbeitete Sedimente enthalten. In den „Uhlbergsschottern“ kommen ansonsten nur noch Oberjura-relikte vor, aber keine aus älteren Epochen. Die Quarze aus Trias-Ablagerung sehen anders aus. **Für die ursprüngliche Ablagerung der Quarze steht somit der Zeitraum von der Oberkreide bis in das Eozän zur Verfügung.** Dies deckt sich mit der Auffassung von HOHENESTER (1994: 279) für die nördliche Frankenalb, dass die Einbettung von Quarzgeröllschottern schon in der Kreide erfolgte. Nach ihr kommt hierfür vor allem der Zeitabschnitt des Coniaciums in Frage. Bei einer Ablagerung ab dem Untermiozän wäre die Beimengung von Frankenalb-Lyditen zu erwarten.



Abb. 42: Eine cirka 20 m tiefe Doline beim Uhlberg, in deren Albüberdeckungslehm **Uhlbergsschotterrelikte** mit Quarzen eingebettet sind. Sie verdeutlicht, dass man Dolinen nur am Rand betreten sollte, da ein Einbrechen nie ganz ausgeschlossen werden kann.



Abb. 43: Wenn Dolinen wie am Uhlberg vom Residuallehm abgedichtet werden, können sich kleine Wasserflächen bilden.

Malmkieselplatten liegen südlich und südöstlich vom Uhlberg in großer Anzahl als Verwitterungsrelikte im Alblehm vor. Etwa 1 km südwestlich vom Uhlberg sind feinschichtige Plattenkalke sogar noch anstehend vorzufinden. Sie lagern auf Kalken des Oberkimmeridgiums der Beckeri-Zone. Die Malmkieselplatten enthalten eine Fauna mit *Neochetoceras bous* (Oppel, 1863) wodurch ihr Alter mit den Plattenkalken von Eichstätt übereinstimmt. Die Plattenkalkschüssel, die sich vom Uhlberg bis mindestens zum Eichhof erstreckt, wird vom Autor als **Uhlbergwanne** bezeichnet. Ob eine Verbindung zur Treuchtlinger Wanne bestand, ist nicht sicher.

Historische Hinweise auf Karsterscheinungen am Uhlberg gibt DÖDERLEIN (1734: 64). Er erwähnt eine Höhle auf dem Uhlberg, die als Druidenschule gedient haben soll. Dabei ist fraglich, ob es sich um den oben erwähnten Karstschlot handelt. FALCKENSTEIN (1734: 109 f.) nennt im gleichen Jahr eine zimmergroße Höhle am Uhlberg, die ein Jäger entdeckt hat. Diese würde besser zu der Beschreibung von DÖDERLEIN passen. Der

Boden in der mystischen St.Ullrichs Kapellenruine beim Uhlberg klingt hohl. Befindet sich dort eine Höhle? Beim Bau der Kapelle wurden übrigens Plattenkalke der Uhlbergwanne verwendet. Nahe der Bezeichnung „Tempel“ auf alten Karten, etwa 100 m westlich von der Kapelle, ist ein annähernd quadratisch angelegter Wall mit Weißjurakalken, -dolomiten und -kieselplatten zu sehen, der auf dem östlichen Dolinengelände liegt.



Abb. 44: Die Quarze und Hornsteine der **Uhlberg-schotterrelikte** im Wurzelwerk eines umgestürzten Baumes beim Hirschbuck



Abb. 45: Die Uhlbergkapellenruine ist in jedem Falle sehenswert und aus dem Malmkalk der Umgebung gebaut worden. Es wurden unter anderem **Plattenkalk** der **Uhlbergwanne** verwendet.

5. Die Verkarstung der südlichen Frankenalb

Überlegungen zur Verkarstung der Südalb im Zusammenhang mit dem Auftreten fossilführender Karstfüllungen haben bereits DEHM (1935: 59 ff.) und HEISSIG (1988) angestellt. Im nachfolgenden Überblick sollen einige neue Aspekte herausgestellt werden.

5.1 Die kreidezeitliche bis untereozäne Verkarstung

Der unterkreidezeitliche Treuchtlingen-Neuburger Karsttrog

In der Unterkreide wurde die Südliche Frankenalb Abtragungsgebiet, und eine intensive Verkarstung setzte ein. Während für die Oberpfalz umfangreiche Untersuchungen hierzu vorliegen, die in Verbindung mit der Auerbacher Erzformation stehen, gibt es diesbezüglich für das Gebiet zwischen Ries und Ingolstadt weniger Veröffentlichungen. Lediglich im Hinblick auf die Lagerstätten des Neuburger Kieselweiß werden Verkarstung und tektonische Prozesse (z.B. TILLMANN 1986: 145 und STREIT 1978) für deren Entstehung und Konservierung angeführt. Mit Sicherheit war die Verkarstung während der Unterkreide in ähnlicher Wei-

se wirksam wie in der Oberpfalz. Vom Ende der Jurazeit bis zu den Ablagerungen der Oberkreide standen dafür über 40 Millionen Jahre zur Verfügung! Tektonische Störungen in der Größenordnung der Amberg-Sulzbacher-Störungszone hat es auf der Südalb allerdings nicht gegeben. Die vorhandenen Oberkreidesedimente beider Regionen belegen ein ausgeprägtes Karstrelief. Zwischen Weißenburg und Neuburg a.D. ist die Kreidebedeckung weniger geschlossen als in der Oberpfalz. Dies liegt nur zum Teil daran, dass auf der Südalb die Kreidesedimente nicht so mächtig waren. Die Kreideablagerungen westlich und nordwestlich von Neuburg lagern in Senken und Wannern mit bis zu 110 m Mächtigkeit (SREIT 1978: 96). Es werden lokale tektonische Vorgänge als Hauptursache angeführt. Größere tektonische Verwerfungen zwischen Treuchtlingen und Neuburg sind nach den anstehenden Weißjuraablagerungen nicht nachvollziehbar. Nur zwischen Neuburg und Tagmersheim sind mit Verwerfungen verbundene Verbiegungen erkennbar. In erster Linie ist dieses stärker werdende Abtauchen der Frankenalb zur Donau hin die tektonische HAUPTERSCHEINUNG und dafür verantwortlich, dass sich unmittelbar nördlich von

Neuburg die Kreide und die jüngsten Malmablagerungen in dieser Mächtigkeit erhalten konnten. Kleinräumige Faziesunterschiede im Malm erschweren die Einschätzung und können zu Fehlinterpretationen bezüglich der Tektonik führen.

Es spricht einiges dafür, dass die unterkreidezeitliche Verkarstung für die Überlieferung der Kreidevorkommen maßgebend ist. **Größere, zusammenhängend erhaltene Kreidekörper befinden sich zwischen Weißenburg und Neuburg im Großen und Ganzen nur entlang des dortigen Altmühltals und Wellheimer Tals.** Bei Weißenburg-Haardt liegt die Basis der Kreidesedimente im Kimmeridgium des Treuchtlinger Marmors (ca. 550 m NN), bei Mönsheim in den Mönsheimer Schichten (ca. 530 m NN), bei Gammersfeld in den Rennersthofer Bankkalken (ca. 480 m NN) und bei Neuburg schließlich im Niveau der Neuburger Bankkalke (ca. 400 m NN). Ein Einriss durch das Schwäbisch-Fränkische-Lineament ist nicht ersichtlich. Weiter östlich gibt es kaum so tief reichende Kreidesedimente. Nur einige kleinere, vermutlich kreidezeitliche Vorkommen nordöstlich von Eichstätt liegen in 520 m NN bis 540 m NN. **Obwohl weiter östlich ebenso der Treuchtlinger Marmor und die Plattenkalke in ähnlichem Höhenniveau vorkommen, und bedeutende Störungen zwischen den westlichen und östlichen Juraablagerungen nicht vorhanden sind, fehlen dort größere Kreidevorkommen. Die Verkarstung war in der Unterkreide dort nicht so ausgeprägt.** Dies bedeutet, dass bereits in der Unterkreide entlang des Altmühl- und Wellheimer Tals die Verkarstung und damit verbundene Erosion dafür sorgte, dass sich ein Trog bildete, in dem sich die Oberkreide in größerer Mächtigkeit ablagern konnten. **Dieser wird heute als Treuchtlingen-Neuburger Karst bezeichnet.** Im Norden sind nur noch die Wurzeln der Oberkreideablagerungen vorhanden.

