

Sedimentpetrographische Untersuchungen kalkalpiner Gesteine.

Hallstätterkalke von Hallstatt und Ischl.

Von W. Schwarzacher, Innsbruck.

Mit 15 Textabbildungen.

Zusammenfassung.

Einige norische Hallstätter Gesteine (Plassengruppe und Siriuskogel bei Ischl) wurden nach den von B. Sander eingeführten Methoden vom sedimentpetrographischen Gesichtspunkt untersucht.

Es wurde eine geschichtete und ungeschichtete Fazies gefunden. Im Speziellen konnte nachgewiesen werden, daß die Kalke des Sommeraukogels ein feingeschichtetes Sediment darstellen, das fast ausschließlich aus Monotischalen besteht.

In den geschichteten Kalken wurden Feinrhythmen (Größenordnung 1 mm) und ein sehr regelmäßiger Grobrhythmus von 8-3 cm Mächtigkeit aufgefunden. Es konnte nachgewiesen werden, daß die untersuchten Kalke eine andere Rhythmik besitzen als die Dachsteinkalke, mit anderen Worten, daß der „Diktator“ (Sander, 28) bei ihnen ein anderer ist.

Für die ungeschichteten Kalke wird gezeigt, daß frühe (paradiagenetische) Bewegungen im Sediment, die Ausbildung der Schichtung verhinderten.

Auch wird gezeigt, daß Mehrfachsedimentation in ein und demselben geologischen Zeitraum oft vorkommt.

Fossilinsen kann man zwanglos als Füllungen von Klüften in noch halbverfestigtem Gestein erklären.

Für die Bildungstiefe der Hallstätter Kalke ergeben sich einige Hinweise; sie wird für die ungeschichteten Kalke etwa mit 50 bis maximal 200 m angenommen.

Einleitung.

Die vorliegende Arbeit wurde am Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Innsbruck, mit Mitteln des Institutes ausgeführt. Zur Befassung mit Sedimenten führte zunächst die Fülle der Probleme (besonders Rhythmik) und vor allem Sander's Arbeit über Anlagerungsgefüge (Sander 28). Aus dieser Arbeit ergab sich auch die Anregung zur Beschäftigung mit roten Hallstätterkalken. Einerseits legte das rhythmische Auftreten von Rotschlammen im Raume des Dachsteinkalkes eine Untersuchung der Hallstätterkalke nahe. Andererseits ist die wichtige Stellung der Hallstätterkalke in der Tektonik bekannt. Auch ihre fazielle Sonderstellung wurde schon oft beschrieben. Auffällig ist der Gegensatz zu den Dachsteinkalk-Haupt-

dolomitgesteinen. Dieser Gegensatz wird bei Hallstatt besonders deutlich. Die Mächtigkeit des Dachsteinkalkes im Echerntal beträgt 1400 m, die entsprechende des Sommeraukogels 350 m. Die beiden Mächtigkeiten verhalten sich demnach wie 1:4. Die Horizontalentfernung zwischen den beiden Aufschlüssen beträgt nur 200 m (Spengler 35).

Trotz der geringen Mächtigkeit sind die Hallstätterkalke reich gegliedert nicht nur durch das Auftreten von Versteinerungen, sondern auch in Farbe, Gesteinsbeschaffenheit und Schichtung. Es soll versucht werden, einige Hallstättergesteine zu kennzeichnen und wenn möglich den Bildungsraum zu charakterisieren. Ich habe mich dabei auf norische Hallstätterkalke beschränkt. Es wurden sowohl Feld- als auch An- und Dünnschliffuntersuchungen durchgeführt, dazu wurden Gesteinsproben orientiert dem Anstehenden entnommen. Im Ganzen wurden 145 Handstücke und 75 Dünnschliffe bearbeitet.

Ganz allgemein sollte gezeigt werden, daß auch bei Nurkalkgesteinen eine sedimentpetrographische Beschreibung zu etwas führt und daß auch hier bei Beachtung des Gefüges eine Gliederung erreicht werden kann. So wurde versucht im Anschluß an früheres Schrifttum, zum Beispiel Leuchs (20, 21), Sander (26, 28, 29), Fiege (9) und nach meiner auch zeitbedingt lückenhaften Kenntnis des amerikanischen Schrifttums Bradley (3), Bramlette (4), Goldmann (10), Twenhofel (38, 39) auch einen Beitrag zu liefern.

Zu größtem Dank bin ich meinem verehrten Lehrer Prof. B. Sander verpflichtet, der mir nicht nur die Richtung wies, sondern mich auch durch ständige Anregungen auf Neues führte. Anregungsreich war auch die Zusammenarbeit mit meinem Freund und Kollegen R. Wejnshenk, der gleichorientiert, die Sedimentpetrographie der Sonnwendjochbreccie bearbeitete.

Indirekten Dank schulde ich aber auch allen Aufnahmsgeologen dieses Gebietes, Mojsisovics, und vor allem E. Spengler, dessen schöne Dachsteinkarte (Alpenvereinskarte 1:25.000) die Arbeit erst ermöglichte.

Definitionen.

Zum besseren Verständnis der Arbeit werden die bei Sander (27, 28) entwickelten Begriffe und einige neue kurz zusammengefaßt.

Das Gefüge der Gesteine, das sind Raumdaten verschiedener Bereiche jeder Größenordnung, ist dasjenige, das zunächst deskriptiv festgehalten werden soll. Primäres Gefüge sind die Raumdaten der ersten Anlage, im Sinne der Primärschichtung von Brinkmann (5), Sander (28), im gleichen Sinn wie primary structures von Stoces (36) und primary features Billings (2) des englischen Schrifttums.

Sander gibt eine Übersicht der primären Parallelgefüge der Sedimentgesteine, sie ist in Abb. 1 zusammengefaßt.

Die Ausdrücke isotrope und anisotrope, homogene und inhomogene Gefüge sind viel weitere Begriffe und beziehen sich hier nur auf den eben betrachteten Sonderfall der sedimentären Parallelgefüge. Von den vier Typen in Abb. 1 hebt sich zunächst der erste durch ein Fehlen einer bevorzugten Richtung deutlich ab, die drei letzten zeichnen sich durch die vorgezeichnete Richtung „s. aus. In der Gefügekunde werden Parallelfächen ganz allgemein s-Flächen genannt (Sander, 27, S. 99). Da Verwechslungen ausgeschlossen sind, werden hier unter s-Flächen immer sedimentäre Anlagerungsflächen verstanden. Von den s-Gefügen heben sich die zwei letzten Typen durch das Auftreten paralleler Inhomogenitätsflächen (in definierten Bereichen) hervor,

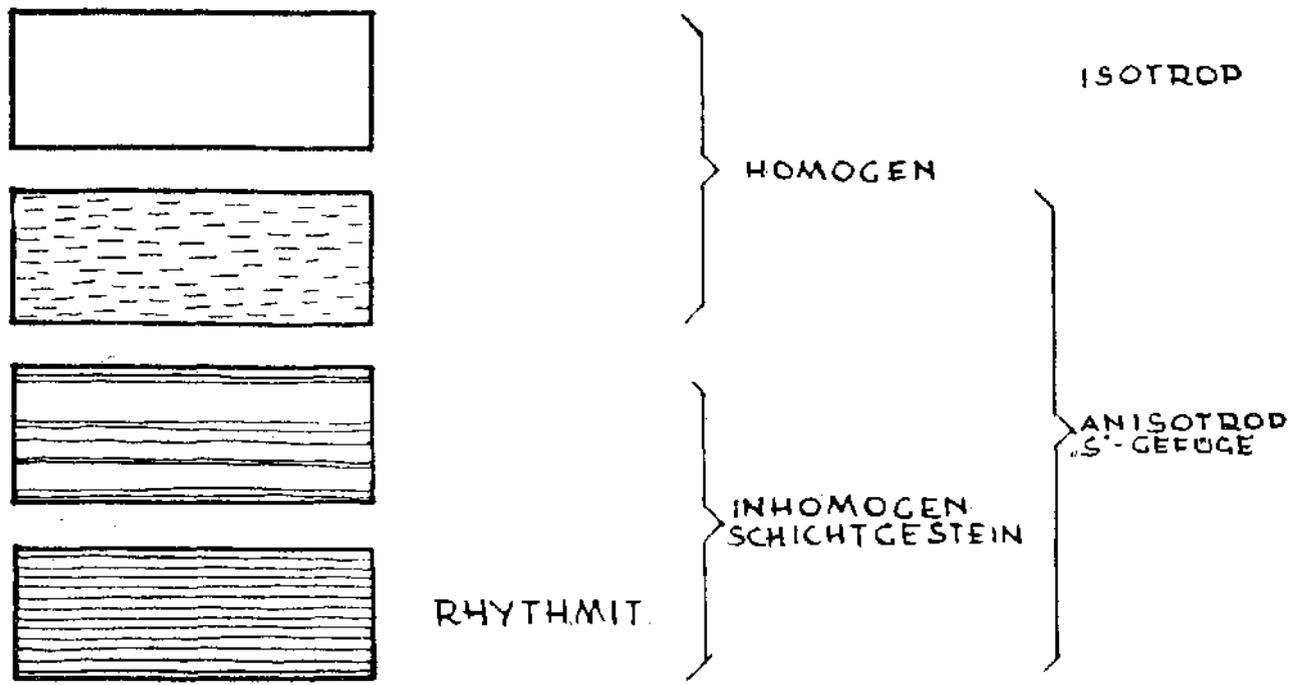


ABB. 1

diese und nur diese Gesteine kann man als geschichtete Gesteine bezeichnen. Es ist daher erfreulich, wenn Salomon (25) bei Auftreten von sedimentärer Regelung nach flächenhafter Gestalt, nicht von primärer Schichtung, spricht. Der Vorgang der Anlagerungsregelung (Primärschieferung bei Salomon, 25) hat sowohl begrifflich, wie auch genetisch mit Schichtung nichts zu tun.

Es hat sich das Bedürfnis ergeben, alle Schichtgesteine mit einem kurzen Namen zusammenzufassen. Ich bezeichne geschichtete Gesteine als stratufierte Gesteine oder Straturite (von lat. stratura) und spreche ebenso von Astraturiten für ungeschichtete Gesteine mit oder ohne s-Gefüge.

Es wäre in diesem Sinn auch sehr erwünscht, wenn die Bezeichnung Riffkalk bei der Beschreibung von Gesteinen zunächst vermieden würde, denn diese sagt genetisches aus, und zwar etwas, das nur nach sehr eingehender Untersuchung und dann nur im speziellen Fall behauptet werden kann. Auch das Auftreten von vereinzelt riffbildenden Fossilien (zum Beispiel Korallen) scheint mir nicht immer ausreichend. Richtige Riffkalke sind zum Beispiel die von Sander (28) beschriebenen, stellenweise nachweisbar biogen angelagerten Rhythmite des Dachsteinkalkes. Vollkommen falsch wäre es nur, das Fehlen von Schichtung für ein Zeichen von Riffbildung zu halten. Ich benütze daher auch hier fürs erste den Ausdruck Astraturit für ungeschichtetes Gestein.

Unter allgemeinem s verstehe ich das statistische Mittel von mehreren untereinander verstellten s-Flächen über größere Bereiche. Liegen einzelne s über größere Bereiche parallel, so ist dieses s das allgemeine s. Das allgemeine s ist also eine sehr geeignete Bezugsfläche für alle Relativbewegungen kleiner Teilbereiche. Ob das allgemeine s zu seiner Bildungszeit gegen die Niveaufläche des Erdschwerfeldes, also gegen den horizontalen Wasserspiegel, verkippt lag, läßt sich mit Hilfe von geopetalen Gefügen kontrollieren. Sander (28) definiert, Geopetalgefüge (gpt. Gef.) sind Gefüge, die eindeutig, unabhängig von der heutigen Lage des Oben und Unten während der Bildungszeit erkennen lassen. Das wichtigste Geopetalgefüge ist das Hohlraum- oder Höhlensediment. In einer kleinen Höhle, oder auch in einem leeren Fossilgehäuse, setzt sich ein Sediment ab, der Hohlraum, ursprünglich von Wasser erfüllt, bekommt in seinem unteren Teil einen Schlammbeleg, das s dieses Bodenbelages wird bei ungestörter Sedimentation mit der Niveaufläche des Schwerfeldes zusammenfallen.

Neben den angeführten gpt. Gef. sind polare Gefüge häufig (so wie bei Sander, 28, S. 100). In meinem Material fanden sich eine Reihe von polaren Gefügen, die, nachdem sie einmal an einem richtigen gpt. Gef. gewissermaßen geeicht wurden, auch oben und unten ablesen lassen, deren Bildung aber nicht so leicht durchschaubar ist, daß man oben und unten aus ihnen selbst eindeutig ablesen könnte. Diese Gefüge sollen, um den Wert der gpt. Gef. nicht zu beeinträchtigen, obwohl sie sich wie gpt. Gef. handhaben lassen, auch nur polare Gefüge heißen.

Für den Sedimentpetrographen sind also von steigendem Wert: s-Gefüge, polare Gefüge und gpt. Gefüge. Alle sind Abbildung der sedimentierenden Kraft (meist Schwerkraft).

Belteropore Gefüge nach Sander (27) sind Gefüge nach Wegsamkeit. Zum Beispiel Kalzit dringt längs Klüften belteropor vor.

I. Die Beschreibung der Gesteine.

1. Die Monotiskalke am Steinbergkogel.

Spengler (34) beschreibt das Profil des Steinbergkogels. Die ober-norischen Hallstätterkalke des Steinbergkogels dürften das Hangende des Sommeraukogels darstellen. Das Gestein geht gegen oben durch Stärkerwerden der Mergellagen in den Schichtfugen in Zlambachschichten über. An der Nordseite finden sich auch hellrote Bänke, stellenweise ganz erfüllt mit Monotis. In den Aufschlüssen NE und E

Steinbergkogel ist ungeschichteter Kalk das Liegende. Die zirka 30 m hohe Wand, die den Felsack zu Beginn des Grabens „zwischen den Kögeln“ bildet, besteht aus ihm. Es ist ein weißer, nur stellenweise roter Astraturit, in dem ich eine Monotislense finden konnte. Das Hangende, zirka 5–10 m, ist ein roter, gut stratifizierter, in 10–20 cm-Rhythmen geteilter Kalk, der Monotiskalk, ein Sediment, das ganz aus den Schalen dieser Muschel besteht. Die Grenze gegen den liegenden Astraturit ist nicht scharf und schwer feststellbar, weil gerade hier die Umwandlung der Muscheln besonders stark ist. Die Blöcke oberhalb der E-Wand bis P 1173 (Alpenvereinskarte) und der in einzelne Türme gegliederte N-Hang ist, wo Schichtung zu sehen, durchwegs Monotiskalk. Am N-Hang liegt eine zirka 1 m mächtige Bank, die ganz aus kleinen Muscheln (Halobia?) besteht. Der Monotiskalk dürfte im Maximum 20 m mächtig sein und bedeckt hier ein Areal von mindestens 100–200 m². Der hellgraue Kalk des Steinbergkogels liegt darüber. Wie meine Präparate zeigen, ist auch dort, wo makroskopisch keine Schalen mehr erkennbar sind, im An- und Dünnschliff zu sehen, daß alles von Schalen oder Produkten, die durch Umkristallisation aus ihnen entstehen, erfüllt ist, ja, daß das ganze Gestein aus ihnen besteht. Pelite bilden einen verschwindenden Anteil.

Steinbergkogel E.

Rölliges Gestein rhythmisch weiß gebändert, zum Beispiel gemessen in Zentimetern 4, 5, 10, 4, durchschnittlich 5–10, aber ziemlich unregelmäßig. Im Bruch senkrecht s flaseriges Aussehen ganz mit Feinschichtung erfüllt. Die Zentimeter-Rhythmik ist schon an den Wänden zu sehen. Die Fugen sind fast immer feucht, leer, oder von einem nicht näher erfaßbaren Tonfilm gefüllt. Wahrscheinlich bewirkt stärkere Pelitzufuhr die Fugen zwischen den Monotisbänken. Das Gestein bricht immer so, daß sich keine zusammenhängenden Stücke gewinnen lassen. An anderen Stellen kommt es nicht zur Fugenbildung, das Gestein ist rot-weiß aufeinanderfolgend gebändert, gemessen in Millimetern 15 w, 20 r, 15 w, 45 r, 40 w, 10 r, 10 w, 10 r, 30 w, 10 r, 20 w, 15 r, ziemlich gut rhythmisch. Die weißen Bänken treten gegenüber den roten bei Anwitterung vorspringend heraus, sie lassen sich im Streichen über Meterbereiche verfolgen, sind also richtige Schichtbänke.

Im Anschliff wird diese Bänderung gut sichtbar, es zeigt sich, daß kleine Bereiche deutlich einem periodischen Gesetz gehorchen (so daß gleichmächtige Rote mit gleichmächtigen Weißen wechseln), an anderen Stellen aber ist die Abfolge ganz ohne gesetzmäßigen Wechsel, manchmal aber so, daß auf eine weiße Bank, durch Roteinlage getrennt, eine dünnere weiße folgt, die nächste ist noch dünner, das heißt der Wechsel erfolgt räumlich immer rascher, und klingt innerhalb weniger Zentimeter ganz ab. Diese Rhythmik wird besonders im UV-Licht deutlich, wo die weißen Partien hellblau fluoreszieren (einige Sekunden nachleuchtend), während die roten tief schwarz bleiben. Auch durch Färben mit Methylenblau nach Ätzen kann die Rhythmik deutlich gemacht werden.

Die weißen Streifen von Zentimeterausmaß haben sich als reine Monotis- (?) Muschelbänkchen erwiesen. Sie waren zunächst weder makroskopisch, noch im An- und Dünnschliff als solche erkennbar. Erst als Stellen gefunden wurden, wo die Skulptur der Schale im Bruch parallel s noch undeutlich erkennbar war, und dann auch durch Vergleich mit Dünnschliffen von besser erhaltenen Schalen, konnten sie eindeutig wiedererkannt werden.