Als Angriffspunkt für die Verkarstung in der Unterkreide könnte eine ungefähr nordwest-südost bzw. herzynisch-streichende Störungszone entlang des Altmühl- und Wellheimer Tals vermutet werden. Bisher sind aber entsprechende Störungen nicht nachgewiesen. Im südlichen Bereich wird eine Störung durch die Grenze der Verbreitung des Malm Zeta 4 - 6 im Westen von Laisacker und des Malm Zeta 3 östlich davon angedeutet. Weiter im Nordwesten fehlen solche Hinweise. Möglicherweise liegen unterkreidezeitliche Zerrspalten vor, die den Ausgangspunkt für die Verkarstung bilden. Verbiegungen wie die Dietfurter Mulde (SCHMIDT-KALER 1976; Abb. 33) könnten Hinweise darauf sein. Es wäre sogar in Verbindung mit der Gundelsheimer Mulde analog dazu eine SW-NE-gerichtete Störungszone entlang des Möhrenbachtals und der präriesischen Erosionsrinne denkbar. Entsprechend der Verbreitung der Kreidesedimente und derben Brauneisenerzfunde reicht die vermutete Störungszone möglicherweise über Treuchtlingen hinaus. Eine solche Störungszone würde damit die Lücke zwischen den ebenfalls herzynisch angelegten Strukturen des Landshut-Neuöttinger Hochs im Südosten und den herzynischen Störungszonen im Bereich von Würzburg und dem Spessart schließen. Die Auflagerung der tiefsten, noch vorhandenen Oberkreidesedimente auf verschiedenen Weißjurastufen zeigt, dass die Malm-sedimente der Südalb ähnlich wie heute bereits nach Süden abfielen. Tektonisch bestanden möglicherweise in der Unterkreide bereits Verbiegungen zwischen Graisbach und Neuburg, die nach Norden hin etwa bis Tagmersheim reichten.

Die Reliefbildung war in der Oberkreide bereits stark ausgeprägt. Beispielsweise haben sich bei Haunsfeld die Usseltalschichten des Malm in 562 m NN noch erhalten. 1 km westnordwestlich davon lagern Kreidesedimente ab 480 m NN. 5 km weiter östlich reichen die Kreidesedimente bis auf 490 m NN

herab. Die Vorkommen von Schambach und Osterdorf haben ihre Basis bei 530 m bis 540 m NN. 5 km weiter westlich steht der Malm bei Treuchtlingen noch bis in 600 m NN an. Bei Haardt liegt die Basis der Kreide bei 550 m NN und 2,5 km nordöstlich liegen ausgedehnte, kreidefreie Malmablagerungen in etwa 600 m NN. Somit sind Reliefunterschiede von mindestens 50 m im Norden, 80 m im Süden und von 100 m bei Neuburg belegbar.

Mit der Verfüllung der Karstmulden in der Oberkreide setzten natürlich durch den Druck der Sedimentlast in dem stark verkarsteten Gebiet an manchen Orten Sackungs- und Setzungsvorgänge ein, die zu den mächtigen Oberkreideablagerungen in solchen Wannen führten. Dies ist vor allem dann anzunehmen, wenn bestimmte Schichten im Innern der Wanne höhere Mächtigkeiten als am Rand aufweisen. Es ist aber auch damit zu rechnen, dass später noch Sackungs- und Setzungsvorgänge im Karst erfolgten. Sie basieren aber letzten Endes auf den unterkreidezeitlichen Verkarstungsvorgängen.

Die Talbildung der Altmühl und des Wellheimer Tals zwischen Pappenheim und Hütting war somit durch die Karstvorgänge bereits in der Unterkreide angelegt. Die Verkarstung reichte entsprechend den oben angegebenen Werten nicht auf das heutige Talniveau herab. Dieser 10 km breite und über 30 km lange, verkarstete Bereich wird als Treuchtlingen-Neuburger Karsttrog bezeichnet. In diesem befinden sich die kleineren, aneinander gereihten, schüsselförmigen Karstdepressionen, in denen heute die Oberkreidesedimente lagern. Außerhalb des Karsttroges liegen keine so tiefgreifenden Karstdepressionen mit Oberkreidesedimenten mehr vor. Der Treuchtlingen-Neuburger Karsttrog lieferte den Ausgangspunkt für die spätere, tiefgreifende Verkarstung im Tertiär und Quartär.

Aus den höheren anstehenden Abschnitten der Neuburger Kreide sind Sande, Quarzfeinsande und Quarzite bekannt. Reste davon sind in über 10 m mächtigen Verwitterungslehmen der Dolinenfelder am Mörsheimer Hummelberg zu sehen. Aus dem dortigen cenomanen Mörsheimer Bryozoen sandstein konnte BERGER (2011) aufgearbeitete Brauneisenerze und kleine, bis etwa 1 cm große Frankenwald-Lyditite nachweisen. Die Lyditite belegen bereits die Schüttungsrichtung aus dem Frankenwald. Sie kommen allerdings selten vor und unterscheiden sich dadurch von den späteren Lydit-Schüttungen. BERGER (2011: 89) schreibt sie einem kreidezeitlichen **Frankenalbfluss** zu, der damals die Nördliche und Südliche Frankenalb überquerte. Der Treuchtlingen-Neuburger Karsttrog könnte der Unterlauf dieses Frankenalbflusses gewesen sein.

Knapp südlich von Daiting stehen in 450 m NN Quarzfeinsande an, die kreidezeitlich sein könnten oder der Weitstein-Formation zugehörig sind. Bei den Sanden an der Basis der Bohrungen von Altisheim (SCHMIDT-KALER 1994: 228 ff.) könnten ebenfalls Sande der Schutzfelsschichten vertreten sein. Die Dietfurter Tone gleichen in ihrer Zusammensetzung Kreidesedimenten (SALGER 1976: 47 ff.). Sie lagern bei Treuchtlingen in 440 m NN. Eine Verlagerung von Kreidesedimenten in solcher Reinheit wäre nur in der unmittelbaren Umgebung der primären Lagerstätte möglich. **Sollten diese Vermutungen stimmen, könnte eine tiefgreifende Verkarstung bereits in der Unterkreide zwischen Donauwörth und Treuchtlingen bestanden haben, die überwiegend den Verlauf der präriesischen Erosionsrinne nach BADER & FISCHER (1987) einnimmt.** Zur Klärung wären weitere Untersuchungen wie z.B. Bohrungen und Schwermineralanalysen hilfreich.

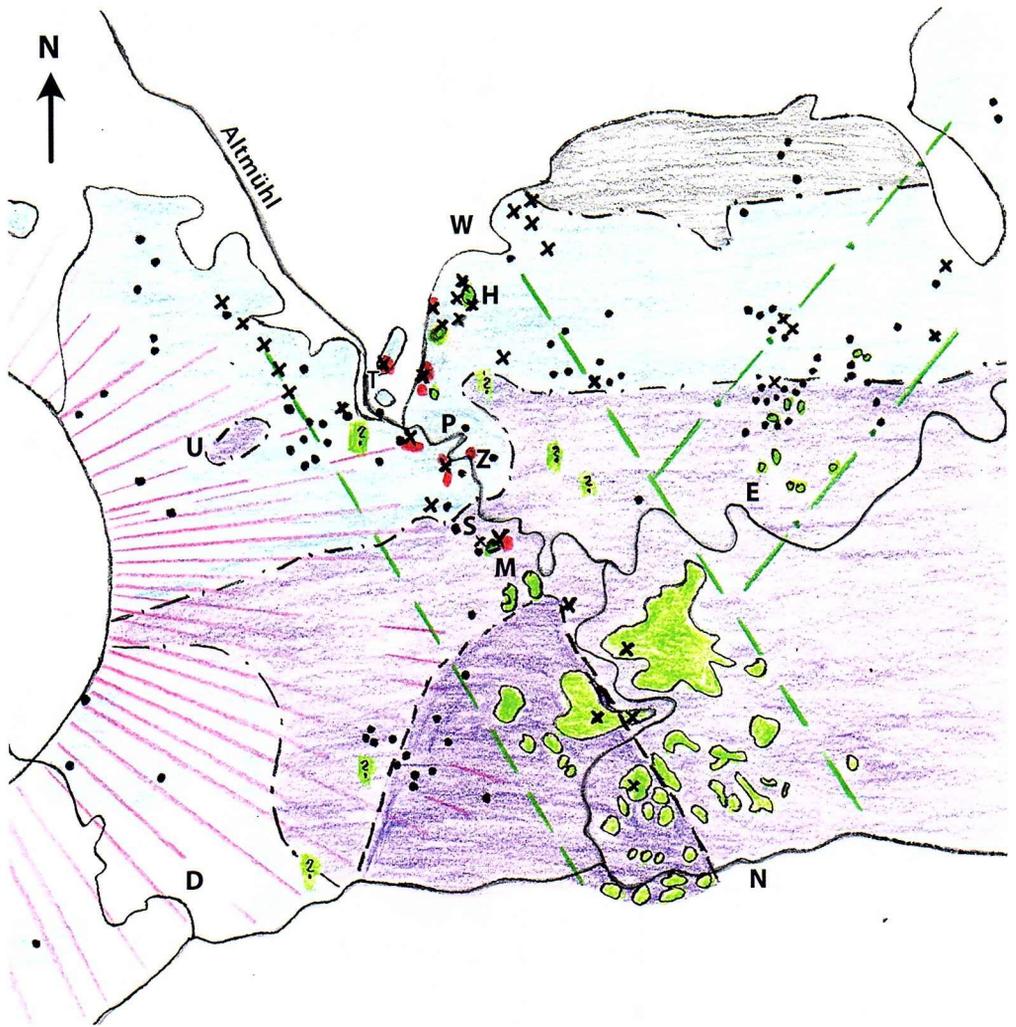


Abb. 46

- **Begrenzung des unterkreidezeitlichen Treuchtlingen-Neuburger Karsttroges**
- - - **Vermuteter unterkreidezeitlicher Karsttrog nordöstlich von Eichstätt**
- Oberkreidesedimente ■ Vermutete Oberkreidesedimente
- x Fundpunkte für Brauneisenerzbrocken (Erze überwiegend kreidezeitlich)
- Bohnerzvorkommen in Karstfüllungen und Bohnerzgruben
- Terrassenablagerungen der Paläo-Altalmühl/Alte Bürg-Formation**
- Verbreitung Malm Alpha und Beta ■ Verbreitung Malm Gamma und Delta
- Verbreitung Malm Epsilon bis Zeta ■ Verbreitung Malm Zeta 4 bis 6
- Teilweise Überdeckung durch Ries-Auswurfmassen

W - Weißenburg, H - Haardt, T - Treuchtlingen, U - Uhlberg, P - Pappenheim, Z - Zimmern,
S - Solnhofen, M - Mörsheim, E - Eichstätt, D - Donauwörth, N - Neuburg a.D.