Zu dieser anfänglichen Täuschung trug folgender Umstand bei: Die Schalen sind so gut in s eingeregelt, daß eine neben der anderen liegt und im Dünnschliff schwer oder gar nicht zu sehen ist, wo die eine anfängt und die andere aufhört. So folgt eine Lage über der anderen. Ein schräges Übereinanderschichten kommt nicht vor, dazu kommt

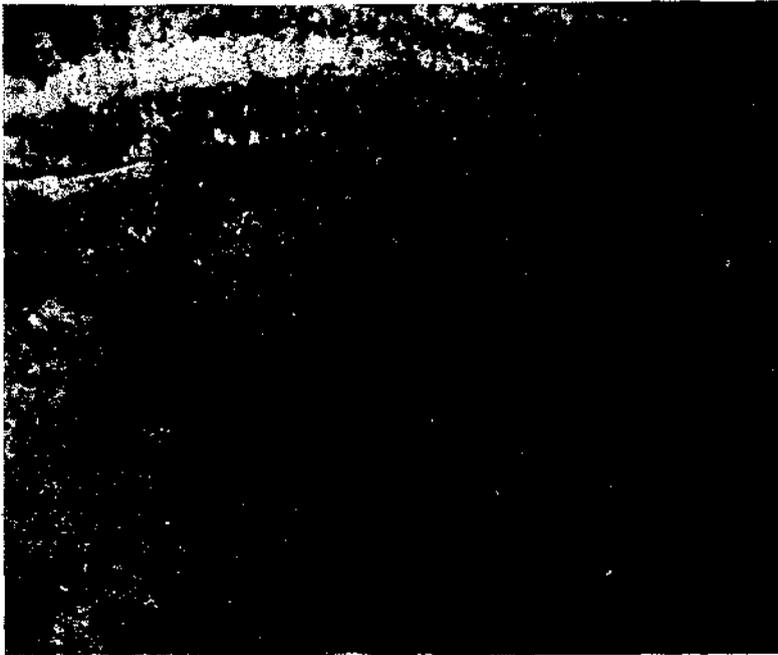


Abb. 2.

Vergr. ca. 30fach. Monotisschalen auf beiden Seiten mit Kalzitrasen bewachsen.
Aus einer Linse.

noch, daß die einzelnen Lagen gemeinsam gekräuselt sind und so ganz eine gekräuselte Pelitteinschichtung vortäuschen. Die Schalen-
skulptur sowie die ursprüngliche Biegung sind ganz verschwunden
(siehe Abb. 3).

Im Anschliff lassen sich die Schälchen nicht weiter auflösen, sie erscheinen als feine, milchig weiße Striche und dazwischen liegt eine klare kristalline Füllung. Bei der Dünnschliffuntersuchung wurde zum Teil stärkste Vergrößerung (1000fach, Immersion) verwendet. Die Schalen der rezenten Lamellibranchen sind bekanntlich aus zwei Schichten aufgebaut. Die innere, die Perlmutter-schicht, besteht aus Aragonitblättchen, die in der Schalen-
ebene liegen, die äußere, die Faserschicht, besteht aus Kalzitifasern, die senkrecht zur Schalen-ebene stehen. Die Schalen sind also in bezug Schalen-ebene als Symmetrie-ebene unsymmetrisch gebaut. Die umgewandelte Monotisschale ist meist symmetrisch (Abb. 2), in manchen Fällen aber, wie gezeigt werden wird, auch unsymmetrisch. In der Regel besteht die umgewandelte Schale

aus drei Schichten. In der Mitte eine äußerst feine 3μ , aber auch 20μ dicke Schicht mit feinen Fugen parallel s. Viel läßt sich über diese Mittelschicht wegen ihrer Dünne nicht sagen, an manchen Stellen löschen parallel e eingelagerte Blättchen gerade mit s aus, im allgemeinen löscht die Schicht (unter gekreuzten Nicols) überhaupt nicht aus. Sie ist im Durchlicht durchscheinend, im Auflicht milchig weiß. Bezeichnend ist weiter ihre größere Festigkeit, wo Schälchen knicken, halten sie oft, trotz ihrer Dünne, an der Mittelschicht zusammen.

Nach unten und oben wachsen zur Mittelschicht symmetrisch Kalzitfasern senkrecht auf sie. Die stärkere Lichtbrechung liegt parallel s, c also in Ebene senkrecht s. Das ist gewöhnliches Kalzitrasengefüge (Schmidegg, 31). Die Fasern sind $10-15\mu$ breit und durchschnittlich 30μ lang. Oft kommen Fälle vor, wo oben oder unten der Rasen aus zwei Generationen besteht, also Nichtsymmetrie zur Mittelschicht. Die erste Generation besteht dann aus kleinen, 25μ langen, ungleichgroßen, aber besser geregelten Kristallen (vielleicht durch Umkristallisation aus der ursprünglichen Faserschicht entstanden), darauf folgt dann die zweite Generation, die der gleicht, die nach der anderen Seite wächst.

Es geht also aus den symmetrischen Fällen, verglichen mit der Nichtsymmetrie rezenter Schalen hervor, daß die Rasen nicht mit der ursprünglichen Faserschicht identisch sein können, daß die Rasen auf der einen oder anderen Seite durch Umkristallisation aus der Faserschicht hervorgingen, oder noch wahrscheinlicher, die Faserschicht wurde vor der neuen Inkrustierung weggekost und dann erst der Rasen angelagert. Sicher ist Stoff zugeführt worden, denn die Schalen sind dicker als sie je ursprünglich waren, die Unsymmetrie kann daher auf verschiedene Stoffzufuhr zurückgehen; dies ist sogar sehr wahrscheinlich bei Schälchen, die auf Pelit liegen, wo es oft vorkommt, daß die Rasen nur nach oben ausgebildet sind, nicht gegen den Pelit. Bei Schalen, die ganz in Pelit schwimmen, fehlen die Rasen oft ganz.

Die Mittelschicht der umgewandelten Schalen dürfte wohl die ursprüngliche innere Schicht gewesen sein. Es ist das im allgemeinen die Schicht, welche bei Fossilien die wenig erhaltungsfähige ist, weil sie meist aus Aragonit besteht, dieser kristallisiert aber leicht in Kalzit um und wird dann erhaltungsfähig. Dies dürfte auch hier der Fall gewesen sein. Färbeversuche mit Kobaltnitratlösung zeigen, daß im ganzen Material kein Aragonit vorkommt. Bei Stücken, an denen die Schalenplastik noch zu sehen ist, bricht diese immer an der Mittelschicht aus dem Gestein.

In den im Anschliff weißen Bänken liegen die so umgewandelten Schalen aufeinander, ohne auch nur eine Spur von Pelit dazwischen. Die Kalzitfasern der liegenden Schale stoßen mit den Fasern der hangenden Schale in einer Suture zusammen, ähnlich wie bei Kalzitfüllungen von Höhlen. Es gelingt nur selten das Ende einer Schale im Schliff zu sehen. Aber es scheint eine Neigung vorhanden zu sein, daß sich besonders dicht übereinander liegende Schalenpakete seitlich von eben solchen ablösen lassen. Vielleicht ist das die Abbildung einer ganz geringen Strömung während des Sedimentationsaktes.

Fast überall ist eine stellenweise sehr gut ausgeprägte Rhythmik innerhalb der Monotibank zu sehen. Die Schälchen erscheinen im Schliff zu einzelnen Lagen ziemlich gleichbleibender Mächtigkeit zusammengefaßt. Das heißt in gleichen Raumabständen, und daher (siehe später) auch gleichen Zeitabständen, tritt eine Änderung der Sedimentation ein. Es gelangt eine ganz feine Schicht rötlicher Pelit mit eingestreuten Dolomitmikrokörnern (Korndurchmesser 0.01 mm) und seltener auch SiO_2 -Körner gleicher Größe, zum Absatz.

Diese Rhythmik ist die regelmäßigste im ganzen Hallstätterkalk; sie gehorcht offensichtlich einem periodischen Gesetz. Es wurden die Mächtigkeiten der einzelnen Lagen in einem Großschliff über 4 cm

und in anderen Schliften gemessen. 55 Messungen, Mittel: 0.2 mm, mittlere Abweichung 0.03 mm, das ist 19% vom Mittel. Man sieht also, die Rhythmik dieser Feinschichtung ist ziemlich konstant.

An dieser Stelle sei folgendes erwähnt. Setzt man 1400 m, die Mächtigkeit des Dachsteinkalkes zeitlich den 350 m des Hallstätterkalkes gleich, so ist das Verhältnis der beiden Mächtigkeiten 1:4, das heißt den Millimeter-Rhythmen im Dachsteinkalk müssen im Hallstätterkalk 0.25 mm-Rhythmen entsprechen. Man sieht, daß eben unter der vorhergehenden Annahme der beschriebene Rhythmus wenigstens größenordnungsmäßig dem Millimeter-Rhythmus des Dachsteinkalkes verglichen werden kann. Ich möchte diesen kleinsten Rhythmus auch als Jahresrhythmus deuten (wie Sander, 28, für den Dachsteinkalk).

Überlagert liegt die im Anschliff auffällige Rot-Weiß-Rhythmik höherer Ordnung, sie wird durch rhythmisch stärker werdende Einlagerung von rotem Pelit bewirkt. Dabei genügt eine ganz kleine Menge; 7% (Flächenprozent) Pelit erscheinen im Anschliff schon als rotes Gestein. 12% ist der Durchschnitt aus drei Messungen. Ganz selten sind millimeterdicke Lagen reinen Pelites mit nur wenig Schälchen. Die Pelitlagen sind gegenüber den Monotislagen viel stärker durchbewegt, daher ist nicht mehr viel von ihrem ursprünglichen Gefüge zu sehen. An ruhigeren Stellen (an den Schälchen kontrollierbar) kann man manchmal gpt. Gef. vermuten. In den roten Kalkpeliten (Korngr.: 0.01 mm) sind als klastische Bestandteile eckige Dolomitmörner (0.01 und kleiner als 0.01 mm) eingestreut, diese liegen oft polar auf der unteren, begrenzenden Muschelbank. Jedoch ist dieses gpt. Gef. nicht sehr klar, wie überhaupt eindeutige gpt. Gef., zum Beispiel Hohtraumsedimente im ganzen Bereich der Monotisbank fehlen. Eben weil es nirgends zur Ausbildung von Hohlräumen gekommen ist. Reine Monotislagen können so umgewandelt sein, daß auch im Anschliff nichts mehr von den Schalen zu erkennen ist. Im Dünnschliff sieht man, daß die Schalen so gut übereinander liegen, so daß die geregelten Kristalle alle gleichgerichtet liegen und gemeinsam auslöschten. Im nächsten Schritt sind die Gebilde umkristallisiert, große Einkristalle (0.1–0.3 mm) überlagern den ganzen Schliff, die Schalen sind nur mehr andeutungsweise zu sehen, das Fasergefüge der Rasen ist verschwunden, es resultiert ein Marmor, der je nach vorhergehender Regelung der Schalen mehr oder weniger Regelung zeigt. Es kommt nicht vor, daß Kristalle, solange man noch Umriss von Schalen sieht, diese mit zu diesen schiefen Auslöschrichtungen umschließen.

In Schliff 77 liegen an einigen Stellen Aggregate (0.15 mm), feinsten Kalzitkristalle, die nicht mehr auslöschten, in einem anderen Schliff fand sich unterhalb einer Schale ein Kalzitsphärokristall. Dolomitisierung wurde in allen Schliften mit Lembergfarbung geprüft. Es handelt sich durchwegs um verhältnismäßig sehr reine Kalke. Dolomit als klastischer Bestandteil kommt zwar überall mit rotem Pelit vor, allerdings prozentmäßig als geringer Bruchteil, es liegen feine eckige Dolomitmörner mechanisch extern angelagert. Ferner kommt in einem Stück tektonischer Breccienbildung eine

Kalkkomponente mit Dolomitschälchendetritus als vereinzelter Fall vor. Es fanden sich zwei Fälle von Breccienbildung mit grobspatigem Dolomit verkittet, das ist der größte Dolomitbereich überhaupt, Ausmaß einige Zentimeter. An dem zweiten Klufnetz der Breccien (siehe später) liegen kleine, scharf umgrenzte Dolomitrhomboederchen. Dolomit kommt nie metasomatisierend vor.

Durchbewegung des ursprünglichen Gefüges.

Kräuselung, das ist sowohl Feinfältelung als auch Warzenbildung, kommt fast in allen Handstücken mit Monotislfeinschichtung vor. Ihre Symmetrie wurde in parallel *s* und senkrecht *s* Anschliffen untersucht. Es lassen sich (so wie in Lofer; Sander, 28) zwei Typen unterscheiden. Häufiger ist Wirtelsymmetrie, diese Gebilde besitzen keine bevorzugte *b*-Achse, sind also keine Falten, ich nenne sie Warzen.



Abb. 3.

Vergr. ca. 30fach. Gekräuselte Monotislfeinschichtung im Schliff senkrecht „s“. Die Feinrhythmen 0,2 mm sind gut zu sehen.

Seltener sind vor allem an Rändern von Breccien, Verkrümmungen mit bevorzugter Richtung *b*, rhombische und monokline Falten. Das Zusammengehen von Fältelung mit Breccie, und das Vorhandensein von Warzen in den Komponenten der Breccie, beweisen das höhere Alter der letzteren. Es zeigt sich, daß Warzenkräuselung überhaupt das erste ist. Sander (28) beschreibt auch kennbar früheste Kräuselung mit Externabtrag und Diskordanz der folgenden Feinschicht. Solche Formen fehlen in meinem Material.

Warzenkräuselung sieht im Schnitt senkrecht *s* wie Feingefälteltes aus, die einzelnen Monotislagen sind ziemlich regelmäßig gewellt, die durchschnittliche Kräuselperiode ist 2 mm (siehe Abb. 3).

Im Anschliff parallel s (Abb. 4) sieht man die Grundrisse der Kräuseldome, diese erscheinen aber nicht wie genaue Kreise, sondern sie beeinflussen sich gegenseitig aneinandergrenzend, so daß Bilder entstehen, die an Strukturböden oder Trockenrißsysteme erinnern. In diesen Schliffen sieht man auch, daß die Warzen meist sehr homogen über die Schichtfläche verteilt liegen. Bei weniger regelmäßiger Kräuselung kommt es auch vor, daß in kleineren Bereichen (ca. 25 cm^2) die Warzenkräuselung in rhombische oder monokline Kräuselung übergeht, das heißt, die Kräuselung bekommt eine schwach ausgeprägte b -Achse. Die b -Achsen liegen aber über größere Bereiche nicht parallel, mißt man zum Beispiel die Achsen auf einer 200 cm^2 großen Platte, so verschwindet diese Regelung ganz.

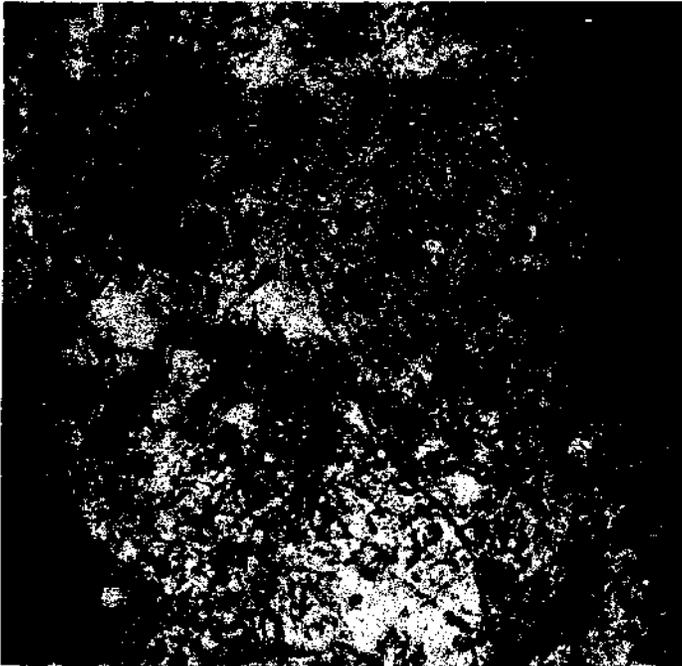


Abb. 4.

Vergr. ca. 5fach. Warzenkräuselung im Schliff parallel „ s “.

Die Warzen werden vorwiegend durch konzentrische Verkrümmung der einzelnen Schälchenlagen gebildet, das heißt, die Lagen werden zu Kurven mit gleichem Krümmungsmittelpunkt gekrümmt. Parallelkräuselungen, also Kurven mit gleichem Krümmungsradius, sind viel seltener. Bei konzentrischer Kräuselung bleibt bekanntlich die Mächtigkeit der deformierten Schichten immer gleich, während es bei parallel gebogenen zu einer Ausdünnung der Schenkel kommt. Zeichnet man konzentrisch gekräuselte Kurven heraus, so zeigt sich, daß ein Zusammenhang zwischen Mächtigkeit und Kräuselperiode besteht. Gemessen in beliebigen Einheiten:

Mächtigkeit:	2	2	2	2	3	3	3	3,5	4	4,5	5
Periode:	1,5	2,5	2,5	3	2,5	3	5	5	4,5	4	6

Das ist richtige Regel der Stauchfaltengröße. Dabei wird das verschiedene Festigkeitsverhalten durch die verschiedenen Mächtigkeiten der aus unkontrollierbaren Gründen gemeinsam gekräuselten Schichten dargestellt. Die Krümmungsmittelpunkte der für sich gesondert gekräuselten Lagenpakete liegen oft genau übereinander, im ganzen Bereich (4 cm) verfolgbar. Um zu sagen, wie weit, war der Bereich zu klein. Aus dem Übereinanderliegen von Kräuseldomen darf kein Schluß auf gleichzeitige Deformation gezogen werden, schon Gekräuseltes kann vorzeichnend auf später Gekräuseltes wirken. An einigen Stellen wird die Amplitude viel größer (bis 3 cm), links und rechts schnell wieder abklingend, wahrscheinlich durch zufällige Störungen bedingt.

Wir legen die Wirtelachse in die c -Achse eines Koordinatensystems, so daß s in ab liegt. Die Vektoren der mechanischen Bildungskräfte zeigten dann naturgemäß auch Wirtelsymmetrie, und zwar in ab gelegene gleichwertige Vektoren und einen Vektor senkrecht s in c . Beide Kräfte traten auf, und zwar die einen als Resultante der anderen. Es läßt sich zunächst nicht unterscheiden, welches der beiden Vektorsysteme die Kräuselung erzeugte. Mit anderen Worten, waren es in c liegende Kräfte, also zum Beispiel die Schwerkraft (die Warzen wären dann eine Kompaktionserscheinung), oder waren es allseitige Schubkräfte in s , die eine Flächenverkleinerung erzielten.

Auffällig ist das Vorherrschen von konzentrischer Kräuselung. Wäre die Kräuselung durch Kompaktion entstanden, müßte man zumindest nach Schrägstellung der Muschellagen eine Zerschering der Lagen in hkl oder Okl , hÖl Flächen erwarten, daraus würde aber eine Parallelverkrümmung mit Ansdünnung der Schenkel resultieren.

In Schnitten senkrecht s sieht man oft, wie über einer ungestört flach liegenden Feinschicht die nächste Schicht zu einem steilen Spitzbogen zusammengeschoben ist. Ein Bewegungsbild, daß sich nur durch in s liegende Bewegungen erzielen läßt (wenn man nicht annimmt, daß die Ursache der bewegenden Kraft in dem kleinen Raum unterhalb des Kräuseldomes liegt). Oft kommt es auch vor, daß sich an einer gekräuselten Lage die nächste staut, und am Schenkel der ersten Lage aufgebogen wird, so daß „Kofferfalten“ (allerdings zweidimensional betrachtet) entstehen. Weiter kann man beobachten, daß Feinschichten durch größere parallel s liegende Fossilreste, gewissermaßen geschient sind, sie liegen dann längs der Schale ungestört, werden aber an beiden Enden der Schale um so höher aufgelaucht.

Gegen Kompaktion spricht auch die außerordentlich homogene Verteilung der Warzen. So erscheint es mir wahrscheinlicher, daß die Warzenkräuselung durch in s liegende mechanische Kräfte gebildet wurde. Dafür spricht vor allem auch das Auftreten der Stauchfaltenregel. Die in s liegenden Vektoren kann man sowohl durch allseitigen tektonischen Druck, wie auch durch Flächenvergrößerung der Platte in fester Umspannung, auch durch Schrumpfen der Unterlage usw. erhalten. Sander (28, S. 54) bespricht diese Möglichkeiten. Sie sind aber in ihrem Resultat völlig gleich, und eben wegen dieser Gleichwertigkeit konnte ich auch kein Kriterium für das eine oder andere finden.

In c liegende Vektoren könnten durch Oberflächennähe bedingt sein (Richtung des leichteren Ausweichens, Loferer Steinberge, Sander, 28). Die Kräuselung wird dann geopetal. Solche Formen kommen in meinem Material nicht vor. Die Höhe der Überlagerung hat von einem gewissen Mindestbetrag an keinen Einfluß mehr auf die Form der Falten. Ein öfter beobachteter Fall ist das Ausknicken einer Feinschicht nach beiden Seiten, also auch hier keine bevorzugte Richtung. Die Verbiegung geht an vielen Stellen in Bruch über, wo immer Scheitel brechen, brechen unbevorzugt Synklinale und Antiklinale.

Ein gleichmäßig gekräuselter Bereich 40×70 mm (Dünnschliff) wurde 21fach vergrößert und so die Kräuselung studiert. Daraus wurde ein Bereich 60×30 mm herausgegriffen und in diesem 3 cm hohen Profil (das entspricht nach dem oben gesagten etwa 150 Feinrhythmen) die durch die Kräuselung bedingte Verkürzung der Schichtchen mit einem Kurvenmesser gemessen. Die mittlere Verkürzung ist 0,89, beziehungsweise die Flächenverkleinerung 0,79 (Verkürzung = 12% von 97,5 cm aus 39 Messungen auf 87 cm). Die Verkürzung schwankt in diesem 3 cm hohen Profil beträchtlich bis 25%. Um eine eventuelle Gesetzmäßigkeit längs der c-Achse feststellen zu können, war der Bereich zu klein.

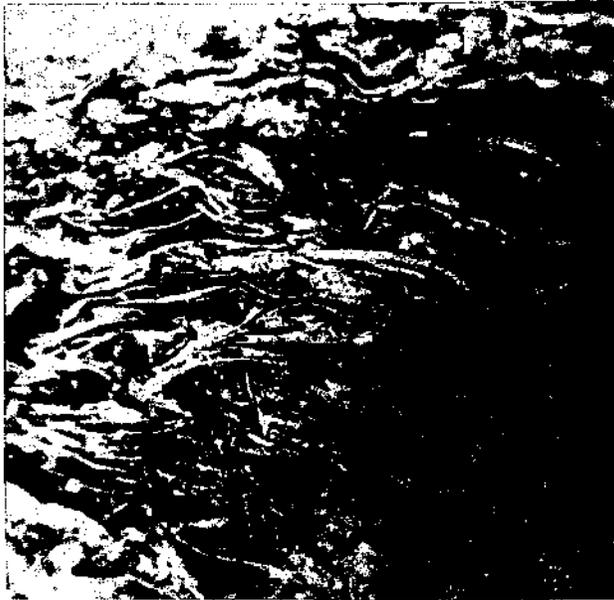


Abb. 5.

Vergr. ca. 5fach. Knitterkräuselung. Die Schalen sind knittrig geknickt.

Deformation der Schälchen im Pelit. Im allgemeinen liegen die Schälchen im Pelit ungestört wegen der höheren Teilbeweglichkeit desselben. Der Pelit zwischen den Schalenfeinschichten gibt die Gleitbahnen ab, und begünstigt dadurch die Kräuselung, dabei wird der Pelit in die Scheitel transportiert und liegt meist nur dort.

Liegt reichlich Pelit zwischen den Schalenlagen, geht die Kräuselung in Knitterkräuselung über (Abb. 5). Schalen werden ausgeknickt, quer gestellt und von der nachdringenden Spitze im Pelit rotiert und ganz umgelegt. Dies setzt ziemliche Beweglichkeit des Pelites voraus, die Schale wäre sonst zerbrochen. Auch bei der Knitterkräuselung ist kein sicheres Ausknicken geopetal nach oben zu sehen.

Die Knitterkräuselung geht in normale Warzenkräuselung über.

Zusammenfassend kann man sagen, Kräuselung mit Warzensymmetrie entsteht sehr wahrscheinlich durch Schub in s, sie ist die erste Deformation, doch läßt sich Oberflächennähe nicht erkennen,

aber im Fall der Knitterkräuselung war der Pelit sicher noch gut plastisch.

Die rhombische und viel häufigere monokline Kräuselung unterscheidet sich neben der Symmetrie durch größere Amplituden und Perioden von der Warzenkräuselung. Sie ist unregelmäßig und verstärkt sich an den Rändern von Brecciengebieten, wo sie liegende Überfallen bilden kann, sie ist nirgends geopetal. An Stellen, wo es zur Breccienbildung kommen soll, wird das Gestein unter monokliner Fältelung ineinandergetaucht und geht dann wieder auseinander, was korrespondierende Ränder beweisen.

Breccienbildung. Senkrecht s ziehen im Aufschluß mehrere Meter verfolgbare Zertrümmerungszonen, 20–30 cm breite Breccienbildungen. Randlich gehen diese in ein Kluftnetz über, welches das Gestein zwar in eckige Komponenten zerlegt, diese aber nicht gegeneinander verstellt. Die klaffenden Hohlräume sind mit bis zu mehreren Zentimeter großen Kalzitkristallen gefüllt.

Ein großer Block auf der E-Halde des Steinbergkogels wird von einer 93 cm langen, durchschnittlich 15 cm breiten Breccie durchzogen. Durchlaufende Monotisschichtung läßt kontrollieren, daß die einzelnen Komponenten nur geringe Verstellungen erfahren haben, an einem Rand sind die Kräuselwarzen sonderbar scharf abgeschnitten, die Komponenten zeigen hier die geringste Verstellung. Gegen den gegenüberliegenden Rand zu werden die Durchbewegungen stärker, man findet Verstellungen bis zu 90 Grad. Die Feinschichtung dieses Randes ist stark monoklin gefältelt, liegende Überfallen und Überschiebungen bis zu 25 cm kommen vor. Die Komponenten zeigen Warzenbildung, diese ist also älter als die Breccie und die monokline Kräuselung.

Im An- und Dünnschliff läßt sich die Breccie noch genauer kennzeichnen. Schon nach dem oben Gesagten handelt es sich eindeutig um eine späte Deformationsbreccie (Sander, 29), tektonische Breccie. Vor allem das Fehlen von Myloniten, im Zusammenhang mit den geringen Relativbewegungen der einzelnen Komponenten untereinander, sprechen dafür. Nur an den Rändern der Breccie findet man Mylonite. Hier sind die Bewegungen größer, als Gleitbahn dient s, die Förderweiten, 1–2 cm, lassen sich an Fossileneinschlüssen oder auch an der Kräuselung kontrollieren. Über einem zertrümmerten Bereich bewegt sich eine im Anschliff 4 cm lange Komponente, alle Unebenheiten werden mit einem feinen Mylonit ausgefüllt, von der Sohle der Komponente sind hobelschartenartig Späne abgehoben, die in den Pelit stechen, und so den Relativsinn der Bewegung erkennen lassen. Durch den Friktionsdetritus werden einzelne Trümmer verbunden und bewegen sich als neue Komponente (Breccie in Breccie) weiter.

Das Zerbrechen erfolgt nachweisbar in mindestens zwei Akten:

1. Auflösung in eckige Komponenten und Füllen der Klüfte mit spätem Kalzit, 2. Zerbrechen der Komponenten (1.) in weitere Trümmer, diese klaffen zum Teil mit korrespondierenden Grenzen auseinander, oder es bleibt nur ein Sprungsystem, dabei setzen sich die Sprünge in die Kalzitfüllungen fort, und werden so als jünger erkannt.

Oder auch die Sprünge werden von dem gleichen Einkristall gefüllt, der die Komponenten einhüllt, nachfolgende Umkristallisation des Kalzites ist dann nur im Zusammenhang als jünger erkennbar.

(Oder auch nur in den Komponenten kommt es zur Sprungbildung, während das Kalzitgefüge unversehrt bleibt, aus Gründen der Festigkeitsinhomogenität der beiden Bereiche, in Analogie zu dem von Sander beschriebenen Fall in den Drei Zinnen, Sander, 28, S. 152.)

Druckstellen, an denen zum Beispiel Trümmer gegen Spitzen gestaucht werden, sind selten, eben wegen der geringen Durchbewegung. Längs der Klüfte der zweiten Deformation erfolgt manchmal Dolomitisierung. Selten greift Kalzit metasomatisierend in die Komponenten über und verschiebt so die Grenze der Kluft, ohne die Komponente zu bewegen.

Außerst selten ist die sekundäre (später) Rotverfärbung, die nebeneinanderliegende, nachweisbar zusammengehörige Komponenten ganz verschieden färbt.

Aufs engste mit den Breccienzonen verknüpft sind Kluftsysteme, die stellenweise direkt aus der Breccie hervorgehen. Sehr bezeichnend für diese Klüfte ist ihr starkes Klaffen, welches so weit geht, daß sie zu Wanderstraßen von Pelit werden, der sich manchmal geopetal in richtiger Hohlraumsedimentation mit freier Oberfläche ablagert. Die Wände dieser Klüfte sind oft mit Kalzitrasen bewachsen. Es zeigt sich, daß die gpt. Richtung der Kluftfüllung mit den allgemeinen s der Sedimentation annähernd zusammenfällt, oder nur leicht dagegen verkippt ist, auch dort, wo die Schichten heute steil einfallen.

Die Kluftfüllungen wurden also schon vor der tektonischen Verstellung eingestellt, daraus ergibt sich weiter, daß die Deformationsbreccienbildung älter als die großtektonische Verstellung der Hallstätter Kalke ist.

In manchen Kluftfüllungen wurde Schälchendetritus gefunden, Foraminiferen, Formen die in der Monotishank sonst nirgends zu finden sind. Die Schälchen in diesen Klüften zeigen, daß der Pelit zum Teil plastisch in die Hohlräume eingeflossen ist, so wie K_4 in den Astraturiten des Sommeraukogels (siehe später). Man muß annehmen, daß diese Pelite später von oben in die Monotishank eindrangen. Als späteste Deformation durchziehen, scharf alles schneidend, Sprünge das Gestein, oft mit spätem Kalzit gefüllt.

Es lassen sich zeitlich folgende Akte eingliedern:

1. Sedimentation.
2. Warzenkräuselung.
3. rhmb. und mkl. Kräuselung, Deformationsbreccienbildung und Kluftbildung.
4. Füllen der Klüfte mit Peliten aus dem Hangenden.
5. Verkippung des s zum heutigen Fallen und Rupturenbildung.

2. Die Monotislinsen im Astraturit des Steinbergkogels.

Im liegenden Astraturit der Steinbergkogel E-Seite findet man an einigen Stellen Anhäufungen von Monotis und Halobia. Gleich am Fuß des Steinbergkogel-E-Abfalles befindet sich eine größere Linse. Sie wurde, soweit es die Aufschlußverhältnisse zuließen, auf ihre Gestalt hin untersucht und ausgemessen. Die Grundfläche ist

ca. 20×200 cm rechteckig, die Höhe 100 cm, sie streicht N—S. Die Muschelschälchen liegen in einer steil nach N einfallenden E—W-streichenden Fläche. Diese Ebene ist das allgemeine s, auch die Schichtung im Hangenden liegt parallel zu ihr, sie bildet die steil gegen N einfallende Flanke der Steinbergkogel—Sommeraukogel-Antiklinale. Will man die Monotislense in ihrer ursprünglichen Lage betrachten, muß man sie um 90 Grad um die E—W-Achse drehen.

Die Linse erscheint dann als 1 m lange und 2 m tiefe schmale Tasche, die mit Muscheln ausgefüllt wurde. Die Schalen der Muscheln wurden dabei gut in s eingeregelt, nur an den Rändern der Tasche sind sie leicht nach aufwärtsgebogen; ein Umstand, der sich leicht durch Reibung an der Wand beim Absinken erklärt. Es entsteht dadurch im Gefüge der Linse eine Polarität, welche oben und unten ablesen läßt. Die Linse enthält gemischt Halobia und Monotis, wobei Monotis überwiegt.

Es gibt nur wenige zerbrochene Schalen, der Großteil ist unverseht und gut erhalten.

An- und Dünnschliffe. Die Schalen liegen so dicht, daß sich nur selten ein Hohlraum bildet, in dem sich ein gpt. Gef. ausbilden kann. Manchmal findet man gpt. Bodenbelag in den die konkave Seite nach oben kehrenden Schälchen. Diese Lage konkav nach oben, konvex nach unten, ist bei stärker gekrümmten Schalen bevorzugt, sie entspricht ganz dem Mechanismus des Absinkens. In manchen Fällen, glaube ich, die Abbildungen eines Strömungsvektors im s-Gefüge zu erkennen, in dem Sinne, daß in günstig geführten Schnitten die Schloßseiten der Muschel (also anatomisch oben) vorwiegend nach einer Richtung zeigen.

Allerdings, zählt man die Fälle der Gleichlagerung über größere Bereiche, so verschwindet diese Regel. Es handelt sich daher entweder um eine Täuschung, oder, was mir wahrscheinlicher erscheint, die jeweiligen Bodenströmungen haben nur kurz gewirkt, und ständig gewechselt.

Im Dünnschliff sieht man, daß die Schälchen in gleicher Weise umgewandelt sind wie in den oben beschriebenen Monotiskalken, nur sind die Kalzitrasen bedeutend mächtiger, Rasen bis zu 1 mm Mächtigkeit kommen vor, es wurde also mehr Kalzit angelagert.

Die Muscheln in der Linse lagen wahrscheinlich nicht so dicht wie in der Monotisbank, so konnten die Lösungen besser zirkulieren und die Schalen umspülen. Auch die Wände der Kluft sind mit Kalzitrasen, c, senkrecht bewachsen.

Überall im Astraturit des Steinbergkogels findet man Nester und Anhäufungen von Muscheln. Sie werden gegen den Monotiskalk zu immer häufiger.

3. Hellgraue Kalke am Steinbergkogel W.

An der W-Seite des Steinbergkogels steht gut stratifizierter hellgrauer Hallstätter Kalk des obersten Nor an. In diesem Kalk befindet sich der einst ergiebigste Fossilfundplatz des Steinbergkogels (Fossilzeichen auf der Karte). Heute sind die Aufschlüsse stark verwachsen und ausgebeutet. Ich konnte einige lose Stücke finden. Schon im Handstückbereich findet man eine Unzahl von Fossilien, Muschelschalen, Ammonitengehäuse und Crinoidenglieder angehäuft. Die Ammonitengehäuse liegen ganz ohne Regel, nur durch Muschelschalen wird an manchen Stellen ein s markiert. Fast in allen Gehäusen liegen gpt. Hohlraumsedimente, deren s untereinander gänzlich verschieden sind. An einigen Stellen liegen im Pelit fremde, runde Pelitbereiche, Schlückgerölle (über Schlickgerölle siehe später).