Die kreidezeitlichen Brauneisenerze

Weitere Hinweise für die Verbreitung der Kreidesedimente liefern die vielen Brauneisenerzvorkommen. Bei Neuburg sind diese noch in den Kreidesedimenten vorhanden und befinden sich im Übergangsbereich von dem Malm zur Kreide. Sie sind Äquivalente der Oberpfälzer Kreideerde und zeigen auch deren Erscheinungsbild. HOHENESTER (1994: 264 ff.) gibt für die Erzanreicherungen auf der nördlichen Frankenalb zwei Perioden an. Die eine liegt im Cenomanium und die andere im basalen Coniacium. Dies wäre ebenso für die Südalb möglich. Die Brauneisenerze kommen als Knollen oder bankartig vor. Sie sind häufig quarzfrei und luckig ausgebildet und zeichnen sich häufig durch eine glatte Bruchfläche aus. Zwischen Mörsheim und Weißenburg sowie zwischen Dollstein und Niefang haben sie sich in Dolinen, Karstsenken und Terrassen reliktsch in Höhen über 500 m NN erhalten. Meist sind es unförmige Brauneisenerzbrocken von wenigen cm bis gut 10 cm Größe. Das Erscheinungsbild der Erze ist den Kreideerden aus dem Neuburger Bereich und den Kreiderelikten im Westteil der Fränkischen Schweiz recht ähnlich. Eine spätere Bildung im Tertiär ist zwar möglich, aber vermutlich seltener der Fall. Brauneisenerze der Monheimer Höhensande enthalten fast immer Quarze, werden nicht so mächtig, haben selten eine glatte Bruchfläche und zeigen gelegentlich ein geschichtetes Gefüge.

Beim historischen Eisenerzabbau hat man damals zwischen Stuferz, Bohnerz und Klauberz unterschieden (SCHMIDTILL 1937: 179 ff.). Beim Stuferz ist in erster Linie das Doggereisenerz gemeint. Die Bohnerze oder Erbsenerze können in einer Kalkmatrix liegen. Dann sprach man von Kitterz. Das Klauberz kam in größeren Kugeln und Knollen vor oder als schlackenähnliches Sumpferz. Da das Klauberz vorwiegend in Titting verhüttet wurde, bezeichnete man es als Tittinger Erz.

Das Klauberz, das im Lehm und Ton nördlich von Eichstätt, nördlich und nordwestlich von Haardt, am Bonhof und in den Terrassenablagerungen der Paläo-Altmühl früher in zahlreichen Gruben gewonnen wurde, entspricht nach der obigen Beschreibung einem kreidezeitlichen Erz. Die vielen Abbaustellen zwischen Dollstein und Niefang liegen in ihrem westlichen Abschnitt ebenfalls entlang der Altmühl und östlich von Eichstätt nördlich der Altmühl. In der nordöstlichen Verlängerung lagern bis zu den anstehenden Oberpfälzer Oberkreideablagerungen bei Velburg weitere Erzvorkommen. Sie alle sind die Reste eines mehrere Kilometer breiten, nordost-südwest-verlaufenden Karstbereiches. Möglicherweise war auch hier ein unterkreidezeitlicher Karsttrog vorhanden, der bei Dollstein in den Treuchtlingen-Neuburger Karsttrog mündete. Über diesen vermuteten Trog zwischen Eichstätt und Velburg wäre in der Oberkreide eine direkte Anlieferung von Material aus der Oberpfalz möglich gewesen. Zwischen Greding und Velburg sind aber kaum sandige Kreiderelikte nachweisbar. Da es sich fast ausschließlich um Erosionsrelikte handelt, ist für diesen Karsttrog eine tiefgreifende, unterkreidezeitliche Verkarstung zwar anzunehmen, aber nicht belegbar.

Große, reliktsch vorkommende Quarzgerölle (Oberkreide bis Eozän)

Weit verbreitet sind über 3 cm große, stark gerundete, weiße Quarze. Sie können über 10 cm groß werden. Bei zahlreichen Funden ist durch ihr Erscheinungsbild sicher gestellt, dass sie nicht aus der Trias umgelagert sein können. Ihr Vorkommen in der unteroligozänen Weitstein-Formation auf sekundärer Lagerstätte zeigt, dass ihre Schüttung vor dem Unteroligozän zurückliegt und möglicherweise bis in die Oberkreide reicht. Dafür sprechen die Quarz-Relikt-vorkommen in den Karstwannen der Fränkischen Schweiz, die dort mit Kreideeisenerzen zusammen zu

finden sind. Stellenweise sind in der Fränkischen Schweiz auch Frankenwald-Lyditen beigemischt. Dies ist im Altmühlbereich bei den „Hochgelegenen Schottern“ der Fall. Daneben gibt es eine Reihe von Fundpunkten, an denen z.B. wie am Uhlberg und am Weitstein keine Lydite enthalten sind. Diese werden daher älter eingestuft. Die flächenhafte Verbreitung in Karstwannen und Dolinen mit dem gleichzeitigen Auftreten von kreidezeitlichen Eisenerzrelikten lässt vermuten, dass bereits in der Oberkreide deren flächenhafte Sedimentation erfolgte. Allerdings sind von diesem Sedimentationszyklus keine anstehenden Sedimente mehr erhalten. **Zumindest kann davon ausgegangen werden, dass die Malmoberfläche von der Oberkreide bis in das Untereozän weitgehend mit Kreidesedimenten plombiert war, da z.B. fossilführende Karstfüllungen aus dieser Zeit fehlen.**

Bohnerze (Oberkreide bis Mitteleozän)

Ein auffälliger Bestandteil in Karstfüllungen sind mm bis cm große, gut gerundete Bohnerze. Ihre Oberfläche ist lackartig. Das Innere besteht meist aus Brauneisenerz. Nördlich von Eichstätt, z.B. bei Hirnstetten, können die Kerne aus Malmhornstein bestehen, die von konzentrischen Brauneisenerzschalen umgeben sind. Eine schalige Oberfläche haben ebenso Bohnerze südöstlich von Tagmersheim und nördlich von Niefang. Bei vielen Bohnerzen aus fossilführenden Karstfüllungen ist dies nicht der Fall. Wenn die Bohnerze wie in der Ulrichszeche größer werden, nehmen sie mehr und mehr eine kantengerundete, unförmige Gestalt an, die an Meteoriten erinnert. Beim Aufschlagen wird erkennbar, dass sie wiederum aus kleineren, kugeligen Bohnerzen bestehen, die in Brauneisenerz einzementiert wurden. Dies weist auf eine Aufarbeitung der Erze und erneute Brauneisenerzbildung hin. Das passt gut zu den Überlegungen von BIRZER (1939: 16). Im Tertiär waren die klimatischen und

geologischen Verhältnisse zur Bildung von Brauneisenerz noch gegeben. Dies war aber vermutlich selten der Fall, da ab den obereozänen Karstfüllungen keine so großen, limonitisch zementierten Bohnerze mehr vorkommen. Primäre Brauneisenerzbildungen fehlen in den fossilführenden Karstfüllungen. Die glänzende Oberfläche aller Bohnerze lässt an Wüstenlack denken. Dies sind Hinweise auf aride Verhältnisse. Nach DEHM (1935: 68) sind Bohnerze Zeugen eines tropischen Klimas und BIRZER (1939: 55) spricht von einem tropischen Wechselklima. Dieses Klima herrschte im Untersuchungsgebiet von der späten Oberkreide bis in das Untereozän. Bis zu 5 cm große, zementierte Bohnerze kommen vor allem am Hahnenkamm in den dortigen eozänen Karstspalten vor. Generell liegt das Hauptauftreten von Bohnerzen, nach den fossilführenden Karstfüllungen zu urteilen, im Obereozän bis Mitteleozän. Sie sind außerdem in den roten, eozänen und unteroligozänen Süßwasserkalken verschiedener Karstwannen enthalten. Sie treten so reichhaltig auf, dass sie im 19. Jahrhundert in zahlreichen Bohnerzgruben gewonnen wurden. Da sie meistens im Ton bis Lehm lagern, wurden sie ausgewaschen und dann verhüttet. **Die Struktur der Bohnerze spricht dafür, dass es sich überwiegend um verwitterte, abgerollte Reste der oberkreidezeitlichen Eisenerze handelt und nur in geringerem Umfang um neue Erzbildungsprozesse.** Zu welcher Zeit letztere erfolgten, ist unklar. Jedenfalls waren diese Prozesse im Mitteleozän bei den Erzen der Ulrichszeche (MP 16) schon abgeschlossen. Dies deckt sich mit den Ansichten von BIRZER (1939), der im Unterschied zu der hier vertretenen Auffassung ihre Bildung aber auf das Alttertiär beschränkt. Die Erze in den Kreideablagerungen bei Neuburg und vom Bonhof bei Schambach belegen, dass im Treuchtlinger Raum in der Oberkreide durchaus Brauneisenerze abgelagert wurden. **Die Entstehung der Bohnerze wird über-**

wiegend zwischen der Oberkreide und dem Mitteleozän erfolgt sein. Zwischen der Ablagerung der Oberkreidesedimente und den ältesten, fossilführenden Karstfüllungen im Mitteleozän, stellen die Bohnerze Zeugen dieses über 40 Millionen Jahre andauernden Zeitraumes dar. In der Folgezeit wurden die Bohnerze durch Aufarbeitung in Karstfüllungen eingebracht und verfrachtet. Am stärksten sind sie in den obereozänen bis unteroligozänen Spalten angereichert. In den aquitanen Karstspalten bei Pappenheim sind sie bereits aufgearbeitet. Bei Rothenstein und Petersbuch kommen sie auch in den unter- bis mittelmiozänen Karstfüllungen vor. Eine Entstehung zu dieser Zeit kann nicht völlig ausgeschlossen werden. Sie sind außerdem oberflächlich auf der Alb weit verbreitet. In pleistozänen Karstfüllungen treten sie seltener auf.

5.2 Die mitteleozäne bis mittelmiozäne Verkarstung

Obereozäne fossilführende Karstfüllungen

Die Lockersedimente der Kreidezeit konnten im Alttertiär leicht erodiert werden. Dies führte dazu, dass die tief reichenden, unterkreidezeitlichen Karstabflüsse als erstes freigelegt wurden. Die meisten alttertiären, fossilführenden Karstfüllungen liegen in der Nähe der oben postulierten unterkreidezeitlichen Abflüsse, also entlang des Altmühltals und entlang der präriesischen Erosionsrinne. Mit der Erosion der Kreideablagerungen und einem Grundwasserstand unter der damaligen Malmoberfläche waren im Mitteleozän die Voraussetzungen zur Verfüllung fossilführender Karstfüllungen gegeben. Die ältesten fossilführenden Karstfüllungen liegen im Nordwesten auf dem Hahnenkamm bei etwa 600 m NN im unteren Kimmeridgium. Sie haben ein mitteleozänes Alter. Spalten lagen im Nordwesten erosionsbedingt als ers-

te offen und wurden bereits im Mitteleozän verfüllt. Im Obereozän nimmt die Anzahl der fossilführenden Karstfüllungen zu. Sie sind bei Weißenburg, am Hahnenkamm, am östlichen Riesrand, bei Möhren und Pappenheim in den Steinbrüchen des Treuchtlinger Marmors gefunden worden. Während sie im Norden bei 600 m NN liegen, zeigen die Karstfüllungen von Möhren in 450 m bis 460 m NN bereits eine tiefgreifende Verkarstung an. Das Füllmaterial ist vorwiegend Lehm mit Bohnerzen, Malmhornsteinen, Kieselplatten des Malm Zeta und kleinen Quarzen. Bereits MÜLLER (1972: 20 ff.) dachte bei der Herkunft der Quarze und Quarzite der Karstfüllung Huisheim 1 (Obereozän, MP 18 bis MP 19) an die kreidezeitlichen Sedimente. **Die besonders tief liegenden, fossilführenden Karstfüllungen sind von großer Bedeutung, da sie Hinweise geben, wie tief zu einer bestimmten Zeit die Verkarstung und der Grundwasserspiegel herabreichte.**

Die unteroligozäne Talrinne zwischen Treuchtlingen und Donauwörth

Von besonderer landschaftsgeschichtlicher Bedeutung sind die unteroligozänen, fluvialen Sedimente der Weitstein-Formation bei Treuchtlingen (BERGER 2017) in 425 m bis 435 m NN. Sie bestehen zum überwiegenden Anteil aus Quarzfeinsand, der mit ziemlicher Sicherheit der Kreide entstammt. 30 cm große Gerölle mit Mörsheimer Bryozoen-sandstein und zahlreiche gut gerundete, bis 10 cm große Quarze entstammen ebenso der Kreide. Malmhornsteine sind natürlich auch beteiligt. Teilweise sind kleine Bohnerze enthalten. Die Sedimente lagern am westlichen Rand bunten Tönen auf, bei denen es sich um Kreidesedimente oder deren Umlagerungsprodukte handeln könnte. Die Ausdehnung der Sedimente am Weitstein beträgt mindestens 1 km². Ein Abfluss nach Süden über die präriesische Erosionsrinne wird von BERGER (2017) angenommen. Im Hinblick auf die oben vermutete Verkarstung in der Unter-

Kreide wäre dies nach der Erosion der meist wenig widerstandsfähigen Kreidesedimente leicht möglich. Ob es sich um eine durchgängige Talrinne handelte oder am Weitstein lediglich ein Polje existierte, bleibt zunächst offen. Einige Aspekte sprechen für eine offene Talrinne. Oben wurde bei der Beschreibung der Karstspalte Heidenheim 2 angeführt, dass am Weitstein Krokodilreste gefunden wurden, die das tiefste Ablagerungsniveau besitzen. Dass Krokodile zeitgleich auf engem Gebiet in unterschiedlichen Höhenniveaus gelebt haben, ist ebenso wie eine Verschleppung der Funde recht unwahrscheinlich. Das Auftreten von Krokodilen ist in der obereozänen Säugetierzone MP 18 und den unteroligozänen MP 21-22 nur in höheren Niveaus nachgewiesen. Folglich hat zwischenzeitlich an der Wende Eozän/Oligozän (MP 20 bis 21) eine besonders tiefgreifende Erosion und Verkarstung stattgefunden, da die krokodilführenden Sedimente am Weitstein tiefer als alle in der Umgebung vorkommenden Karstfüllungen liegen. Passende Lebensbedingungen für Krokodile müssen im Unteroligozän bei Treuchtlingen im Talniveau der heutigen Altmühl bestanden haben. BERGER (2017) hält Quarz-Feinsandablagerungen westlich von Monheim, bei Harburg, in den Bohrungen von Altisheim und nun vielleicht auch von Daiting für Sedimente der unteroligozänen Weitstein-Formation. Sie finden sich alle im Verlauf der präriesischen Erosionsrinne.

Für eine alttertiäre Talbildung der präriesischen Erosionsrinne sprechen auch die flächenhaft in Karstsenken erhaltenen Bohnerzvorkommen des Usseltales zwischen Daiting und Gansheim in etwa 470 m NN sowie bei Tagmersheim. Die Bohnerze sind dort angereichert, so dass sich ihr Abbau lohnte. Ihr Ablagerungsalter ist am wahrscheinlichsten Obereozän bis Unteroligozän. In jedem Falle erreichte die Verkarstung der präriesischen Erosionsrinne bereits in dieser Zeit dieses Niveau.

Für die Existenz eines oligozänen Tales hat sich bereits FISCHER (1982: 562 ff. und 568) ausgesprochen. Er spricht dabei vom „Urmain-Vorläufer“ (FISCHER 1982: 570). Der Autor ist der Ansicht, dass der Begriff Urmain mit dem Antransport von Frankwald-Lyditen aus dem Norden verknüpft ist und sich die Bezeichnung von FISCHER damit erübrigt. Eine direkte Anlieferung von Lyditen ist zur Zeit der Säugetierniveaus MN 3 und MN 4 im Untermiozän gegeben. Bei den Monheimer Höhensanden und den Terrassenablagerungen der Paläo-Alt-mühl sind die Lydite offensichtlich aus dem näheren Umfeld nochmals umgelagert worden, so dass hier nicht mehr von Ablagerungen des Urmain gesprochen werden kann. Eine primäre Schüttung von Lyditen nach dem Untermiozän ist bisher nicht belegt.

Unter- und Oberoligozäne fossilführende Karstfüllungen und Süßwasserkalke

Im Unteroligozän sind die Bedingungen zur Bildung fossilführender Karstfüllungen besonders günstig. Sie treten an vielen Orten der Südalb vom Ries bis nach Zandt hin auf. Es kommen auch Karstfüllungen in den Plattenkalksteinbrüchen vor. Die meisten befinden sich aber im Treuchtlinger Marmor. Das Füllmaterial entspricht im Wesentlichen dem des Obereozäns. Eine Häufung ist in der Palaeokarstregion von Möhren (BERGER 1986: 185 f.) in 440 m bis 470 m NN festzustellen. Dies verweist wiederum auf einen niedrigen Grundwasserstand und tiefreichende Verkarstung in dieser Region hin und verlangt einen entsprechend tief gelegenen Abfluss. Ähnliches gilt für den Ostrand des Rieses, wo die autochthone Karstfüllung Ronheim 1 in 440 m NN liegt.