Im Hallstätter Lokalmuseum befindet sich eine Tischplatte, die von diesem Fundort stammt. Sie stellt ein außerordentlich bezeichnendes Präparat für diesen Gesteinstypus dar. Die ganze Platte ist erfüllt von Ammonitengehäusen, es kann dabei keine bevorzugte Schnittlage gefunden werden. Obwohl reichlich längliche Muschelschalen vorhanden sind, stellen sich diese nicht in ein allgemeines s ein. Nur in kleinen Bereichen sind die Schalen gleichgerichtet, diese Bereiche stimmen aber untereinander nicht überein. In den Kammern der Ammonitengehäuse liegen ausgezeichnet gpt. Hohlraum-sedimente, dabei stimmen nicht einmal die s in ein und demselben Gehäuse überein.

In einem Gehäuse sieht man fünf verschiedene, bis zu 360 Grad gegeneinander verstellte s , in anderen noch mehr. Das bedeutet, die Gehäuse müssen sich bewegt haben, dann so lange ruhig gelegen sein, bis sich das Hohlraum- s einstellen konnte, dann wurden sie wieder weiter gerollt. Schließlich wurden alle Gehäuse und Schalen auf einen engen Bereich zusammengeschwemmt. Man muß also in diesen vielfach verstellten s ein Anzeichen für eine beträchtliche Bodenströmung erblicken. Auch die Schlickgerölle sprechen dafür.

4. Das Profil des Sommeraukogels an den Wänden über der Werkstatt.

Auf die Tektonik des Sommeraukogels soll nicht näher eingegangen werden, ich muß auch hier wieder auf Spengler (34) verweisen. Die Schichtung liegt im Süden an den Wänden oberhalb der Werkstatt flach, weiter gegen Norden zwischen den Kögeln fällt sie steil gegen N ein.

Also eine halbe Antiklinale mit E—W-Achse. An den Wänden nördlich der Werkstatt ist das ganze Profil aufgeschlossen. Das Liegende ist ein ca. 200 m mächtiger Astraturit (auf der Karte als Hallstätter Riffkalk ausgeschieden), dann der 200 m mächtige unternorische Hallstätter Kalk. Dieser zeigt überall ausgezeichnete Schichtung. Die letzten 25 m der Wand sind von der Blenigfährte auf der Höhe des Sommeraukogels gut begehbar. In den liegenden 20 m dieses Profils ist der Kalk auffallend gut geschichtet, Bänkchen mit einer mittleren Mächtigkeit von 8.3 cm aus 103 Messungen gemittelt, die mittlere Abweichung 2.75 cm, das ist 31% vom Mittel. Gegen oben ist bei vollkommen gleichbleibend scharf ausgeprägter Rhythmik eine Zunahme der Bänkchenmächtigkeit zu beobachten, in den obersten 5 m wurden 6 Bänkchen mit einem Mittel von 14 cm gemessen, in dem Graben oberhalb der Schlaipfenmoosstube, also in dem ursprünglich Hangenden, wurden 6 weitere Bänkchen mit einem Mittel von 40 cm gemessen.

Die Schichtfugen sind von einer 0.5—1 cm mächtigen Schicht eines bei Anwitterung gelblich, oft auch rötlich aussehenden Sedimentes erfüllt. Diese Schicht verwittert leichter als die Bänkchen und bildet daher die Fugen. Die Mächtigkeit der Zwischenschicht kann bei einzelnen Rhythmen auch bis zu 5 cm und mehr betragen, dabei wird die Kalkschicht auf Kosten der mächtigeren Zwischenschicht

reduziert. Eine gemessene Rhythmenfolge soll diesen Vorgang verdeutlichen: 1 cm Zwischenschicht, 3·5 Kalkbänkchen, 1·5 Z. 2 K. 1·5 Z. 4 K. 1·5 Z. 3 K. 3 Z. 2 K. 5 Z. Bei der Präparatentnahme bricht das Kalkbänkchen meist von der Zwischenschicht, so daß die meisten Stücke nur ohne Zusammenhang entnommen werden konnten. Die Zwischenschicht mit dem dazugehörigen Kalkbänkchen stellt die größte von mir in den Hallstätter Kalken aufgefundene Rhythmen-einheit dar, sie soll der 8 cm-Rhythmus heißen. Die Zwischenschicht besteht, wie im Dünnschliff zu sehen ist, aus einem Dolomit-Psammit mit ziemlich gleichbleibenden Korn von 0·2 mm. Die Körner liegen ziemlich dicht nebeneinander, ohne irgend ein s-Gefüge erkennen zu lassen, dazwischen liegen feinere Kalkkörner 2—3 μ . Die mächtigeren Zwischenschichten zeigen Feinrhythmen, von der Größenordnung 1 mm. Diese Rhythmen zeigen nur in wenigen Fällen polaren Bau, indem sie mit grobem Korn einsetzen und gegen oben feiner werden (graded bedding, 2), in der Regel sind sie unpolare homogene Pelitbereiche, voneinander durch eine dünne 0·1 mm mächtige Lage von Eisenhydroxyd getrennt. Häufig wird eine Feinrhythmik durch sekundäre rhythmische Farbstreifen, wahrscheinlich Diffusionsrhythmik vorgetäuscht. Diese Diffusionsrhythmen sind im Anschliff als 1 mm breite rostbraune Bänder, die durch einen kräftig lila gefärbten Strich voneinander getrennt sind, zu sehen. Besonders täuschend wirken sie dort, wo sie in s verlaufen, sie werden aber an Stellen, wo sie schräg zu s laufen und das ungestörte s-Gefüge noch erkennen lassen, als sekundäre Färbung erkannt.

Es wurde eine Anzahl ganzer Kalkbänkchen entnommen und im An- und Dünnschliff untersucht. Es zeigt sich, daß diese Bänkchen wieder durch Rhythmen reich gegliedert sind, jedes einzelne Präparat stellt ein Dokument der Sedimentationsgeschichte in dem betreffenden Zeitraum dar. Irgendeine regelmäßige Abfolge, die sich in allen Bänkchen wiederholt, konnte nicht festgestellt werden.

Probe 85 soll als Beispiel dienen; es handelt sich um ein ganzes Bänkchen, 6·5 cm mächtig: a) 10 mm feiner Kalkpelit, Korngröße kleiner, 5 μ , b) 5 mm Kalkpelit, Korngröße siehe Abb. 6. Die Grenze gegen das Liegende ist scharf, die Schichtoberfläche von a) zeigt einige bis 0·5 mm tiefe Einschnitte, wahrscheinlich geringer Externabtrag, bevor b), sedimentierte, c) 11 mm rötlicher Pelit mit Dolomitbeteiligung, setzt mit größeren Körnern ein (größer als 20 μ) und wird gegen oben feiner. Die Dolomitmörner des Pelites sind die größten Körner, sie bleiben ziemlich gleichgroß, 20—30 μ , es fallen 24 Körner auf einen mm² des Schliffes. Nach einer ziemlich scharfen Grenze setzt plötzlich d) 17 mm Globigerinenschlamm ein. An der Grenze gegen c) drücken sich einige Foraminiferen bis 0·25 mm in den liegenden Pelit ein. Der Durchmesser der Foraminiferen (hauptsächlich Globigerinen) beträgt durchschnittlich 0·4 mm. Auf einen mm² des Schliffes kommen ca. 2 Foraminiferen. Der Pelit zwischen den Foraminiferen wird durch Abb. 7 charakterisiert, gegen Abb. 6 ist deutlich die stärkere Beteiligung der größeren Korngruppen zu sehen, die wieder durch Dolomitbeteiligung geliefert werden. Innerhalb d) herrscht Feinrhythmik: 4·5, 4, 3, 4, 2·5 mm. Die Rhythmik wird zu Beginn bei gleichbleibendem Dolomitgehalt durch Schwanken der Kalkkorngrößen bedingt, weiter oben durch Schwanken der Dolomitkornbeteiligung. Der Korndurchmesser der Dolomitmörner bleibt immer gleich groß, 20—30 μ . In den dolomitkornreichen Teil des Rhythmus (3·5 mm) fallen 100 Körner auf den mm²; in den dolomitkornarmen Teil 40 Körner pro mm². In allen Schichten bleibt die Si O₂-Kornbeteiligung gleich, im Schliff 31 Körner pro mm² Korngröße 5, und kleiner 5 μ .

ABB. 6
KORNGRÖSSEN-
VERTEILUNG
PELIT 6

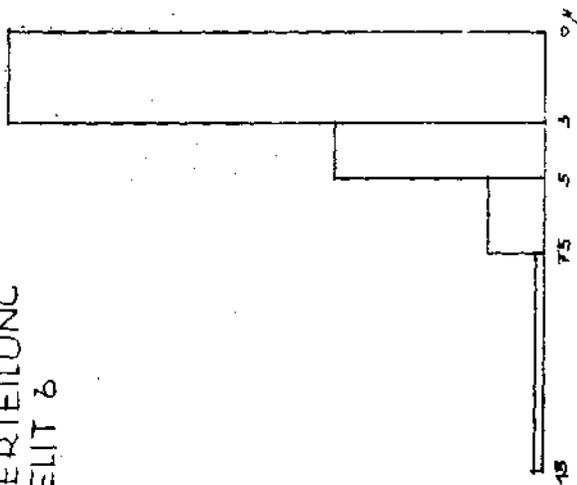
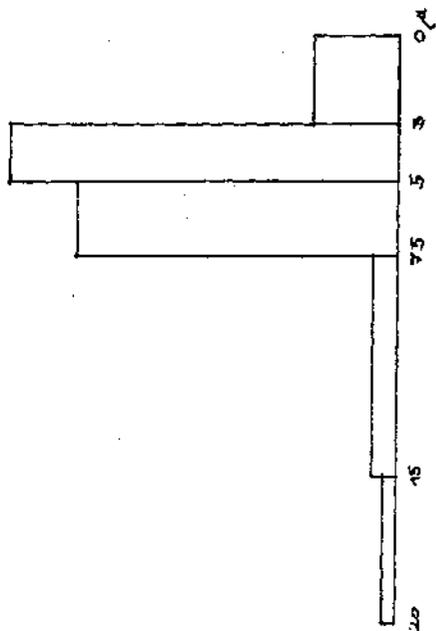


ABB. 7
KORNGRÖSSEN-
VERTEILUNG
PELIT 7



Innerhalb des 8 cm-Rhythmus findet man ähnliche Abfolgen immer wieder, plötzliches Einsetzen der Globigerinen und Verschwinden, Schwankung der Kalkkorngrößen und Schwankung der Dolomitkornbeteiligung bedingen Schichtung. Auffallend ist, daß die Dolomitkomponente in fast allen Präparaten die gleiche Korngröße liefert. Eine Erklärung dafür ist vielleicht folgende Beobachtung: in einigen Präparaten zerfallen organische Reste aus Dolomit auch in Körner der gleichen Größenordnung, vielleicht stammt die gesamte Dolomitbeteiligung von zerfallenem Organodetritus, eine Vermutung, die sich allerdings nicht beweisen läßt.

Außerordentlich bezeichnend ist der scharfe Wechsel der Sedimentation an der jeweiligen Schichtoberfläche, wahrscheinlich kommt es manchmal zu äußerst geringfügigem Externabtrag, Unkonformitäten und Diskordanz kommen nicht vor. An einigen Stellen sieht man, wie plastischer Globigerinenschlamm in den liegenden Pelit eindringt, im Anschluß sieht man den Globigerinenschlamm in keulenförmigen Vertiefungen des plastisch verdrängten Pelites liegen. Die tiefen Lagen des Liegenden sind vollkommen ungestört, über der Störung geht die Sedimentation ungestört weiter. Aus der Tatsache, daß Globigerinenschlamm immer ins Liegende dringt, das heißt, daß die Keulen immer gegen unten zeigen, kann man auf Oberflächennähe des Vorganges schließen. Wahrscheinlich genügt eine ganz kleine Inhomogenität im Pelit des Liegenden, um ein Einsacken des Globigerinenschlammes zu begünstigen; da nur Globigerinenschlamm diese Erscheinung bedingt, ist wahrscheinlich die außerordentlich hohe Teilbeweglichkeit des fast ganz aus glatten Kugeln bestehenden Sedimentes maßgebend. Es handelt sich demnach um eine frühe Bewegung im Sediment, ohne Beteiligung einer Wasserströmung, lediglich durch die Schwerkraft bedingt. Anzeichen irgendwelcher stärkerer Wasserbewegung fehlen vollkommen.

Auf der Höhe des Sommeraukogels gegen den Solingerkogel vollzieht sich der Übergang von straturierter Fazies in astraturierte.

Die Schichtbänke haben dort eine Mächtigkeit von 40 cm. Vor allem an den Schichtfugen beginnt Knollenbildung, zwischen den Knollen ziehen rote Schlieren aus der Fuge in die Schichtbank, der rote Pelit liegt vor allem in der Fuge, und wandert ohne scharfe Grenze in den Pelit der Bank. Auch innerhalb der Bank liegt roter Pelit primär mit an der Oberfläche aufgearbeitetem hellrotem Pelit vermischt. Bei zunehmender Durchbewegung beginnt vor allem der dunkelrote Pelit zu wandern und liegt dann umgelagert als K_2 in K_1 (siehe später). Innerhalb des Astraturites finden sich vielfach Knollen, die zum Teil als fossile Schlickgerölle gedeutet wurden.

Unter Schlickgeröllen versteht man Komponenten aus zäh plastisch verfestigtem Pelit oder Psamit, die durch Wasserbewegung zu gerundeten Geröllen aufgearbeitet wurden (paradiagenetische Gerölle).

Voraussetzung zur Entstehung solcher Gerölle sind folgende: erstens der Pelit muß einen gewissen Grad von Verfestigung erreicht haben, das kann er entweder durch Austrocknen oder auch durch Entwässern unter Wasserbedeckung. Zweitens: es müssen innerhalb des Pelites Inhomogenitäten gegeben sein, die das Losbrechen von Komponenten ermöglichen. R. Richter (24) hat über die Entstehung von Schlickgeröllen berichtet. Er hat beide

Fälle der Entstehung im Trockenen und unter Wasserbedeckung in einer Tiefe von 23 m beobachtet. Im ersten Fall sind die Voraussetzungen der Verhärtung durch Austrocknung gegeben, dabei wird das Sediment durch Trockenrisse zerissen, so daß die Voraussetzung der Inhomogenität gegeben ist, einzelne Brocken können abbröckeln und diese werden dann von der Brandung zu Geröllen aufgearbeitet. Genau das gleiche konnte R. Weijnschenk an den Ufern des stark abgesenkten Achensees beobachten. Die Entstehung der Unterwassergerölle erklärt Richter, indem er annimmt, daß an den steilen Unterwasserkannten des schnellabbindenden Schlicks (etwa in Prielbetten) von der Strömung Partien unterwaschen werden und so abbröckeln. Weitere Inhomogenitäten, die zum Anlaß von Schlickgeröllbildung unter Wasser genommen werden können, sind auch unter Wasser mögliche Trockenrisse, T w e n h o f e l (39) berichtet (nach einem mir unerreichbaren Zitat) darüber. Im Experiment kann man Trockenrisse unter Wasser an kolloidalen Tonen erhalten, darüber bei H. J ü n g s t (16). Es handelt sich um die Entwässerung von gefällten Kolloiden, die unter dem Namen Synärese bekannt ist. Eine interessante Beobachtung bei einer Taucheruntersuchung teilt W a s m u n d (42) mit, in einer Tiefe von 12 m. „Der Boden war hier durch mehr oder weniger abgerundete Vielecke gemustert, ähnlich wie bei Trockenrissen. Die inneren Flecken von etwa 20—40 cm Durchmesser waren hell sandig, die schmalen Zwischenräume bis 5 cm Breite waren erfüllt von schwarzem Detritus und Kot. Eine nähere Untersuchung wurde verhindert.“ Der von W a s m u n d beschriebene Boden erinnert stark an Bilder, die man an großen Anschliffen parallel s von Lias-Knollenkalken beobachten kann. In solchen Anschliffen sieht man auch, daß die Schichtoberfläche trockenrißartig in Schollen von 20 cm Durchmesser zerlegt ist. Die Schollen, das sind die Knollen, sind hellrot kalkig, und die Füllungen der Risse sind dunkelrot mergelig. Im Anschliff senkrecht s sieht man das bekannte Knollenkalkgefüge.

Bei den Knollenkalken der Hallstätter Kalke konnten Untersuchungen in Anschliffen parallel s leider nicht durchgeführt werden, weil dazu Platten von mindestens Quadratmeter Größe notwendig gewesen wären. Eine ähnliche Erscheinung dürfte aber folgende sein. Die hellgrauen Kalke des Steinbergkogels zeigen an einigen Stellen gute Schichtung, die Schichtbänke haben eine Mächtigkeit von 5 bis 30 cm. Die Schichtoberfläche ist mit vollkommen unregelmäßigen knollenartigen Höckern 5—10 cm im Durchmesser 5 cm hoch besetzt. Auf der ganzen Schichtoberfläche ist keine bevorzugte Richtung zu erkennen. Die Schichtbänke zerfallen in ziemlich regelmäßige prismatische Zellen mit einer Seitenlänge von 10—20 cm. Vielleicht geht dieser Zerfall auf ein altes Schrumpfrißsystem zurück (etwas ähnliches beschreibt K. F i e g e (9), S. 29, und kommt zu ähnlicher Deutung). Durch stärkeres Einschnüren der Höcker können ganze Bänke in Kuollenschnüre aufgelöst werden.

Knollenkalken werden auch oft als Ergebnisse von Entmischungen (Konkretionen) beschrieben, vermutlich auch mit organischer Mitbeteiligung. Man kann also nach dem Gesagten, wenn man die Genese von Knollenkalken erklären will, nicht sagen, ob die Schlickgerölle ursprünglich konkretionärer Entstehung waren. Knollenkalken, in denen die Knollen in senkrecht s Schliffen wie Perlenschnüre parallel s liegen, kann man nicht als Zusammenschwemmungen von Schlickgeröllen erklären. Treten solche Perlenschnüre rhythmisch auf, spricht das für rhythmisch verschiedenes Sediment, eine rhythmische Entmischung aus ursprünglich homogenem Sediment erscheint mir nicht wahrscheinlich. Gefügekriterien, die für oder gegen

Entmischung sprechen, konnten nicht gefunden werden, sind auch gedanklich nicht zu erwarten.