Im höheren Unteroligozän steigt der Grundwasserspiegel (HEISSIG 1988: 7) an, was durch eine Absenkung der Südalb begründet wird. Die Anzahl der Karstfüllungen nimmt ab und es treten limnische Süßwas-

serkalke und sogar Braunkohlen auf, so dass die Malmoberfläche allmählich plombiert wird. Bei Möhren und an der Grafenmühle sind derartige limnische Sedimente in 490 m bis 500 m NN zu finden. Die Verhältnisse bleiben bis an die Wende Oligozän/Miozän bestehen, so dass fossilführende Karstfüllungen aus dieser Zeit selten sind. Die oberoligozänen Spalten von Gunzenheim und Gaimersheim sind kalkig ausgebildet und führen Gastropoden.

Aquitane fossilführende Karstfüllungen (MN 1/2)

Eine Heraushebung der Südalb im Aquitanium (MN 1 bis 2) führt wieder zur stärkeren Verkarstung und häufigeren Bildung fossilführender Karstfüllungen. Dies ist insbesondere über die aquitane Palaeokarstregion von Pappenheim belegt. Dazu gehören die Palaeokarstsysteme Grafenmühle 8, 9, 14, 15, 17, Übermatzhofen 1-5, Weinberg 1, 2 sowie die Karstfüllung Zimmern 1 und Hürth 5 (RUMMEL 1993: 10 f.). Die Karstfüllungen liegen nahezu alle bei etwa 480 m bis 490 m NN. Sie zeichnen sich durch ein ähnliches, tonig bis sandiges und bohnerzhaltiges Sediment aus. DEHM (1961: 36) hat in Übermatzhofen 1 außerdem „Brauneisenkrusten-Stücke“ gefunden. Die Karstspalten enthalten gelegentlich fossile Reste aufgearbeiteter obereozäner und unteroligozäner Karstfüllungen. Die Herkunft der Sande und Brauneisenkrusten aus der Kreide ist nahe liegend. Ähnlich alte Karstfüllungen lagerten bei Kaisheim in etwa 460 m NN, bei Rothenstein in 520 m bis 530 m NN und in Weissenburg in etwa 600 m NN. Diese Verkarstungsperiode hält noch bis in das Burdigalium an. Karstfüllungen des Burdigaliums sind beispielsweise Haag 3 in etwa 470 m NN, Möhren 28 bei etwa 480 m NN, Wintershof West in 530 m NN und zahlreiche Karstfüllungen in der Nähe von Rothenstein und Petersbuch bei ungefähr 530 m NN. Die Verkarstung hat somit das tiefliegende Niveau des Un-

teroligozäns nicht mehr erreicht. Dennoch ist anzunehmen, dass die präriesische Erosionsrinne kurz vor dem Riesereignis bis auf etwa 470 m NN ausgeräumt war, da z.B. nach DEHM (1931: 153 ff.) Bunte Breccie in dieser Höhe bei Unterbuch die Usseltalschotter überlagert.

Die lydithführenden Sedimente des Urmain im Untermiozän (MN3/4)

Für eine Plombierung des Gebietes zwischen Treuchtlingen und Donauwörth ab dem Burdigalium (MN 3) kommen die Schotter des von Norden kommenden Urmain in Frage. Der Begriff Urmain wurde seit KRUMBECK häufig in Verbindung mit den Geröllablagerungen mit großen Frankenwald-Lyditen zwischen Erlangen und Treuchtlingen gebraucht. In dieser Arbeit wird als Zeitpunkt für die primäre Schüttung großer Frankenwald-Lyditite das Untermiozän angesehen und nur für diesen Fluss der Begriff Urmain verwendet. Die Gerölle wurden danach durch Erosionsvorgänge an vielen Orten mehrfach umgelagert und herunterprojiziert. Die Erosionsrelikte erhielten zahlreiche Namen wie z.B. die Bergnershof-Terrasse bzw. Bergnershof-Formation. Schirmers Moenodanuvius wäre zu Urmain ein alternativer Begriff. Der Moenodanuvius im Sinne SCHIRMERS (2014) deckt demnach die wechselhafte Flussgeschichte zwischen Nordbayern und der Donau von der Oberkreide bis zum Pleistozän ab. Die komplizierte Flussgeschichte über fast 100 Millionen Jahre kann sicher keinem einzelnen Fluss zugeschrieben werden. HOFBAUER (2013 137) hält es für möglich, dass etwa seit dem Eozän bei Nürnberg lydithaltige Schotter als Reservoir für die sekundäre Verfrachtung in den Treuchtlinger Raum zur Verfügung standen. **Die Ablagerung der großen Lydite in die Gegend von Treuchtlingen ist vor dem Untermiozän unwahrscheinlich, da bei einer flächenhaften Schüttung lydithaltiger Sedimente in danach verfüllten, fos-**

silführenden Karstfüllungen regelmäßig Lydite zu erwarten wären. Dies ist aber in den obereozänen bis aquitanen Karstfüllungen vom Autor nirgends beobachtet worden. Lediglich DEHM (1961: 30 und 33) erwähnt Lydite von Möhren 2 (Obereozän) und von Kaisheim 1 (Aquitanium, MN 2). Ob es sich um Frankenwald-Lydite handelt, ist offen. In dem Steinbruch, in dem sich Möhren 2 befand, wurden von dem Autor in der Karstfüllung Möhren 39 graue Gerölle gefunden, die zunächst wie Lydite aussahen, sich aber nach dem Zerschlagen als verkieselte Weißjuragerölle erwiesen. In der Karstfüllung Kaisheim 1 kamen nach DEHM (1961: 33) große Quarze und Lydite vereinzelt vor, und die sandige Matrix ist mit den aquitanen Vorkommen von der Grafenmühle und von Übermatzhofen zu vergleichen. Diese Karstfüllung befand sich in der präriesischen Erosionsrinne auf 460 m NN. Wenn es sich um echte paläozoische Lydite handelte, wäre es denkbar, dass die Lydite bereits im Aquitanium mit den Fossilien in die Spalte gelangten. In Dutzenden anderen, fossilführenden Karstfüllungen um Treuchtlingen zeigten sich aber nirgends Frankenwald-Lydite.

Zu den Urmain-Sedimenten zählt der Autor die Usseltalschotter, die Gailachtschotter und das Dietfurter Konglomerat aus der ehemaligen Tongrube bei Dietfurt. Bereits DEHM (1931: 153 ff.) nennt nördlich von Unterbuch einen Aufschluss, aus dem die präriesische Lagerung der Usseltalschotter in 470 m NN ersichtlich wird. Sie beinhalten Frankenwald-Lydite mit über 3 cm Größe. Diese Auffassung wird von BIRZER (1969: 9) bestätigt. DEHM (1931: 153) führt noch eine Grube ESE Kölbürg an, bei der in 500 m NN ebenfalls Riestrümmer-

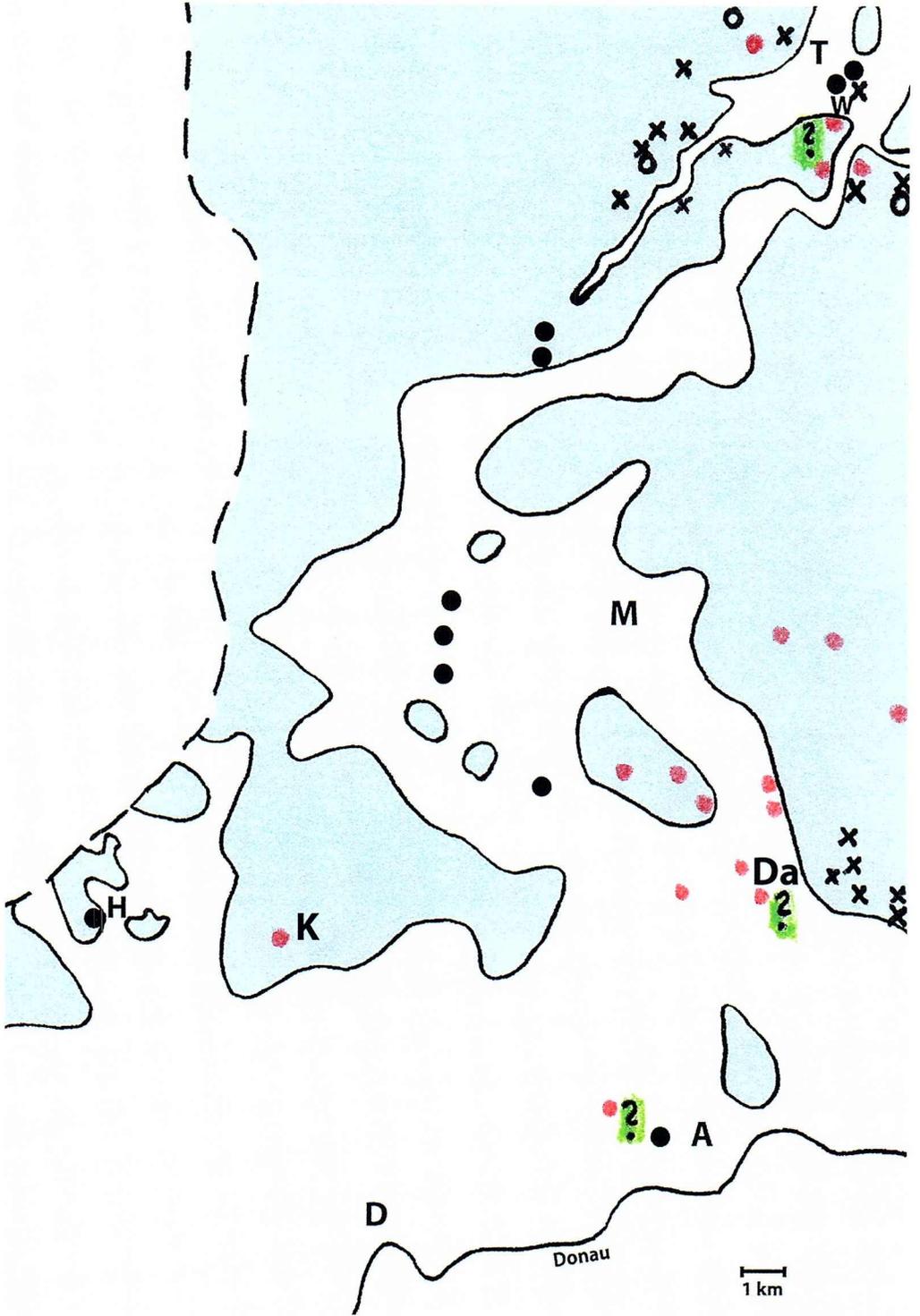
massen über einem Geröllhorizont lagern. DORN (1940: 166 ff.) beschreibt südwestlich von Daiting in etwa 445 m NN lydithaltige Sedimente, die von Riestrümmermassen bedeckt sind oder von ihnen aufgearbeitet wurden. Die Aufschüttung reichte, nach den Kiesgruben bei Reichertswies und westlich von Blossenau zu urteilen, bis auf mindestens 510 m NN. Der Grube von Reichertswies aufgelagert fand der Autor einen 20 cm großen Brocken aus Weißjuragries. Die von SCHMIDT-KALER (1994: 225 ff.) veröffentlichte präriesische Rinne mit fluviatilen, lyditführenden Sanden aus dem Steinbruch südlich von Dietfurt liegt auf 475 m NN und fügt sich in das obige Bild gut ein. Das lyditführende Dietfurter Konglomerat liegt bei etwa 460 m NN. Eine postriesische Zuordnung der Usseltalschotter und Gailachtschotter wie sie SCHMIDT-KALER (1997: 74 ff.) mit Bezug auf die Analysen von Tillmanns vornimmt und die zu Erklärungsnotwendigkeiten hinsichtlich des Schüttungsweges führt, ist abzulehnen. Wären die Schotter nämlich postriesisch, müssten diese zumindest in Resten den Monheimer Höhensanden auflagern oder in einer Rinne in den Monheimer Höhensanden liegen, da ihr jetziges Lager tiefer als das der Höhensande ist. In den Usseltal- und Gailachtschottern sind über 5 cm große Lydite und Quarze häufig, die in den Ablagerungsbereichen der Monheimer Höhensande vollständig fehlen.

Legende zu Abb. 47

- **Lyditvorkommen in der präriesischen Erosionsrinne**
Verlauf der Rinne nach BADER & FISCHER (1987: Taf. 12)
- Fragliche Oberkreidevorkommen
- ✕ Bohnerzfunde in Karstspalten und Bohnerzgruben
- Quarz-Feinsandablagerungen der unteroligozänen Weitstein-Formation nach BERGER (2017: Abb. 26)
- Autochtone Pomatias-Süßwasserkalke (höheres Unteroligozän bis tieferes Oberoligozän)

Anstehende und von Riestrümmermassen überdeckte Malmablagerungen in mehr als 450 m NN sind blau dargestellt.

T - Treuchtlingen, W - Weitstein, M - Monheim, H - Harburg, K - Karstspalte Kaisheim 1, Da - Daiting, A - Altisheim, D - Donauwörth



Unter- bis mittelmiozäne fossilführende Karstfüllungen und Süßwasserkalke (MN 4/5)

Aus dem Zeitabschnitt zwischen dem Burdigalium (MN 3) und dem Altpleistozän ist aus dem Treuchtlinger Gebiet nur die fossilführende Karstfüllung Hürth 1 (MN 4 bis MN 5) bekannt geworden. Sie enthielt nach HEISSIG (1978: 256) in stark sandigem Lehm fast ausschließlich Süßwasserfischreste, was auf limnisch bis fluviatile Verhältnisse hinweist. Der Fossilinhalt mit Fischresten deutet auf eine weitgehende Plombierung und hohen Grundwasserstand während dieser Zeit hin. Fischreste kommen in fossilführenden Karstfüllungen sehr selten vor. Die nächstgelegene, untermiozäne Karstspalte mit MN 4-Alter, Solnhofen 1, lag auf etwa 540 m NN und weist enge Beziehungen zur Oberen Süßwassermolasse auf. Voraussetzung für die Verfüllung sind von oben bis seitlich offene oder von Höhlenflüssen durchströmte Karsthohlräume. Zwischen dem Burdigalium und dem Altpleistozän waren solche Bedingungen bei Treuchtlingen nur noch selten gegeben.

Bereits ab der Säugetierzone MN 4 ist nach BERGER (2010: 165 ff.) zumindest für den Bereich bei Georgensgmünd mit einer Erosion der Lydit-führenden Urmainsschotter zu rechnen, da deren aufgearbeiteten Gerölle die Süßwasserkalke von Georgensgmünd (tiefste MN 5) und Hauslach unterlagern. Dabei ist offen, ob die Schotter im nördlicher Bereich der Südalb stärker erodiert wurden als im südlichen Abschnitt. Dies hängt von der Neigung der Alb nach Süden hin ab. Für ein Abtauchen des südlichen Bereiches in der Folgezeit spricht die Ablagerung von den glimmerführenden Sanden der älteren Serie der Oberen Süßwassermolasse (tiefe MN 5) auf die Südalb in Höhen wie z.B. bis zu 460 m NN südlich von Eichstätt und etwa 510

m NN im Osten von Eichstätt. Gleichzeitig wurden nach Norden führende Karsttäler und hochliegende Karstsenken mit Tonen und Süßwasserkalken verfüllt. Beispiele hierfür sind Ablagerungen bei Denkendorf (460 m bis 500 m NN), Pfahldorf (490 m bis 530 m NN) und Rothenstein (530 m NN). Dabei handelt es sich nicht um Ablagerungen der Oberen Süßwassermolasse im eigentlichen Sinne. Analog gab es Süßwasserkalke im Bereich der Urwörnitz am östlichen Riesrand. Sie sind in den Riestrümmern erhalten.

Die gefundenen, fossilführenden Karstfüllungen der Säugetierzonen MN 4 bis MN 5 konzentrieren sich auf den nordöstlichen Bereich der Südlichen Frankenalb im Gebiet von Rothenstein und Petersbuch. Hier lagen vermutlich von der Alb kommende Abflussbereiche in das Molassebecken.

5.3 Das Riesereignis (Mittelmiozän)

Durch den Einschlag des Riesasteroiden vor etwa 14 bis 15 Millionen Jahren wurde die gesamte Region großflächig mit Riesauswurfmassen bedeckt. Dabei wurden durch die Trümmernmassen die Lockersedimente der präriesischen Erosionsrinne teilweise aufgearbeitet und durch Trümmernmassen ersetzt. So sind unterschiedlich tief reichende Mächtigkeiten der Bunten Breccie innerhalb der Sohle der präriesischen Erosionsrinne zu erklären. **Sie geben nicht zwangsläufig Hinweise auf das präriesische Relief. Die Vorstellung bei BADER & FISCHER (1987), dass das gesamte Relief der präriesischen Erosionsrinne erst mit dem Riesereignis aufgefüllt wurde, ist nach den vorherigen Ausführungen unzutreffend.** Ihre geoelektrischen und refraktionsseismischen Messungen können zwischen Sanden und Tonen aus der Bunten Breccie und solchen aus der Kreide oder dem Alttertiär nicht unterscheiden (siehe FISCHER 1982: 575). Die Zuverlässigkeit der Messungen lässt mit zunehmender Tiefe ohnehin nach. Die Basis der Rinne

ist vermutlich mit alttertiären und vielleicht sogar kreidezeitlichen Sedimenten verfüllt. Auch die untermiozänen Urmainsschotter sind, wie oben dargestellt, stellenweise noch erhalten.

5.4 Die Postriesische Entwicklung

Nach dem Riesereignis war die gesamte Landoberfläche frei von Pflanzen, so dass die Erosion ein leichtes Spiel hatte. Für die Verkarstung boten sich Angriffspunkte nur in höheren Bereichen, die von den Riestrümmermassen nicht überdeckt wurden. Vor allem im Gebiet von Petersbuch wurden zahlreiche fossilführende, mittelmiozäne bis tief-obermiozäne Karstfüllungen (MN 5 bis MN 8) entdeckt.