In meinem Material konnte spätektonische Entstehung der Knollen eindeutig ausgeschlossen werden. Die Knollen und das umhüllende Sediment werden von frühem Internabtrag erfaßt. In den so entstandenen Höhlen stellt sich das gpt. Hohraumsediment scharf in das allgemeine s ein. Im Dünnschliff zeigt sich ein deutlicher Unterschied im Gefüge des Knollens gegen das Gefüge der Umhüllung. Im Knollen liegen wenig Schälchen ziemlich regellos; es wurde versucht, ein statistisches s in den Knollen zu gewinnen, dies gelingt nur in wenigen Fällen, es fällt mit dem allgemeinen s zusammen. Im Dünnschliff des Knollens sieht man, daß dieser ganz von kreisförmigen, ca. 0.1 mm Durchmesser großen Flecken mit ziemlich scharfen Rand erfüllt ist. Es dürfte sich um organische Reste handeln. Einzelheiten lassen sich nicht erkennen, vielleicht sind sie für die Knollenbildung verantwortlich, sie kommen in der Umhüllung nicht vor. Die Zwischenräume dieser Rundkörperchen werden von Körnern 0.01 mm und Kalzitkristallen bis 0.1 mm ausgefüllt. Während das Gefüge der Knollen durch die geringe Schälchenanzahl locker erscheint, wirkt das Gefüge der Umhüllung dicht gepackt. Die Schälchen der Umhüllung liegen dicht um den Knollen gepreßt, sie bezeichnen über größere Bereiche genommen, ein außerordentlich scharfes s, das mit dem allgemeinen s identisch ist. Im allgemeinen ist die Grenze Knollen gegen Umhüllung eine scharfe, kein Schälchen aus dem Knollen ragt in die Umhüllung. Daneben wurden aber auch Stellen gefunden, wo die Grenze unscharf ist, bezeichnend ist hier das immer stärkerwerden der Schälchenregelung bei gleicher Abnahme der beschriebenen Rundkörperchen. Die scharfe Grenze der Knollen könnte man in dem Sinn deuten, daß die Knollen schon während der Sedimentation isoliert lagen; das gleiche Bild, und das scheint mir wahrscheinlicher, kann aber auch durch ungleiche Setzung (differential compaction, 3) bewirkt sein. Der Pelit des Knollens war zäh plastisch, die Schälchen im Knollen stecken in diesem Pelit nur schlecht eingeregelt, während die Schälchen der leicht beweglichen Umhüllung bei einsetzender „compaction“ um die Knollen gepreßt, und scharf in s eingeregelt werden. Als Kompaktionserscheinung muß man auch die Tatsache deuten, daß die Schälchen in den Knollenrandpartien parallel zu den Knollenrändern gepreßt liegen, während sie im Inneren des Knollens annähernd in s liegen. Durch Differentialkompaktion können einzelne Knollen auch leicht gegen das allgemeine s verstellt werden. Die ganzen Vorgänge sind sehr früh; der Pelit der Umhüllung war auch gut beweglich und der erwähnte Internabtrag traf schon ein fertiges Gefüge vor. Die Tatsache, daß Knollen durch Wasserströmung aus dem Gefüge gelöst werden können, spricht für Oberflächennähe der Knollenbildung. Es würde so ein isoliert transportierter Knollen gefunden, Externabtrag und Füllung der dadurch entstandenen Vertiefungen, an der Knollenoberfläche, ohne Fließgefüge, sprechen dafür. Seltener sind Knollen von Pelit in gleichem Pelit, der Pelit des Knollens unterscheidet sich von dem Pelit der Umhüllung nur durch einen leichten Farbunterschied, es sind dann

natürlich keine Anzeichen von diff. Kompaktion zu sehen. Solche Knollen sind richtige Schlickgerölle, ihr s ist gegen das allgemeine s völlig verstellt, sie sind richtig gerollt. Besonders gut kann man ihre Entstehung an einem Stück sehen: hellroter Pelit wird von noch helleren überlagert, an der Grenze löst sich ein Knollen vom Liegenden, weiter oben schwimmen einige Knollen von 1—2 cm Durchmesser aus dunklerem in hellerem Pelit, alle sind rotiert. Sie stellen ein richtiges Resediment dar.

Unter anderen stellte Schaffernack (30) zur Ermittlung des Zusammenhanges Geschiebetransport, Strömungsgeschwindigkeit, Versuche an. Er stellt drei Grenzgeschwindigkeiten auf, die er als Funktion der Korngrößen darstellt: 1. Vibrieren und Pendeln, teilweise Umlagerungen einzelner Gerölle, 2. schon bewegte Geschiebe werden noch in Bewegung erhalten, 3. Beginn der Bewegung des vorerst ruhenden Geschiebes. Aus seinen Diagrammen kann man also die Bodenströmung, die ein Geröll von 1—2 cm Durchmesser in Bewegung setzt, entnehmen, man kommt auf eine Strömungsgeschwindigkeit von 70—130 cm/sek., geht man unter Grenzgeschwindigkeit für beginnendes Vibrieren ein, ergibt das einen Betrag von 40—60 cm/sek. Man kann die Bodenströmung auf 50—150 cm/sek. schätzen; es ist klar, daß es sich dabei um einen Mindestbetrag handelt.

5. Astraturit des Sommerankogel.

Das Gestein an dem bekannten Fossilfundplatz Sommerankogel „zwischen den Kögeln“ zeigt keine Schichtung. Seine Farbe ist meist hellrot, an vielen Stellen sind dunkelrote Einlagerungen zu sehen, stellenweise schlierig in das Gestein verfließend, stellenweise aber auch scharf abgegrenzt. Die ursprünglichen Sedimentationsflächen stehen saiger E—W-streichend, das Oben zeigt gegen N. Das geht aus der ganzen Tektonik, und vor allem auch aus den wenigen Stellen, wo noch Schichtung zu sehen ist, hervor. Dieser Befund konnte auch in allen orientiert entnommenen Handstücken überprüft werden. An diesem Fundort sind auch die zwei Linsen gelegen, aus welchen Mojsisovics und Diener ein großes Fossilmaterial sammelten. Leider konnte ich nichts mehr davon sehen. Nach der Beschreibung von Dr. Morton (Hallstatt) war die eine der Linse etwa 2 m im Durchmesser und lag flach, also senkrecht s, wie dies bei den schon beschriebenen Monotislinsen der Fall ist. Im W-Teil der Wand, nahe der Stelle, wo der Hallstätter Kalk von Lias überlagert wird, konnte ich eine kleine Linse mit einem Durchmesser von ca. 1 m finden. Diese Linse liegt ebenfalls flach, also senkrecht s. Ihre wahre Gestalt ließ sich wegen des unvollständigen Aufschlusses nicht genau ermitteln, ihr Grundriß dürfte wahrscheinlich quadratisch sein, 1 m im Quadrat. Die Ränder sind linsenartig zusammengedrückt, das nm-liegende Gestein schließt sich vollkommen. Man kann in der Linse zwei Schichten unterscheiden, unten einen hellroten Kalk, ganz erfüllt von kleinen Ammoniten, darüber ein ziemlich grob aussehender Sandstein mit mm-Rhythmen und schon im Aufschluß sichtbarer Kreuzschichtung. Diese Schichtung zeigt an ihrem oberen Rand deutlich Schleppungen in einer Richtung. Diese könnten tektonisch bedingt sein, was zwar bei der sonstigen Ungestörtheit nicht zu erwarten, aber auch nicht sicher auszuschließen ist.

Die Feinschichtung streicht 45 Grad W und fällt 70 N—E.

Wie schon erwähnt, liegt aber das ganze Gestein um 90 Grad gegen N verdreht. Macht man diese Verdrehung konstruktiv (mit Kugelprojektion) rückgängig, dann liegen die gpt. Hohlräumfüllungen in den Ammoniten richtig und die Schrägschichtung im Sandstein streicht jetzt 30 E und fällt 50 gegen N—E.

Der Sandstein wurde im An- und Dünnschliff untersucht. Mit Lemberg-färbung zeigt sich, daß das Gestein aus fast reinem Kalzit besteht, die Feinrhythmik 1—2 mm wird durch Korngrößenschwankung hervorgerufen. Die einzelnen Rhythmen zeigen polaren Bau, und zwar setzen die groben Körner scharf ein, werden allmählich feiner und werden scharf von der nächsten groben Lage abgeschnitten. Diese Art von Rhythmus ist eine ungemein häufige, sie entspricht einem Saigerungsvorgang. Bei einmaligem Einspülen groben Materials wird das Grobe zuerst abgesetzt, und dann erst das Feine. Dies beobachtet man zum Beispiel an den glazialen Warven Schwedens, wo mit der Frühjahrsschmelze verstärkter Materialtransport einsetzt, dann abklingt. Ich konnte das gleiche Gefüge aber auch in der Deltaablagerung eines Baches nach einem einmaligen Wolkenbruch beobachten. Die scharfe Grenze des feinen Kornes zeigt immer nach oben, das Grobe liegt polar darauf. Das ganze stellt also ein richtiges gpt. Gef. dar (graded bedding der Amerikaner, zum Beispiel Billings, 2).

Die zeitliche Dauer des Rhythmus läßt sich schwer abschätzen.

Die Regelmäßigkeit würde für Jahre sprechen, es können aber ebenso gut periodisch wirkende Gezeitenkräfte in Frage kommen; das abzuschätzen, ist der Bereich viel zu klein.

Im Dünnschliff zeigt sich, daß die Hauptmasse der Körner aus Kalzitkristallen besteht, im groben Bereich 0.15—0.1 mm, im feinen Bereich bis 0.05 mm. Die Körner des groben Bereiches grenzen mosaikartig aneinander, sind also nach der Sedimentation sicher unkristallisiert, im feinen Teil der Schicht kann man das nicht mehr sicher ausnehmen, doch dürften hier auch Körner frei liegen. Man kann daher nicht entscheiden, ob die Körner schon als Kalzitkristalle eingeschwemmt wurden, oder ob das ganze metasomatische Abbildung einer schon vorgezeichneten Rhythmik ist. Es scheint das letztere wahrscheinlicher, da sonst nirgends Kalzitkristallsande oder Pelite gefunden werden. Zwischen den Kalzitkristallen liegen Splitter mit stellenweise sehr deutlicher organischer Struktur; diese lösen sich in HCl nicht, sie zeigen die Interferenzfarben von Quarz, oder erscheinen glasig. Es sind wahrscheinlich Hornsteine, oft sind sie von einem schwarzen oder dunkelrotem Pigment durchsetzt. Dieser Organodetritus kann bis zu 1 mm groß werden und liegt polar auf dem feinkörnigen Teil der Feinschicht. Blättchenförmige Partikel stellen sich nicht in das s der Feinschichtung ein, sondern schräg dazu, so daß sie schuppig übereinanderliegen, sowie man das bei flachen Geschieben auf Flußschotterbänken beobachten kann. Aus diesem Gefüge läßt sich eine Strömungsrichtung ablesen. Die annähernde Lage der Blättchen wurde konstruktiv gewonnen, in ein Projektionsnetz eingetragen und das ganze um 90 Grad um die EW-Achse rotiert, so daß die ursprüngliche Lage wiederhergestellt war. Es läßt sich dann ein Strömungsvektor aus der NW-Richtung ablesen. Diese Strömungsrichtung hat wahrscheinlich nur lokale Bedeutung, es sollte hier nur das Methodische gezeigt werden. Auch die Bildung der Kreuzschichtung zeigt Strömung an; diese ist aber im Handstück so undeutlich, daß keine sicheren Schlüsse auf die Richtung gezogen werden können.

Eingebettet in den Sandstein liegen einige größere Komponenten, 1—4 cm eckige Trümmer roter Hallstätter Kalk. Eine dieser Komponenten dürfte, wie man aus den Eindrücken auf der liegenden Feinschicht sieht, etwas gerollt sein.

Der untere Teil der Linse besteht aus hellrotem Kalk mit massenhaft Ammonitengehäusen. Die Lage der Gehäuse zeigt eine gewisse Regelung, die Medianebenen der Ammoniten liegen bevorzugt senk-

recht zum allgemeinen *s*. In den Gehäusen kommt es fast immer zur Ausbildung von *gpt.* Hohlraumsedimenten. Die *s* der einzelnen Gehäuse untereinander sind nicht verkippt. Der Pelit des Hohlraumsedimentes ist in das Gehäuse eingeschwemmt und frei sedimentiert. Dagegen sieht man aber auch an vielen Stellen, wie Pelit seitlich von der Einbettungsmasse in das Gehäuse einfließt, ohne daß das Gehäuse selbst verkippt wird (am *gpt.*-Gef. kontrollierbar). Man kann daraus folgendes über den Zustand des Einbettungsmaterials schließen: 1. der Pelit war so teilbeweglich, daß er in jedes zerstörte Gehäuse eindrang, 2. nach Bildung des Hohlraumsedimentes wurde das Gehäuse nicht mehr verkippt, innerhalb des Pelites fanden keine größeren Fließbewegungen statt. In den hellroten Kalken liegen schlierig-dunkelrote Einlagerungen und Knollenbildungen. Das ganze Gestein ist sehr reich an Globigerinen und Foraminiferen überhaupt, sehr häufig sind auch die schon von Heinrich beschriebenen braunen Tupfen, die von zerstörten Globigerinen herrühren. Hier möchte ich erwähnen, daß das Vorkommen von Foraminiferen in dieser Schicht zwar recht häufig ist, daß aber im größten Teil des Astraturites figurierter *Organodetritus* recht selten ist.

Aus der Form der beschriebenen Linse, sowie aus der Lage der *gpt.* Hohlraumfüllungen geht ihre Entstehung klar hervor.

Ein Riß in der Sedimentdecke wurde durch Pelit ausgefüllt; dabei diente die Kluft als Falle für vorbeitreibende Ammonitengehäuse, diese werden daher angereichert. Beim Absinken stellt sich die Medianebene der Gehäuse senkrecht *s*, oder sie kippt ganz um und liegt in *s*. Nachdem die Kluft gefüllt war, wird entweder ein Teil wieder ausgewaschen, oder auch die Kluft klappt weiter. Der neue Raum wird mit gröberem Material erneut rhythmisch ausgefüllt. Bei dieser Sedimentation herrscht eine so starke Strömung, daß es zur Abbildung eines Strömungsvektors kommt. Die schon erwähnten Schleppungen der Feinschichten am Rand der Kluft können durch Reibung beim Einsedimentieren entstanden sein, sie zeigen nach oben.

Zwischen den Kögeln fehlt rhythmische Schichtung, dafür wären zwei Ursachen denkbar: 1. es gibt gar keine rhythmischen Sedimentationsbedingungen (Fehlen des Diktators, oder Fehlen der Variablen), 2. die Bedingungen wären zwar da, aber sie werden nicht aufgezeichnet, weil sie dauernd zerstört werden (zum Beispiel von einer den Schlamm durcharbeitenden Bodenfauna). Ich werde zeigen, daß frühe (paradiagenetische) Bewegungen die Ausbildung einer Schichtung verhinderten.

In fast allen Präparaten habe ich *s*-Gefüge gefunden. An vielen Stellen finden sich flache Schalenfragmente, meistens von kleinen Muscheln, die mehr oder weniger gut ein *s* markieren. An einigen Stellen, wo diese Regelung nicht mehr gut zu sehen war, wurde versuchsweise *s* durch die statistische Auswertung der Muschellagen bestimmt. Es wurde dabei folgendermaßen vorgegangen: in zwei zueinander senkrechten Anschliffen wurde je eine beliebige Bezugsgerade gewählt, und die Winkel von 38 Schälchen gegen diese Gerade gemessen, gemittelt, und daraus *s* konstruktiv gewonnen. Es ergab schon diese geringe Zahl von gemessenen Werten ein genügend

scharfes Maximum. Geht man von der Annahme aus, daß ursprünglich alle flachen Schälchen so sedimentierten, daß sich ihre Ebenen in das allgemeine s einstellen, was bei ruhigem Absinken sicher zutrifft, dann sind alle späteren Bewegungen erst im Pelit erfolgt und man hat so ein Mittel in der Hand, diese Bewegungen zu kontrollieren. Es wurden die Schälchen auf einem ungedeckten Dünnschliff nachgezeichnet, dann die einzelnen Striche, die die Schälchenquerschnitte repräsentieren, zwanglos durch Linienzüge verbunden. Man bekommt dann gewissermaßen die Stromlinien des bewegten Pelites, das Bild ist zum Teil äußerst verwirrt, zum Teil lassen sich aber auch klar Bewegungen erkennen. Verkrümmungen, die eine Achse besitzen, also richtige Falten, sind von ungefaltetem vollkommen diskordant über- und unterlagert.

Manche Linien laufen in s , knicken dann und laufen senkrecht s , lassen sich dann nicht mehr weiter verfolgen. Stellen, die an Wirbelbildung erinnern, sind nicht selten. Man gewinnt den Eindruck, daß es sich um Deformationen in vollkommen plastischem Pelit handelt, indem die Schälchen passiv mitbewegt wurden. Durch das sedimentäre Gefüge wird ein genügendes Ausmaß an Anisotropie gewährleistet, diese ist aber nicht stark genug ausgeprägt, um lagenförmige Deformation zu bewirken, sondern die einzelnen Lagen fließen ganz ineinander über. Es ist daher auch keine Druckleitung über größere Bereiche möglich. Man muß beim Entstehen dieser Bewegungen vor allem plastisch fließende Bewegungen annehmen, etwa kleine Niveauunterschiede, die fließend ausgeglichen werden. Es wäre gut denkbar, daß so eine Durchbewegung des Bodens durch Tiefenwirkung des Wellenganges bewirkt werden kann, doch kann man darüber erst wohl Aufschluß gewinnen, wenn es einmal möglich sein wird, rezente Sedimente auf Gefüge zu untersuchen. Die Hohlraumsedimente eingebetteter Gehäuse stellen sich scharf in das allgemeine s ein. Die Hohlraumsedimentation erfolgte also erst nach der Durchbewegung.