Die mittelmiozänen Monheimer Höhensande wurden in 520 m bis 560 m NN zwischen Treuchtlingen und Donauwörth abgelagert. Die Herkunft und der Transportweg ihrer Lyditführenden Sedimente sind weiterhin problematisch. Weite Teile der Südalb wurden wieder mit Sediment zugeschüttet und verhinderten dann eine Verfüllung von Karsthohlräumen. Obermiozäne und pliozäne fossilführende Karstfüllungen sind auf der Südalb nahezu unbekannt. Umso bedeutender ist die hier beschriebene Karstfüllung Grafenmühle 25 in der hohen Lage von 540 m NN. DEHM (1961: 39) stuft einen *Hipparion*-Zahnrest vom Vohbühl bei Bopfingen in das Unterpliozän ein. In der Karstspalte Erkertshofen 6 (MN 9) soll laut mündlicher Mitteilung durch M. Rummel und K. Heissig ebenfalls *Hipparion* sp. gefunden worden sein. Über einen Zeitraum von mehr als 7 Millionen Jahren fehlen dann wiederum jegliche konkrete Daten. Mit dem Absinken der östlichen Südalb kam es, wie oben dargestellt, wahrscheinlich zur Ablagerung der **Terrassenablagerungen der Paläo-Altmühl**. Mit der einschneidenden Erosion der Paläo-Altmühl gelangten die Überreste dieser Schotter in die Dolinen

und Karstsenken, wo sie sich bis heute erhalten haben.

Mit dem Anstieg des südlichen Teils der Alb bzw. Abkippen des nördlichen wurde im Laufe des Pleistozäns die heutige Landschaft mit dem Altmühltal und Wellheimer Tal herausmodelliert. Im Laufe dieser Entwicklung gelangten Frankenwald-Lyditite auf immer tiefere Schotterterrassen und wurden entlang der Flussrichtung weiter verfrachtet. Bei Kipfenberg verliert sich altmühlabwärts ihre Spur.

Fossilführende Karstfüllungen des Altpleistozäns kommen nur in höheren Niveaus beispielsweise von etwa 540 m NN in Schambach 1, in Schernfeld 1 und bei etwa 600 m NN in der Karstspalte Weißenburg 10 vor.

Karst- und Höhlenfüllungen im Altmühltal selbst sind jünger. So z.B. die Funde von Altendorf in etwa 410 m NN und aus der Mammothöhle von Buchenhüll in 460 m NN. Im Möhrenbachtal wurde mit der jungpleistozänen Spaltenfüllung Möhren 1 in 440 m NN wieder ein Karstniveau wie im Obereozän bis Unteroligozän erreicht. Höher liegen die jungpleistozänen Füllungen aus der Höhle südöstlich von Höfen (470 m bis 480 m NN) und den Karstfüllungen von Langenaltheim 1 und 2 (etwa 570 m NN).

6. Zusammenfassung

Ein unterkreidezeitlicher, 10 km breiter, tiefgründig verkarsteter Streifen zwischen Treuchtlingen und Neuburg a. D., der mit Sedimenten der Oberkreide verfüllt wurde, wird als **Treuchtlingen-Neuburger Karsttrog** bezeichnet. Er folgt dem Altmühltal zwischen Treuchtlingen und Dollnstein sowie dem Wellheimer Tal und lieferte den Ausgangspunkt für die spätere Talentstehung.

Nordöstlich von Eichstätt wird ein in den Treuchtlingen-Neuburger Karsttrog mün-

dender ähnlicher Karsttrog vermutet, der bis in die Oberpfalz reicht.

In einem zeitlichen Überblick über die Verkarstung der südlichen Frankenalb wird herausgearbeitet, dass die präriesische Erosionsrinne nach BADER UND FISCHER (1987) ihren Ursprung möglicherweise bereits in der Unterkreide hat und mit Sicherheit im Unteroligozän schon vorhanden war. Beim Riesereignis lagerten in der Rinne bereits präriesische Sedimente.

Die Bohnerze der südlichen Frankenalb entstanden überwiegend aus der Aufarbeitung von vermutlich kreidezeitlichen Erzen vor dem Mitteleozän.

Die **Uhlbergschotterrelikte** sind präriesisch und gehören nicht zu den Monheimer Höhenganden.

Aus der bereits bekannten und ältesten fossilführenden Karstspalte der Südlichen Frankenalb Heidenheim 1 (Bohnerzgrube St. Ulrich) konnte der Autor über 150 Jahre nach der Einstellung des Bohnerzabbau durch Feldfunde den kleinen Tapirverwandten *Chasmothorium cf. depereti* Remy, 2015 und den Pferdevorläufer *Palaeotherium cf. castrense robiacense* Franzen, 1968 nachweisen.

Neue fossilführende Karstfüllungen werden erstmals beschrieben. So die östlichste altertäre Zandt 1 und die östlichste tertiäre Berghausen 1. Mit Nennslingen 1 wurde erstmals eine fossilführende tertiäre Karstfüllung im tiefsten Malm aufgefunden.

Es wird das 1000 m x 500 m messende, obereozäne bis unteroligozäne Palaeokarstsystem Weißenburg beschrieben, das in den letzten Jahrzehnten zahlreiche Fossilreste mit z.B. Primaten aus dem Obereozän liefert hat. Es ist eines der größten bisher nach-

gewiesenen, fossilführenden Palaeokarstsysteme der Südlichen Frankenalb.

Die aquitane Palaeokarstregion um Pappenheim kann um die neu beschriebenen aquitanen Karstfüllungen von Weinberg 2 und Zimmern 1 erweitert werden.

Die Hauptanlieferung der über 4 cm großen Frankenwald-Lydit erfolgte im Untermiozän (wahrscheinlich MN 3 bis 4). Die Usseltalschotter, die Gailachtalschotter und das Dietfurter Konglomerat werden dieser präriesischen Schüttung zugeordnet.

Die Frankenwald-Lydit führenden **Terrassenablagerungen der Paläo-Altstuhl** werden nach ihrer Typlokalität als **Alte Bürg-Formation** bezeichnet. Die Einzelvorkommen, die in der Vergangenheit zum Teil der Brauneisenerzgewinnung dienten, werden beschrieben, darunter auch ein Erzvorkommen nördlich von Zimmern. Das Alter der Schotter ist noch nicht gesichert. Es könnte Untermiozän, aber wahrscheinlicher Obermiozän bis Pliozän sein. Die obermiozäne bis pliozäne Karstspalte Grafenmühle 25 am Berg Alte Bürg belegt für die daneben anstehenden Frankenwald-Lydit führenden Sedimente deren Mindestalter.

Dank

Zunächst bin ich Michael Rummel von dem Naturmuseum Augsburg für die Auskünfte zu den Weißenburger Karstspalten und die Abstimmung bei der Nummerierung zu Dank verpflichtet. Dietmar Jung vom Landesamt für Umwelt, Uwe Lantscha und Gottfried Hofbauer gaben mir wertvolle Anregungen. Unterstützt hat mich Erwin Reichardt, dem an dieser Stelle herzlich gedankt sei. Bei der Anfertigung von Aufnahmen mit dem Mikroskop der NHG half mir in dankenswerter Weise Bruno Westhoven. Dank dem Team der Naturhistorischen Gesellschaft Nürnberg mit Detlev Cordes konnte die Veröffentli-

chung erfolgen. Den Steinbruchbetreibern und Landwirten danke ich für ihr Entgegenkommen bei der Erforschung der Aufschlüsse.