Äußerst bezeichnend für die Hallstätter Kalke sind die dunkelroten Flecken und schlierigen Einlagerungen. Am E-Teil des „zwischen den Kögeln“ Fundplatzes findet man größere dunkelrote Einlagerungen, einen halben bis einen Meter breite Bänder, die quer durch das hellere Gestein ziehen, in einem Aufschluß senkrecht zum Streichen von s . Im hellrotem Gestein liegen scharf umgrenzt etwa handteller-große und größere dunkelrote Flecken, untereinander durch ein System von Kanälen verbunden. Die Ränder sind äußerst unregelmäßig, stark ausgefranst. Innerhalb des roten Pelites liegen etwa 2–3 cm große Ammonitengehäuse mit ausgezeichnetem gpt. Hohlraumsediment, die s stimmen scharf mit dem allgemeinen s überein. Man gewinnt sofort den Eindruck, daß es sich um ein Kluftsystem innerhalb des Sedimentes handelt, das stellenweise zu Höhlen erweitert ist. Man kann sich zunächst nicht denken, wie die großen Ammoniten durch die engen Kanäle in die Höhlen gelangten; dabei macht man den häufigen Fehler, dreidimensionale Gebilde nur zweidimensional zu betrachten. Eigens darauf gerichtete Untersuchungen (in durch alle Richtungen geführten Schnitten) ergaben, daß die Klüfte überall weit genug sind, große Ammoniten durchzulassen. Gleich-

zeitig findet man, daß das, was man im Aufschluß als höhlenartige Erweiterungen betrachtet, zum Teil nur zufällig vom Schnitt getroffene, zu diesem parallele Klüfte sind, aber es kommen auch richtige Erweiterungen vor.

Untersuchungen im An- und Dünnschliff. Sander bezeichnet in seiner Arbeit (28) Resedimente mit R_1 , R_2 usw., wobei R_2 wiederaufgearbeitetes R_1 ist. Solche richtige Resedimente konnte ich in meinem Material nur selten nachweisen; bei mir findet sich im gleichen Bereich ein Sediment K_1 , dann wird durch Internabtrag Platz geschaffen, und in K_1 sedimentiert K_2 , wobei sich nicht nachweisen läßt, ob K_2 wiederaufgearbeitetes K_1 ist oder etwas anderes.



Abb. 8.

Vergr. ca. 40fach. K_2 liegt geopetal in einer durch Internabtragung erweiterten Höhle in K_1 . Links wird die Grenze K_1 gegen K_2 durch ein Muschelschälchen gebildet.

Ich bezeichne daher mit K_1 , K_2 usw. zeitlich verschiedene geologisch einzeitige Sedimente im gleichen Bereich (siehe Abb. 8). Nur in manchen Fällen läßt es sich nachweisen, daß K_2 wiederaufgearbeitetes K_1 ist, dann spricht man von Resedimentation.

Es ließ sich nachweisen, daß die Roteinlagerungen K_2 relativ später als die hellroten Kalke K_1 abgelagert wurden. Die Hohlräume in K_1 sind an manchen Stellen durch eckigen Bruch gebildet, meist aber durch chemischen Internabtrag. Chemischer Internabtrag = Mikroverkarstung (wie bei Sander, 28) ist kenntlich an den unregelmäßig angefrissenen Rändern der Klüfte. Kluft und Höhlensystem lassen sich meist über den ganzen Anschliff verfolgen. In dieses System gelangt K_2 zur Ablagerung, der rote Pelit dringt in die Klüfte, dabei werden die Klüfte neuerlich angegriffen, das Kluftsystem

wird geweitet, K_1 von den Rändern wird aufgearbeitet, und schwimmt zum Teil als eckige Komponente (Resediment) in K_2 , so das jüngere Alter von K_2 beweisend. K_1 und K_2 kann so miteinander vermischt sein, daß ein neuer Sedimenttypus entsteht, ähnlich wie das bei Ganggesteinen in der Kontaktzone der Fall ist. Nachdem die Klüfte mit K_2 gefüllt sind, setzt erneuter Internabtrag ein, kleine Höhlen, 5 bis 10 mm; diese Höhlen werden mit ausgezeichnet gpt. Hohlraumsediment K_3 gefüllt. K_2 wird von diesem zweiten Internabtrag stärker betroffen vielleicht deshalb, weil K_1 zu dieser Zeit schon stärker verfestigt war, vielleicht aber auch nur, weil K_1 überhaupt dichter ist. Während in K_1 fast überall s-Gefüge zu finden sind, fehlen solche in K_2 fast ganz. Die Schälchen liegen im Fallen und Streichen der Klüfte.

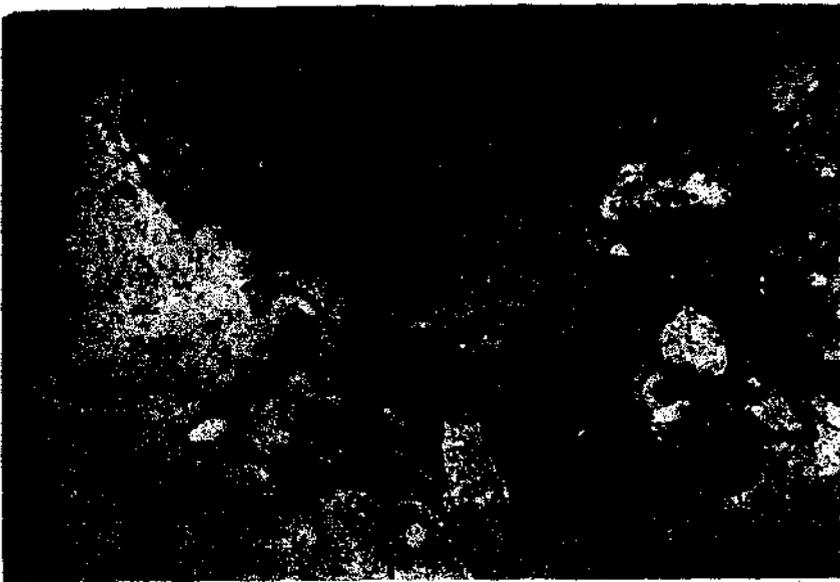


Abb. 9.

Vergrößerung (Negativ) eines Dünnschliffes, ca. 3fach. Mehrfachsediment K_2 (im Negativ hell) zeigt deutlich Fließgefüge. Zahlreiche Ammonitengehäuse mit geopetalen Hohlraumsedimenten, welche das Ablesen von oben und unten gestatten.

Besonders deutlich wird dieser Unterschied an der Grenze von K_1 und K_2 ; in K_1 ist das allgemeine s gut ausgeprägt, alle Schälchen in K_2 liegen senkrecht s, sie liegen parallel der Richtung des einströmenden Pelites (siehe Abb. 9).

Das Bild des Fließens wird durch andere Gefügebilder noch vervollständigt und bewiesen. An Stellen, wo der Rand gegen K_1 unregelmäßig ausgebuchtet ist, legen sich die Schälchen von K_2 ganz in diese Ausbuchtungen hinein, so die Stromlinien des einfließenden Pelites abbildend. An einem Vorsprung des Randes liegen die Schälchen gestaut, und dahinter ganz unregelmäßig, eine Lagerung, die man als Wirbelbildung deuten könnte. In einigen Präparaten kann man sehen, wie die Schälchen ebenso schuppig übereinanderliegen, wie in der beschriebenen Linse, es handelt sich auch hier um ein vektorielles Gefüge; allerdings einen Bewegungssinn der Relativbewegungen kann man nicht ablesen.

Am Rand, noch innerhalb von K_1 liegen zwei Schälchen, einen Hohlraum ausssparend, K_2 dringt in diesen Hohlraum ein und erfüllt diesen ganz. In der Regel ragen keine größeren Organreste aus K_1 in K_2 , auch ein Beweis dafür, daß K_2 nicht physikalisch, wohl aber geologisch einzzeitig mit K_1 sedimentiert wurde. An wenigen Stellen bilden Gehäuse, die zum größeren Teil in K_1 liegen, Vorsprünge gegen K_2 ; solche Vorsprünge können bei der mechanischen Auswaschung der Klüfte entstanden sein, K_2 fließt um solche Vorsprünge herum. Manchmal ist auch in K_2 ein s-Gefüge ausgebildet, das mit dem allgemeinen s übereinstimmt. Nur an den Rändern gegen K_1 liegen die Schälchen parallel zu den Rändern, das sind Schleppungen, durch Wandreibung beim Einfließen des Pelites bedingt. Innerhalb K_2 liegen Ammonitengehäuse, deren Hohlraum s, wie schon erwähnt, mit dem allgemeinen s zusammenfällt (siehe Abb. 10). Es wurde also erst eingestellt, nachdem sich das Gehäuse in Ruhe befand.

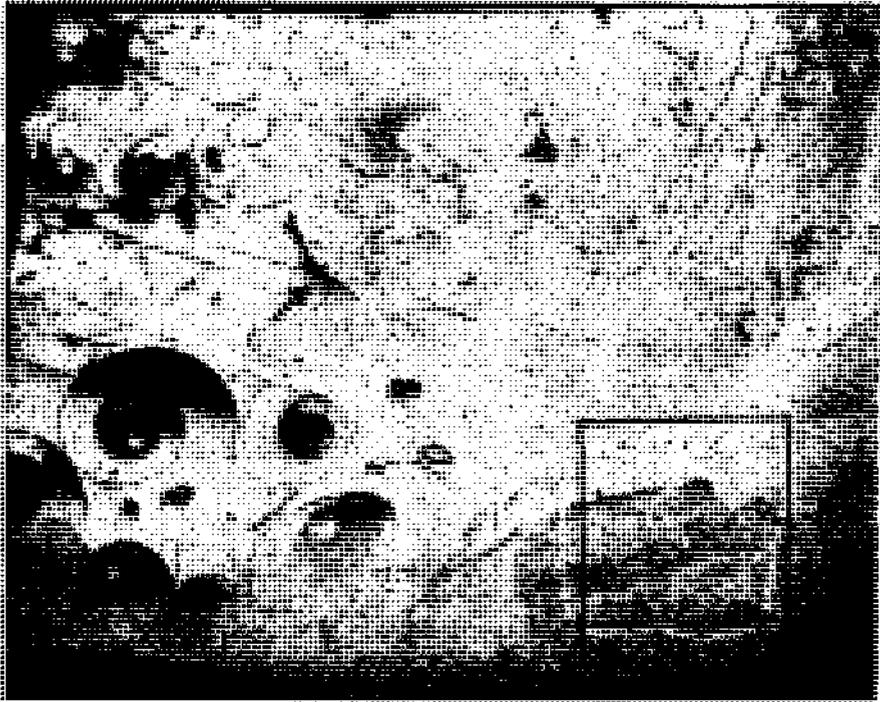


Abb. 10.

Vergr. ca. 3fach (Negativ). Untereinander nicht verstellte Hohlraum „s“. Beim Pfeil links oben ein durch Internabtrag geschaffener Hohlraum, in den sich K_2 geopetal einstellt. In der Umrandung liegt ein Schlickgeröll, an dessen Obergrenze nach Ablagerung mechanische Externanlagerung stattfand.

Es können aber auch Fälle beobachtet werden, bei denen das Gehäuse s gegen das allgemeine s verkippt ist; unter diesen Fällen kann man wieder zwei Arten beobachten: a) solche, bei denen die Gehäuse s untereinander übereinstimmen, aber insgesamt gegen das allgemeine s verstellt sind, was eine Verkipfung im größeren Verband bedeutet, also zum Beispiel durch gleichgerichtetes Fließen, und b) der häufigere Fall, auch die Gehäuse s untereinander stimmen nicht überein, also jedes Gehäuse führt nach der Bildung des Hohlraumsedimentes eigene Bewegungen im Schlamm aus. Ist die Hohlraumsedimentation während des Kippens noch nicht abgeschlossen, dann entstehen im Inneren des Gehäuses mehrere s, die die jeweilige Lage des Gehäuses markieren. Besonders schön war dies in einem Fall zu sehen: ein flaches Ammonitengehäuse sinkt ab, beim Absinken im Wasser stellt sich die Medianebene des Gehäuses senkrecht zum allgemeinen s (die Sym-

metrie des Sinkkörpers stimmt mit der Symmetrie der Bewegung überein), am Grund angekommen, bleibt das Gehäuse zunächst in dieser Lage im Schlamm stecken, ein Gehäuse s markiert diese Lage. Das Gehäuse hat aber das Bestreben, seinen Schwerpunkt in eine stabilere Lage zu bringen, das heißt, seine Medianebene parallel s einzulegen, das Gehäuse wird kippen, die Hohlraumsedimentation dauert dabei an, die stetig immer mehr verkippten Gehäuse s zeichnen diesen Vorgang auf. Der Schluß, den man daraus ziehen kann, ist wiederum, der Pelit war so teilbeweglich, daß die Schale in ihm Relativbewegungen ausführen konnte.

Nachdem so die deutlich schon im Anschluß sichtbaren Rot-einlagerungen untersucht waren, zeigte es sich, daß solche Mehrfachsedimentationen überall vorkommen. Die meisten roten Flecken und Bänder, die dem Hallstätter Kalk sein bekanntes „marmorartiges“

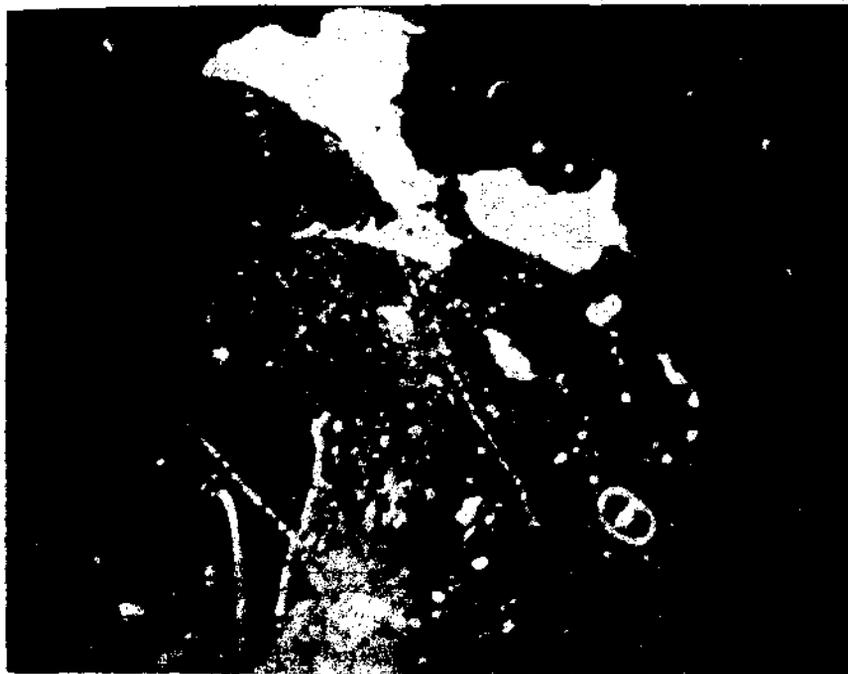


Abb. 1t.

Vergr. ca. 30fach. Dreifachsedimentation. Höhle in K_2 wird mit geschichteten K_3 gefüllt, erneuter Internabtrag zum Teil mit K_4 gefüllt, K_4 ist Resediment von K_3 .

Aussehen geben, sind Rotpelite, die in das Sediment eingelagert wurden und dann wegen ihrer höheren Teilbeweglichkeit umgelagert werden und meist als K_2 in K_1 liegen. Häufig sind 1–5 cm große Höhlen, die Ränder teils scharf mit den typischen Zeichen eines chemischen Internabtrages, teils aber auch vollkommen plastisch verschwimmend und verschmiert. Auch hier wird K_2 von erneutem Internabtrag ergriffen und die so entstandenen Höhlen mit K_3 gefüllt. Die Sedimentation von K_3 erfolgt in mehreren Fällen in zwei deutlich unterscheidbaren Schüben, so daß das gpt. K_3 geschichtet ist. Ein aus zwei Schichten bestehendes K_3 wird von weiterem Internabtrag angefaßt, in der neu entstandenen Vertiefung mischen sich die zwei Schichten,

und werden als Resediment K_4 angelagert. K_4 liegt wieder gpt., so daß Höhlensediment in Höhlensediment liegt (siehe Abb. 11).

Man kann diese Gliederung in fast allen Präparaten sehr weit treiben, sie hat den Sinn zu zeigen, wie das einmal abgelagerte Sediment nicht ruhig liegen bleibt, sondern ständig ausgewaschen und ausgelaugt wird, wie sich neue Sedimente in die Hohlräume lagern, diese wieder weitertransportiert und umgelagert werden. Die nach dieser vielfachen Sedimentation noch übrig gebliebenen Hohlräume werden dann von klaren Lösungen durchflossen und mit Kalzitkristallen gefüllt. In einigen Fällen setzen sich die Kalzite mit Regelung der Achse c senkrecht auf die Anwachsfläche, diese mit einem 0.5 mm mächtigen Rasen überziehend, das Restlumen wird von grobspätigen Kristallen erfüllt.

Die Sedimente K_1 , K_2 , K_3 unterscheiden sich vor allem auffällig durch ihre Farbe, es zeigt sich dabei eine gewisse Gesetzmäßigkeit. K_1 ist meist hellrot bis weiß, K_2 dunkelrot und K_3 grau bis farblos. Diese Regel bedeutet, daß die Bildung von K_1 , K_2 , K_3 immer unter denselben Umständen erfolgte, und zwar physikalisch nacheinander, aber geologisch einzzeitig in dem mit einem stetigen Namen bezeichneten Bereich; die Hallstätter Kalke der oberen Trias K_1 und K_2 werden noch genauer durch die Bestimmung der Korngrößen gekennzeichnet, es wurde der Versuch unternommen, für K_1 und K_2 Korngrößenverteilungskurven zu gewinnen (siehe Abb. 12, 13).

Hierzu möchte ich einiges bemerken. Stellt man sich eine Masse vor, in der Kugeln mit verschiedenem Radius schwimmen (also zum Beispiel ein Konglomerat), ist es dann möglich, aus der Verteilung der Radien der Schnittkreise, bei beliebig geführttem Schnitt, die Anzahl der Kugeln, die einer bestimmten Radiusklasse zukommen, zu ermitteln. Man muß sich dabei vergegenwärtigen, daß schon ein Konglomerat, das nur eine Kugelgröße R enthält, Schnittkreise von Radius $0-R$ ergibt. Die theoretische Behandlung des Problems zeigt, daß es möglich ist, auch für Kugelgemische mit n -Radienklassen Verteilungskurven zu errechnen; genauere Untersuchungen darüber möchte ich mir noch vorbehalten.

Es zeigt sich, daß die Schwierigkeit, die ein beliebiger Schnitt mit sich bringt, bei Korngrößen von $10-1\mu$ im Dünnschliff hinfällig wird, denn die kleinen Körner des Dünnschliffes, wie man bei schrägem Aufricht sieht, werden, wenn der Schliff nicht allzu dünn ist, gar nicht geschnitten, sondern durch das Schleifmittel einfach abgehoben. Man sieht also das ganze Korn; durch leichte Betätigung der Mikrometerschraube stellt man automatisch den größten Korndurchmesser ein. Es wurden fünf leicht typisierbare Korngrößenklassen aufgestellt und ihre Beteiligung in bestimmten Bereichen gezählt. Gearbeitet wurde mit Immersion (1000fach), zum Okularmikrometer wurde zur Erleichterung des Auszählens ein quadratisches Netz gelegt. Die Verteilungskurven wurden dann in Säulendarstellung gezeichnet, wobei zu beachten ist, daß die Beteiligungswerte in der zum Beispiel bei Correns (7) angegebenen Weise auf die Korndurchmesser umgerechnet werden.

Über die Richtigkeit der gewonnenen Kurven ist folgendes zu sagen. Die Körner liegen keineswegs homogen verteilt, so daß dadurch die Messung erschwert wird und schon dadurch Fehler hereinkommen.

Der Auflösung des Mikroskopes sind Grenzen gezogen; Körner, die unter 1μ liegen, werden entweder überhaupt nicht aufgelöst, oder gerade noch erkannt und unwillkürlich zur kleinsten Klasse geschlagen, so daß diese unwirklich vergrößert wird. Andererseits werden Körner, die größer sind als das Blickfeld der Immersion, überhaupt

nicht erfaßt. Man sieht also, daß den gewonnenen Kurven keine absolute Richtigkeit zukommt, dagegen scheinen sie sehr tauglich Sedimente zu vergleichen, vor allem, wenn die Messungen von dem gleichen Beobachter durchgeführt werden.

ABB. 13
KORNGRÖSSEN-
VERTEILUNG
K₂

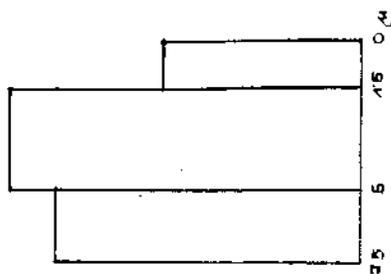


ABB. 12
KORNGRÖSSEN-
VERTEILUNG
K₁



Betrachtet man die beiden Kurven von K₁ und K₂, fällt der Unterschied sofort in die Augen. Auffällig ist, daß auch hier die von Sander (28) angegebene Regel der Kornvergrößerung bei Mehrfachsedimentation zutrifft.

Späte Sprünge und Rupturen. Auch die Astraturite des Sommeraukogels werden von einem Rupturennetz nachdiagenetischer tektonischer Sprünge durchsetzt. Aus Handstücken wurden typische,

parallel laufende Sprünge in ein Netz eingetragen. Zur Messung zeigten sich leider nur 6 über den ganzen Sommeraukogelbereich liegende Proben geeignet (da solche Messungen bei der Probeentnahme noch nicht vorgesehen waren), aber es ergaben schon die wenigen Messungen gute Maxima. Da nur die senkrechten Klüfte eingetragen wurden, erscheinen sie alle in der Projektion in ihrem Streichen. Neben den vertikalen wurden auch genau horizontale Sprungsysteme festgestellt. Deutlich bevorzugt sind N—S-Sprünge (siehe Abb. 14, I), also bei dem allgemeinen N—S-Bau ac-Sprünge zu der Sommeraukogelantiklinale, in einem Fall läuft genau senkrecht zu den ac-Sprünge ein b-Sprungsystem. Ein weiteres Maximum liegt 60 E (Abb. 14, II). Alle gemessenen Sprünge sind gleich alt.

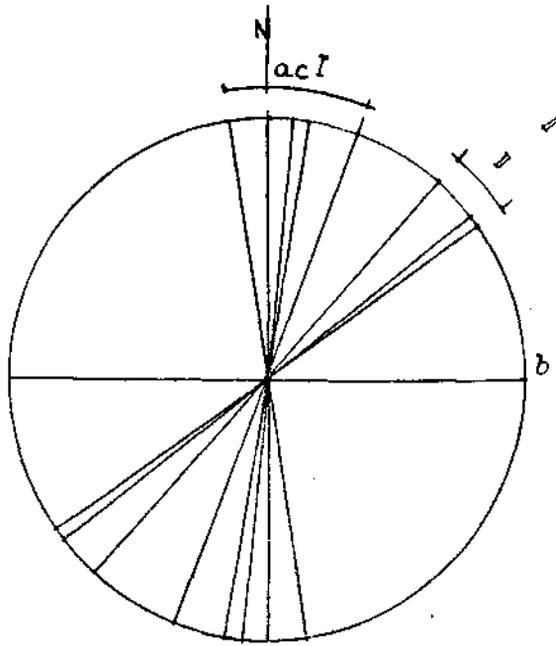


Abb 14.

Über das Maximum 60 E kann man bei der geringen Anzahl von Messungen nichts aussagen, es kann lokal bedingt sein. Eindeutig geht hervor, daß die untersuchten Sprünge dem heutigen tektonischen Bau zuordenbar sind. Im Dünnschliff zeigt sich, daß die tektonischen Sprünge durch späten Kalzit verheilt sind; die Sprünge sind scharf, so wie man sie bei einem vollkommen verfestigten Gestein erwarten würde, unmittelbar neben dem Hauptsprung verlaufen oft parallel feinste Sprünge, Sprünge spitzen entweder aus, oder auch sie enden, indem sie ein feines Parallelsystem ausfiedern, welches dann vom Sprungende etwas weiter reicht. Zeitlich später kommen suturierte Sprünge, und Styolitenbildungen. Beide ließen sich bei allerdings sehr beschränktem Material nicht dem tektonischen Bau zuordnen.

6. Der Hallstätter Kalk des Siriuskogel

Der ungeschichtete Hallstätter Kalk des Siriuskogel südlich Ischl ist durch seine schönen Versteinerungen, besonders *Monotis salinaria*, bekannt. Von der S- und SE-Seite des ca. 100m mächtigen Kalkes wurden Proben genommen. Das Gestein, das keine Rotfärbung zeigt, sieht oft ganz wie Dachsteinkalk aus. Auffallend sind Sinterbildungen, die zunächst ganz wie Großoolithe aussehen. Im An- und Dünnschliff sieht man, daß es sich um rhythmische Kalzitfüllungen handelt, wobei die c-Achse der Kalzite aber nicht wie bei Großoolithen parallel, sondern senkrecht der Anwachsfläche steht, also gewöhnliches Kalzitrasengefüge. Was darüber entscheidet, ob c senkrecht oder parallel s steht, ist noch ungeklärt, trotzdem dürften die Sinterbildungen des Siriuskogel nah mit den Großoolithbildungen verwandt sein. Auch am Siriuskogel wachsen die Hohlräume von der Wand her zu, dabei werden auch ganz wie bei den Großoolithen die Hohlräume nicht ganz von Rasen ausgefüllt, sondern die Resthöhle ist von grobspätigem Kalzit erfüllt. Die Unterbrechungen im Raseuwachstum werden durch rhythmische Peliteinschwemmungen bewirkt, es kommt dabei oft vor, daß der neue Rasen mit Büschelwachstum beginnt, so auch die Wachstumsrichtung erkennen lassend (wie bei Schmie degg, 31).

In vielen Fällen setzt das Zuwachsen der Hohlräume mit geringer Rotschlammzufuhr ein, die sich später noch ein paar mal wiederholen kann. Die gleichen Höhlen können auch mit *Monotisschalen* gefüllt sein.

Die Schalen liegen sehr locker, jede einzelne Schale ist mit einem dicken Kalzitrasen überzogen. Sinterfüllung und Muscheln übernehmen hier im Gefüge die Rolle von K_2 der Sommeraukogel-Astraturite.

Es kommt vor, daß die Sinter noch während ihrer Bildung zerbrechen; in einem Stück wurde durch so eine Zerbrechung der restliche Hohlraum in zwei Teilhöhlen getrennt, die in vollkommen gleicher Rhythmik von Kalzitrasen gefüllt werden. Die Korrelation der einzelnen Rhythmen wird durch zwei Rotschlammhorizonte innerhalb des Kalzitrasengefüges erleichtert. Sprünge, die während der Bildung des Sinters entstanden sind und aus dem umgebenden Gestein in diesen hineinragen, sind nicht selten. Solche Klüfte, deren Relativalter genau bestimmbar ist, sind selbst rhythmisch mit wandständigem Kalzit verheilt. Sie lassen an ihrer Mündung in den Sinter erkennen, wie einzelne Rasenschichten in die Kluft abbiegen, so daß auch das Verwachsen der Kluft zeitlich festgelegt ist. Diese Klüfte sind wahrscheinlich gleich alt mit den vom Steinbergkogel beschriebenen Klüften, die dort anlässlich der Breccienbildung entstehen. Auch am Siriuskogel wurde Breccienbildung beobachtet, jedoch ließ sich Gleichaltrigkeit mit den beschriebenen Sprüngen nicht nachweisen. Zeitlich nach den Klüften setzt Internabtrag ein, ein mit dem Internabtrag gleichalter Sprung reißt eine der rhythmisch verheilten Klüfte erneut auf, so das geringere Alter des Internabtrages beweisend. Der jüngere Sprung wird mit spätigem Kalzit verheilt. Die von dem Internabtrag geschaffenen Höhlen füllen sich mit einem ein-

maligen Kalzitrasen und im Resthunen mit klarem Kalzit. Zur Ausbildung eines Hohlraumsedimentes kommt es nur in ganz wenigen Fällen, das zirkulierende Wasser dürfte daher sehr klar gewesen sein.

An der SE-Seite des Siriuskogels wurde eine Probe genommen, in der eine kräftig dunkelrote Einlagerung zu sehen ist. Diese Rotfärbung erwies sich als eine sekundäre Rotfärbung, da sie das ursprüngliche Gefüge gar nicht beeinflusst. In der gleichen Probe liegen aber Rotschlammte auch als Hohlraumsedimente (primäre Rotfärbung siehe später). Im allgemeinen sind aber Rotfärbungen in den Siriuskalken selten. Man kann darin und in den beschriebenen Hohlraumsintern eine Annäherung an die Dachsteiriffazies erblicken.

II. Auswertung der Gefügebefunde.

In diesem Teil der Arbeit sollen noch einmal die Gefügebefunde zusammengefaßt werden, und es soll versucht werden zu zeigen, was sich über die Art des Bildungsraumes erschließen läßt. Naturgemäß ist dieser Teil der Arbeit oft mehr hypothetischer Natur, aber es wurde darauf geachtet, immer das sicher Gewonnene herauszuheben und zu kennzeichnen.

So umstritten die tektonische Stellung der Hallstätter Kalke ist, über ihr eigentliches Zustandekommen wurde nicht viel geschrieben. Der Großteil der älteren Autoren sehen in den Hallstätter Kalken ein Sediment, das im Vergleich zu den übrigen Triasgesteinen in verhältnismäßig tieferen Becken zum Absatz gelangte. Mojsisovics (22, 23), der als erster den Unterschied zwischen Hallstätter- und Hochgebirgsentwicklung erkannt hat, nimmt an, daß sich der Hallstätter Kalk in verhältnismäßig tiefen Gräben zwischen den Riffen des Wettersteinkalkes und Dachsteinkalkes abgelagerte. Wäbner, Haug, Uhlig (nach Diener, 8) rechnen die Hallstätter Kalke zu den bathyalen Bildungen. F. F. Hahn (13) ist von der Tieferlegung des Hallstätter Beckens überzeugt. A. Heinrich (15) untersucht die Mikrofauna des Röhelsteines, er ist, so viel ich weiß, der einzige, der Dümschliffe beschreibt; er kommt zu dem Ergebnis, der Hallstätter Kalk sei ein fossiles Globigerinensediment, Globigerinensedimente sind charakteristisch für eine Tiefe von 2700—4500 m. Kober (18) schließt sich dieser Ansicht an. Dagegen E. Kocken (17) und J. Walther (41) vertreten die Flachseennatur der Hallstätter Kalke. Nach Kocken spricht die Gastropodenfauna mit auf Klippenbrandung in bewegtem Wasser zurückzuführenden Schalenverletzungen für das Leben auf einem felsigen Boden. J. Walther betrachtet die Ammonitenester und Cephalopodenlinsen in den Hallstätter Kalken als Ausfüllungen von Spalten und Lücken in Triasriffen, ein Bild, das, wie ich zeigen werde, sehr zutreffend ist. Auch für Lachmann (nach Diener, 8) sind die Hallstätter Kalke ein Seichtwassersediment. Diener (8) hält die Hallstätter Kalke für ein Foraminiferensediment, das sich in verschiedenen Tiefen, aber stets ohne Zufuhr von terrigenem Material bildete.

Leuchs & Udluft (20), auch H. Schmidt (32) sehen in den Hallstätter Kalken ein in geringer Tiefe abgelagertes Sediment.

a) Die Mächtigkeit der Hallstätter Kalke.

Für die größere Tiefe des Ablagerungsraumes soll die geringere Mächtigkeit des Sedimentes sprechen. Aus den Mächtigkeiten bestimmter Sedimentserien ließe sich, wenn man ihre Bildungszeit kennen würde, ohne weiteres der jährliche Sedimentationsbetrag errechnen. Die Dauer der gesamten Triasperiode errechnet O. Hahn (14)

aus den Zerfallszeiten radioaktiver Minerale zu $72 \cdot 10^6$ Jahre; schätzt man demnach die Dauer der oberen Trias auf $30 \cdot 10^6$ Jahre, so errechnet sich daraus für eine Mächtigkeit von 1400 m Dachsteinkalk ein jährlicher Sedimentationsbetrag von 0.047 mm und für die Hallstätter Kalke mit der äquivalenten Mächtigkeit von 350 m, ein Wert von 0.012 mm. Das sind sicher untere Grenzwerte, denn erstens wurde die Dauer der Obertrias reichlich lang angenommen, und zweitens wird jeder Fehler durch Unterbrechung der Sedimentation im Sinne eines zu kleinwerden des gefundenen Wertes eingehen, im gleichen Sinne würde sich auch eine Reduktion der gesamten Mächtigkeit durch tektonische Vorgänge auswirken.

Im Gegensatz zu diesen Überlegungen spielt aber gerade der geschätzte jährliche Sedimentationsbetrag in den Spekulationen um die geologische Zeitrechnung eine große Rolle.

Will man die mm-Rhythmik des Dachsteinkalkes, wie Sander (28), als Jahresrhythmik deuten, und dafür spricht die Größenordnung und Regelmäßigkeit dieser Rhythmik, so kommt man auf eine kürzere Dauer der Obertrias. Nach den ersten Schätzungen würde sie rund $7 \cdot 10^6$ Jahre gedauert haben; genauere Untersuchungen sollen einer späteren Arbeit vorbehalten bleiben.

Bei dieser so unexakten Forschung bleibt nichts anderes übrig, als die gewonnenen Resultate immer wieder zu vergleichen.

Kurz vor Fertigstellung meiner Arbeit erschien Bubnoffs (6) Zusammenfassung dieser Fragen, so daß die folgende Zusammenstellung jährlicher Sedimentationsbeträge aus seiner Arbeit ergänzt werden konnte. Bei der Sedimentationsgeschwindigkeit der fossilen Gesteine handelt es sich natürlich um mehr oder weniger sichere Werte, die aus hypothetischen Überlegungen gewonnen wurden.