Literaturverzeichnis

- BADER, K. & FISCHER, K. (1987): Das präriesische Relief in den Malmkalken im südöstlichen Riesvorland (Riestrümmermassengebiet). – Geol. Bl. NO-Bayern, **37**: 123-142, 2 Abb., 1 Taf.; Erlangen.
- BERGER, G. (1986): Neu entdeckte tertiäre fossilführende Karstfüllungen auf der Alb. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **26**: 163-188, 29 Abb.; München.
- BERGER, G. (1990): Ein Fundort tertiärer Säugetiere. – Fossilien. Zeitschrift für Hobbypaläontologen, Heft 2 März/April 1990: 79-82, 6 Abb.; Korb.
- BERGER, G. (2010): Die miozäne Flora und Fauna (MN5) der historischen Fossil-Lagerstätte Georgensgmünd (Mfr.) unter Berücksichtigung der Ablagerungen des Urmaintales zwischen Roth und Treuchtlingen. – Abh. Naturhist. Ges. Nürnberg, **46**: 1-191, 116 Abb., 25 Diagr., 5 Tab., 9 Taf.; Nürnberg.
- BERGER, G. (2017): Eine unteroligozäne (MP 21) Flora und Fauna aus den limnofluviatilen Sedimenten am Weitstein bei Dietfurt i. Mfr. (Weitstein-Formation). – Natur und Mensch, Jahresmitt. Naturhist. Ges. Nürnberg 2016: 95-110, 26 Abb.; Nürnberg.
- BERGER, G. (2011): Lydite aus dem Mörsheimer Bryozoen-Sandstein (Cenoman) und ihre Bedeutung für die Flussgeschichte. – Natur und Mensch, Jahresmitt. Naturhist. Ges. Nürnberg 2010: 85-90, 4 Abb.; Nürnberg.
- BIRZER, F. (1939): Verwitterung und Landschaftsentwicklung in der südlichen Frankenalb. – Zeitschrift dt. geol. Ges. Heft 1, Bd. **91**: 1-57, 2 Abb., 1 Taf.; Berlin.
- BIRZER, F. (1969): Molasse und Ries-Schutt im westlichen Teil der Südlichen Frankenalb. – Geol. Bl. NO-Bayern, **19**: 1-28, 2 Abb., 1 Taf.; Erlangen.
- BOLTEN, R. & MÜLLER, D. (1969): Das Tertiär im Nördlinger Ries und seiner Umgebung. – Geologica Bavarica Nr. **61**: 87-130, 1 Tab.; München.
- BORGER, H. (1993): Monheimer Höhensande, Transport- und Verwitterungsphasen im Dünnschliff und Elektronenmikroskop. – Geol. Bl. NO-Bayern, **43**: 247-270, 8 Abb., 1 Taf. Erlangen.
- DAXNER-HÖCK, G. & HÖCK, E. (2009): New Data on Eomyidae and Gliridae (Rodentia, Mammalia) from the Late Miocene of Austria. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **111** A: 375-444, 21 Abb., 15 Tab.; Wien.
- DEHM, R. (1931): Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Monheim. – Neues Jahrb. für Min. etc., Beil.-Bd. **67**, Abt. B: 139-256, 14 Abb., 1 Karte, 1 Taf.; Stuttgart.
- DEHM, R. (1935): Über tertiäre Spaltenfüllungen im Fränkischen und Schwäbischen Jura. – Abh. Bayer. Akad. der Wiss., math.-naturw. Abt., N.F. **29**: 1-86, 11 Abb., 5 Taf.; München.
- DEHM, R. (1961): Über neue tertiäre Spaltenfüllungen des süddeutschen Jura- und Muschelkalk-Gebietes. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **1**: 27-56, 5 Abb., 2 Taf.; München.
- DÖDERLEIN, J. (1734): Antiquitates Gentilismi Nordgauensis. Das ist kurzer/doch gründlicher Bericht von dem Heydenthum der alten Nordgauer: 1-116; Regensburg.
- DORN, C. (1940): Beiträge zur Kenntnis der Tertiären Ablagerungen des östlichen Vorrieses im Monheimer Gebiet. – Neues Jb. für Min. etc., Beil.-Bd. **84**, Abt. B: 129-176, 2 Abb.; Stuttgart.
- FALCKENSTEIN, J.V. (1734): Antiquitates et memorabilia Nordgavae veteris oder Nordgauische Alterthümer und Merkwürdigkeiten. Erster Theil: Vorbericht, 1-332, Register, 2 Abb.; Schwabach.
- FISCHER, K. (1982): Die Reliefontwicklung im Osten des Rieses. – Rieser Kulturtage. Dokumentation, Band IV/1982: 564-588, 2 Abb.; Nördlingen.
- GALL, H. & MÜLLER, D. (1970): Die Monheimer Höhensande. – Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F. **52**: 113-131, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Stuttgart.
- HEISSIG, K. (1978): Fossilführende Spaltenfüllungen Süddeutschlands und die Ökologie ihrer oligozänen Huftiere. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **18**: 237-288, 7 Abb.; München.
- HEISSIG, K. (1988): Das Alter der Verkarstung im Fränkischen Jura. – Laichinger Höhlenfreund, **23**: 3-12, 3 Abb.; Laichingen.
- HELLMUND, M. & ZIEGLER, R. (2012): A Ruscianian ammalian microfauna from a fissure filling near Sondershausen (Thuringia, Central Germany). – Swiss J. Palaeontol., **131**: 77-94, 6 Abb., 6 Tab.; Berlin, Heidelberg.
- HOFBAUER, G. (2013): Zur Laufumkehr des Regnitztales. – Natur und Mensch. Jahresmitt. Naturhist. Ges. Nürnberg 2011: 121-151, 26 Abb.; Nürnberg.
- HOHENESTER, J. (1994): Sind rote Sedimente in der

„Albüberdeckung“ Zeugen einer tertiären Verwitterung oder einer marinen Überflutung in der Kreidezeit. – Mitt. d. Fränk. Geogr. Ges., Bd. 41: 263-308, 3 Abb., 1 Tab.; Erlangen.

KRUMBECK, L. (1927): Zur Kenntnis der alten Schotter des Nordbayerischen Deckgebirges. Ein Beitrag zur älteren Flussgeschichte Nordbayerns. – Geol. u. Pal. Abh., N.F. Bd. 15 (3): 1-138 bzw. 183-318, 7 Taf.; Jena.

MAACK, G. (1865): Palaeontologische Untersuchungen über noch unbekanntes Lophiodonfossilien von Heidenheim am Hahnenkamm in Mittelfranken nebst einer kritischen Betrachtung sämtlicher bis jetzt bekannten Species des Genus Lophiodon. – 18. Bericht d. Naturhist. Ver. in Augsburg: 1-76, 14 Taf.; Augsburg.

MÜLLER, E.-D. (1972): Die Oligozän-Ablagerungen im Gebiet des Nördlinger Rieses: 1-230, 12 Abb., 8 Tab., 4 Beil., 4 Taf.; München.

ROSENBAUER, A. (2010): Vergessene Geheimnisse – wieder entdeckt. Der Bergbau im Naturpark Altmühltal zwischen Altmühl, Anlauter und Donau: 1-415, zahlr. Abb., Karten und Tab.; Treuchtlingen-Berlin.

RUMMEL, M. (1992): Neue tertiäre fossilführende Spaltenfüllungen der südlichen Frankenalb: 1-93, 29 Abb., 16 Abb. im Anhang; unveröff. Diplomarbeit Univ. Erlangen-Nürnberg.

RUMMEL, M. (1993): Neue fossilführende Karstfüllungen der Schwäbisch-Fränkischen Alb. – Documenta naturae, 79: 1-32, 4 Taf.; München.

SALGER, M. (1976): Zur Mineralogie des Dietfurter Tons. – Geol. Bl. NO-Bayern, 26: 47-49, 1 Abb.; Erlangen.

SCHERTZ, E. (1939): Bemerkungen zu den Lophiodon-Resten von Heidenheim am Hahnenkamm (Vortragsnotiz). – Jh. Mitt. oberrhein. geol. Ver. 28, S. XII; Stuttgart.

SCHIRMER, W. (2014): Moenodanuvius – Flussweg quer durch Franken. – Natur und Mensch, Jahresmitt. Naturhist. Ges. Nürnberg 2013: 89-146, 10 Abb., 1 Tab.; Nürnberg.

SCHLOSSER, M. (1902): Beiträge zur Kenntnis der Säugethierreste aus den süddeutschen Bohnerzen. – Geol. u. Pal. Abh., N.F. Bd. 5 (3): 1-144 bzw. 117-258, 3 Abb., 5 Taf.; Jena.

SCHLOSSER, M. (1916): Neue Funde fossiler Säugetiere in der Eichstätter Gegend. – Abh. d. königl. Akad. d. Wiss., math.-phys. Kl., 28 (6): 1-78, 5 Taf., München.

SCHMIDTILL, E. (1937): Dr. Ignaz Pickl und das Eisenhüttenwerk Obereichstätt. – Sammelblatt des His-

torischen Vereins Eichstätt, 53. Jg. 1937: 171-186; Eichstätt.

SCHMIDT-KALER, H. (1970): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000. Blatt Nr. 6930 Heidenheim: 1-120, 24 Abb., 7 Tab., 1 Beilage, 1 geol. Karte 1:25000; München.

SCHMIDT-KALER, H. (1976): Geologische Karte von Bayern 1:25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7031 Treuchtlingen: 1-145, 36 Abb., 2 Tab., 2 Beil., 1 geol. Karte 1:25000; München.

SCHMIDT-KALER, H. (1994): Der präriesische Urmain und seine Ablagerungen. – Geol. Bl. NO-Bayern, 44: 225-240, 2 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Erlangen.

SCHMIDT-KALER, H. (1997): Geologische Karte von Bayern 1:25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7131 Monheim: 1-159, 53 Abb., 22 Tab., 1 geol. Karte 1:25000; München.

SCHMIDT-KITTLER, N. (1977): Neue Primatenfunde aus unteroligozänen Karstspaltenfüllungen Süddeutschlands. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., 17: 177-195, 14 Abb., 1 Tab.; München.

STREIT, R. (1978): Geologische Karte von Bayern 1:25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7332 Burgheim-Nord: 1-222, 51 Abb., 5 Tab., 8 Beil., 1 geol. Karte 1:25000; München.

TILLMANN, H. (1986): Neue Erkenntnisse zur Landschaftsgeschichte des Cenomans in Ostbayern und zur Frage der altcenomanen Meeresingressionen. – Erlanger geol. Abh., 113: 137-152, 1 Abb.; Erlangen.

TREIBS, W. (1950): Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Otting. – Geologica Bavarica Nr. 3: 1-52, 6 Abb., 1 geol. Karte 1:25000; München.

WAGNER, A. (1861): Über die Auffindung von Lophiodon in einer Bohnerzgrube bei Heidenheim. – Sitzungsber. Bayer. Akad. d. Wiss., math.-phys. Cl.: 358-362; München.

Weber, E. (1958): Über ein neues fossilführendes Vorkommen der alttertiären Bohnerzlehmüberdeckung von Wolfersstätt (Nördlinger Ries). – N. Jb. Geol. u. Pal., Mh., 8/9, Abt. B: 398-406; Stuttgart.

Anschrift des Verfassers	Dr. Günther Berger Sudetenstr. 6 91785 Pleinfeld
--------------------------	---