	Verfestigte fossile Gesteine	Nicht- verfestigte rezente Gesteine
Vierwaldstättersee (11)		15.0—80 mm
Lunzersee im Schweb. (11)		1.8 "
Norwegische Fjorde (nach 4)		2.6 "
Schwarzes Meer (1)		0.2 "
Blauschlick (33)		0.018 "
Globigerinenschlamm (33)		0.012 "
Roter Tiefseeschlamm (33)		0.008 "
Sollenhofer Plattenkalk (nach 6)	50 mm	
Unterkarbon, Thüringen (Küstennah) (19)	3.04 "	
Dachsteinkalk	1 — 2 "	
Bannisdale Schiefer unter Ludlow (nach 6)	2.1 "	
Monotiskalk Hallstatt	0.2 "	
Monterryformation (4)	0.2—0.1 "	(0.4—0.8 mm)
Jungpaläozoikum Amerika (nach 6)	0.13 "	

Beim Vergleich rezenter Werte mit fossilen ist zu beachten, daß letztere Durchschnittswerte über viel größere Zeitbereiche darstellen. Die Sedimente erfahren während der Verfestigung eine erhebliche Zusammendrückung, nach Bramlette (4) beträgt die Zusammen-

pressung einer Schicht durch Kompaktion in der Montereyformation 3-4. In meinem Bereich konnte ich für den Wert der Kompaktion keinen sicheren Anhalt finden, doch scheint mir die Reduktion auf ein Viertel eher noch zu gering, als zu groß. Es fällt sofort auf, daß der Wert des Dachsteinkalkes im Vergleich zu den rezenten Werten groß ist. Um irgend einen genaueren Vergleich durchzuführen, haben wir noch viel zu wenig Vergleichsmaterial. Noch kennen wir ja die fossilen Sedimente beinahe besser als die rezenten. Eines ist sicher, aus der jährlichen Sedimentation der Hallstätter Kalke, also aus ihrer Mächtigkeit, kann man nicht auf die Bildungstiefe schließen. Man kann nur sagen: a) nach der hypothetischen Deutung der mm-Rhythmen des Dachsteinkalkes als Jahresrhythmen ist auch der Sedimentationsbetrag der Hallstätter Kalke am ehesten Seichtwassersedimentation zu vergleichen, b) es handelt sich gewiß nicht um eupelagische Tiefseesedimente. Die geringere Mächtigkeit des Hallstätter Kalkes (zirka ein Viertel des Dachsteinkalkes) kann vielleicht durch größere Tiefe, muß aber nicht durch solche bedingt sein. Man muß sich nur vor Augen halten, daß innerhalb des Dachsteinkalkes vollkommen andere Sedimentationsbedingungen herrschten, im Nor des Dachsteinkalkes ist biogene Anlagerung sicher stark beteiligt, während sie in den von mir untersuchten Teilen der Hallstätter Kalke vollkommen fehlt; es ist nicht einzusehen, warum Riffe nicht viermal schneller wachsen sollen, auch wenn sie sogar tiefer liegen als ein seichter Raum, in dem keine Riffbildung stattfindet. Auch darf man nicht vergessen, daß die Abnahme der Sedimentmächtigkeit mit der Tiefe nicht so sehr durch die Zunahme der Tiefe, als durch die Zunahme der Landferne bedingt ist.

Bei der Durchsicht meiner Dünnschliffe wurde darauf geachtet, ob sich irgendwo im Sediment außer Kalk auch noch fremde Mineralkörner finden. Es wurden häufig SiO_2 -Splitter gefunden, die ich für Bruchstücke von Organismenreste halte. Andere Mineralkörner konnten unter dem Mikroskop nicht entdeckt werden. Von einigen Proben wurden Spektralanalysen gemacht, sie ergaben neben Ca, Mg, Si, Al, Fe, in Spuren Cu, Ag, Mn, B, Na, Ti, Zn, Pb. Von Leuchs & Udluft (20) gibt es einige Analysen roter Kalke, sie zeigen, daß die färbende Substanz im Rückstand bleibt, Leuchs nimmt an, daß die Substanz des Rückstandes von einem nahen Festland in das Sediment gelangte, wobei es unsicher bleibt, ob die Substanz als feste Komponente oder in Lösung transportiert wurde. Weiter vergleicht Leuchs Analysen von Hallstätter Kalken mit Analysen von roten Liaskalken, aus der guten Übereinstimmung der beiden schließt er auf geringe Bildungstiefe der Hallstätter Kalke, so wie er das für Liaskalke annimmt. Auf Leuchs' bedeutungsvolle Arbeit möchte ich noch zu sprechen kommen.

b) Die Färbung der Hallstätter Kalke.

Es mag sein, daß bei manchen Geologen beim Betrachten roter Kalke eine Assoziation zu roten Tiefseetonen aufkommt, das ist sicher

falsch; die roten Tiefseetone sind, wie ja allgemein bekannt, ein kalkfreies Sediment. Ganz allgemein bedeutet die rote Farbe Oxydation des Fe, nach H. Schmidt (32) gute Lüftung, also frischer Boden.

Es wurden in den Hallstätter Kalken zwei Arten von Rotfärbung unterschieden. Eine primäre, an das sedimentäre Gefüge gebundene, das heißt, gewisse Pelite werden schon als Rotschlamm abgelagert und eine sekundäre, die fleckig stellenweise belteropor das Gefüge später durchsetzt. In den Monotiskalken geht sekundäre Rotfärbung oft mit Muschelfeinschichtung; werden zwei Feinschichten durch Kräuslung einander genähert, springt die Rotfärbung von einer Feinschicht in die andere über, so den Charakter der sekundären Färbung beweisend. Sekundäre Rotfärbung kann durch schwankenden Fe-Gehalt bewirkt sein, an einigen Stellen aber, wie ich spektrographisch nachweisen konnte, bleibt der Fe-Gehalt gleich, nur Ag und Cu schwankt, es ist möglich, daß nur der Oxydationsgrad des Fe schwankt. Neben farbbringenden Rupturen gibt es auch farbentziehende, die Umgebung solcher Klüfte ist bis weiß entfärbt. Primäre Rotbringer können Pelite mit von Haus aus höherem Rot- (Fe) Gehalt sein, so die Pelite der Fuge, wahrscheinlich können auch Organismen das Gestein rot färben. Es ist auffallend, daß die roten Partien reich an Organodetritus sind, auch die schon von Heinrich (15) beschriebenen roten Tupfen, die beim Zerfall von Globigerinen entstehen, können in größerer Menge das Gestein rot färben. Weitere chemische Untersuchungen, wie solche von Udluft, wären von größter Bedeutung, allerdings müßten solche Untersuchungen Hand in Hand mit einer gefügekundlichen Analyse gehen, denn die Analyse eines genau definierten Bereiches hat viel mehr Bedeutung als eine Durchschnittsanalyse, das bedeutet, man müßte mit mikroanalytischen Methoden, oder was viel einfacher ist, spektralanalytisch arbeiten.

Heinrich (15) kommt, wie oben gezeigt, zu dem Ergebnis, daß die Hallstätter Kalke ein dem rezenten Globigerinenschlamm vergleichbares Sediment sind. Ein Befund, der nach meinem Material die Hallstätter Kalke keineswegs vollkommen kennzeichnet. Zwar kommen innerhalb der Straturite große Schichtkomplexe vor, die fast nur aus Globigerinen bestehen, dagegen sind aber in einem Großteil der von mir untersuchten Proben Globigerinen oder überhaupt Foraminiferen recht selten, oder sie fehlen überhaupt. Das soll nicht heißen, daß Foraminiferen nicht ein Hauptlieferant des Kalkes sein könnten, aber man kann diese Gesteine nicht Foraminiferengesteine (im Sinne von Schott & Correns, 33) nennen. Ganz unzulässig ist es aber auch, ein richtiges Foraminiferengestein zur Tiefenbestimmung mit rezenten Globigerinenschlamm zu vergleichen, da man die in offenen Weltmeeren gewonnenen Erfahrungen nicht ohne weiteres auf alpine Meere der Vergangenheit anwenden darf. Ähnlich wie man aus Radiolarienschichten nicht auf Tiefsee schließen kann. (Eine neue Zusammenstellung dieser Fragen in einer laufenden Arbeit von R. Weijnschenk über die Sonwendjochbreccie.)

Wir kommen also zu dem Schluß, daß die Beweise, die man für eine größere Bildungstiefe der Hallstätter Kalke anführt, nicht standhalten können.

1. Die Bildung der Monotisbank.

Häberle (12) hat die Entstehung von Muschelbänken untersucht. Er hat zwei Entstehungsarten unterschieden, entweder die Muscheln leben schon in Bänken, oder die Schalen werden zu einer Bank zusammengeschwemmt.

Monotiden leben nach O. Abel in Bänken, trotzdem bin ich zur Überzeugung gekommen, daß die beschriebene Monotisbank aus zusammengeschwemmten Schalen besteht. Dafür spricht die ausgezeichnete Einregelung der Schalen in *s*, eine Regelung, die nur durch Absedimentieren der Schalen zustande kommen konnte. Ebenso spricht die Feinschichtung für eine sedimentäre Entstehung der Bank, es wurden rhythmisch Muschelschalen und Pelit eingeschwemmt. Man kann sehr schwer sagen, ob die Monotisbank aus zerbrochenen Schalen oder aus guterhaltenen gebildet wurde, da sich die Muscheln makroskopisch meist nicht mehr erkennen lassen, an einigen Stellen konnte ich aber sicher unversehrte Exemplare finden. H. Schmidt (32) hält es für wahrscheinlich, daß die kleine dünnchalige Monotis in Tangwäldern lebte. Mit dieser Vorstellung läßt sich das Problem des Schalentransportes leicht lösen. Folgendes Bild erscheint mir wahrscheinlich. Große Tangmassen werden abgerissen und an bestimmten Stellen zusammengeschwemmt, die Schalen fallen ab und sinken ruhig zu Boden, wobei sie sich scharf in das allgemeine *s* einstellen. Das Abreißen der Tangwälder erfolgt rhythmisch, was viel Wahrscheinlichkeit für sich hat, in der Zwischenzeit wird immer eine feine Schicht roter Pelit sedimentiert, vielleicht ist aber auch nur die Einschwemmung des roten Pelites rhythmisch, das läßt sich jetzt nicht mehr entscheiden.

2. Die Monotislinsen.

Die Monotislinsen wurden als Spaltfüllungen gedeutet. Für die Entstehung solcher schmaler Spalten in noch nicht verfestigtem Pelit kommen verschiedene Möglichkeiten in Frage. Es könnten Zeugen untermeerischer Rutschungen sein, sowie sich auch bei Erdbeben offene Spalten bilden, sie könnten aber auch durch seismische Erschütterungen entstanden sein, was bei der geringen Schalhärte noch unverfestigter Pelite durchaus denkbar wäre. Aus der Lagerung der Schalen kann man wahrscheinlich eine Strömung ablesen, sicher ist, daß die Schalen in die Spalten sedimentiert wurden, das geht aus den Schalen hervor, die am Rand der Spalte durch Wandreibung beim Absinken schräggestellt wurden. Die Anreicherung von Schalen in Vertiefungen kann man wieder mit Hilfe einer Bodenströmung erklären. Eine Bodenströmung streicht über die Sedimentoberfläche, sie führt Schalen mit sich und ladet diese in die Spalte ab. Dort liegen sie locker, ungetrübtes Wasser kann zirkulieren, alle Schalen werden mit klaren Kalzitkristallen überzogen.

3. Fossilanhäufungen im hellgrauen Kalk des Steinbergkogels.

Der klarste Beweis für eine beträchtliche Bodenströmung ergibt sich aus den Fossilagen in der Steinbergkogel-Westseite. Die Ammoniten zeigen vielfach gegeneinander verstellte, gpt. Hohlraumsedimente, sie sind also am Boden gerollt. Runde Pelitknollen wurden als Schlickgerölle gedeutet, für ihre Entstehung wurde eine Mindestströmung von 50—150 cm/sek. wahrscheinlich gemacht; es kommt nicht zur Ausbildung eines allgemeinen s, die Strömung war zu stark.

4. Astraturite und Knollenkalke des Sommeraukogels.

Im Profil des Sommeraukogels konnte gezeigt werden, wie aus feingeschichtetem, paradiagnetisch Undurchbewegtem, durch Zunahme der Durchbewegung, Knollenkalk, und schließlich vollkommener Astraturit hervorgeht. Es zeigt sich, daß höckerige Schichtflächen die Vorstufen zur Auflösung in einzelne Knollen sind und es wurde wahrscheinlich gemacht, daß solche höckerige Schichtflächen schon zur Zeit der Bildung Sedimentationsoberflächen waren. Ich halte es für wahrscheinlich, daß auch hier Wasserbewegungen mitbeteiligt waren, vor allem dort, wo einzelne Knollen aus dem Schichtverband gelöst und verstellt wurden. Außerordentlich bemerkenswert ist es, wie sehr der Hallstätter Kalk gerade durch die Knollenbildung an manche Liaskalke erinnert. Die Knollenbildung ist sicher ein wichtiges fazielles Merkmal, das leider noch nicht ganz ausgewertet werden kann.

Auch chemische Auslaugung kann Bodendurchbewegung erzeugen. Für Bodenströmung spricht wieder die Auffindung von Kreuzschichtung in der beschriebenen Linse. Klüfte und Höhlen wurden mit K_2 gefüllt. Die Herkunft von K_2 konnte aus dem Gefüge nicht sicher abgeleitet werden, doch spricht verschiedenes dafür, daß K_2 nicht nur reines Resediment von K_1 ist, sondern, daß K_2 teilweise mit den in den Schichtfugen abgelagerten roten Peliten identisch ist. Von K_1 und K_2 wurden am gerichtsmmedizinischen Institut Wien von Doz. Ing. Mayer Spektrogramme aufgenommen, ich bin ihm hierfür und für Anleitung zum Auswerten der Aufnahmen zu großem Dank verpflichtet. Es wurde folgendermaßen vorgegangen: kleine, ca. stecknadelkopfgroße Stücke wurden gepulvert, auf Kohle bei Anregung nach Pfeilsticker abgefunkt, Primärspannung 220 V, Kurzschlußstrom 4 Amp., Abfunkzeit 2 Minuten. Die Aufnahmen wurden mit dem Zeiß-Spektrographen Q 24, durchgeführt. Proben wurden von verschiedenen Handstücken aus den Bereichen von K_1 und K_2 genommen. Die Methode läßt durch Vergleich der Linienintensität einen quantitativen Vergleich zu. Da nur auf Relativunterschiede Wert gelegt wurde, wurde von einem Vergleich mit Standardlösungen Abstand genommen, die erzielten Analysen sind daher keine absolut quantitativen.

	K ₁	K ₁	K ₁	K ₂	K ₂
Ca	+	+	+	-	+
Mg	+	+	+	+	+
B	+	+	+	+	+
Si	+	+	+	+	+++
Al	+	+	+	+++	+
Cu	Spur	?	Spur	+	++
Fe	Spur	0	0	+	+
Mn	0	0	0	+	+
Na	0	0	0	+	0

Man sieht deutlich die stoffliche Verschiedenheit von K₁ und K₂. Schon im Dünnschliff ist auffällig, daß K₂ mehr Organreste als K₁ enthält, auch in den roten Peliten der Fugen finden sich solche Fossilaureicherungen. Ich nehme daher an, daß auch während der Bildung des Astraturites eine Rotschlamm sedimentation andauerte, daß aber eine eventuell vorhandene Rhythmik nicht aufgezeichnet wurde, sondern der Rotschlamm überall in die Hohlräume von K₁ eingemischt wurde. Nach allem kann man den Astraturit nicht als durch ein einmaliges Ereignis, etwa einen Schlammrutsch oder ähnliches, entstanden, erklären. In so einem Fall wären die deutlich ausgeprägten s verloren gegangen. Das Entstehen der Spalten und Klüfte muß dauernd vor sich gegangen sein. Wie beschrieben, sind die Grenzen der Höhlen meist so, daß man auf ein Entstehen in noch nicht ganz verfestigtem Gestein schließen kann, aber es kommen auch Stellen vor, wo K₂ in eckig unter Breccienbildung gebrochene Klüfte eindrang, wobei aber alle Klüfte vor der tektonischen Verstellung gefüllt wurden. Über die Entstehung der Klüfte kann man wieder nur Vermutungen anstellen; es kann sich auch hier um seismische Spalten handeln. Man darf nicht vergessen, daß sich in unmittelbarer Nachbarschaft zu dieser Zeit das Triasriff des Dachsteines absenkte.

Es scheint mir wahrscheinlich, daß viele von Mojsisovics Linsen genannte Anreicherungen von Fossilien Füllungen von Spalten senkrecht zur Schichtfläche sind, nach Mojsisovics (23) handelt es sich um 1 m breite, 10–30 m (!) lange, fossilreiche Einschaltungen dunkler Kalke. Untersucht man Fossilmaterial aus so tiefen Klüften, kann man natürlich keine subtile paläontologische Horizontierung erreichen.

Rhythmische Sedimentation.

Das Gestein ist das strenge Abbild seiner Bildungsbedingungen, das heißt, gleiche Bildungsbedingungen ergeben gleiche Gesteine. Diese Bildungsbedingungen sind das Endglied einer unendlich langen kausalen Reihe. Viele dieser Bedingungen sind durch den Bildungsraum des betreffenden Sedimentes vorgegeben, aber ein ganzer Komplex läßt sich gedanklich über größere Bereiche hinaus verfolgen. Alle Bedingungskomplexe kann man wieder durch ihren Wirkungsbereich kennzeichnen, sei dieser Bereich die ganze Erde, oder auch nur ein, zwei Sedimentationsräume. Die Summe aller Bedingungen setzt sich also aus Bedingungsgruppen verschiedener Reichweite zusammen. Bedingungsgruppen einzeln und zusammengesetzt, nennt Sander (28)

Diktator (durch seinen Wirkungsbereich gekennzeichnet) des Sedimentes.

Das eigentümliche der hier betrachteten Gesteine ist, daß in gewissen Raumabständen immer wieder ein Wechsel der Bildungsbedingungen abgebildet wird. Solche Gesteine sollen straturierte Gesteine, kurz Straturite, heißen. Straturiert soll nur die Wiederkehr des Wechsels in der Gesteinsbeschaffenheit ausdrücken; über die Konstanz der Raumabstände wird dabei nichts ausgesagt, sind die Raumintervalle konstant, spricht man von rhythmischen Straturiten, oder Rhythmiten (nach Sander, 28, S. 190). Es ist nicht zu erwarten, daß man mathematisch genaue Rhythmen im Gefüge findet, es ist daher zweckmäßig, durch die mittlere Schwankung anzugeben, wie genau ein rhythmisches Gefüge durch einen exakten Rhythmus dargestellt wird. Dem Geologen liegen nicht zeitliche, sondern räumliche Rhythmen vor. Bei einem Übergang von räumlichen Rhythmen auf zeitliche, ist die Regel der rhythmischen Abbildung (Sander, 28, S. 43), die folgendes aussagt, zu beachten. Eine zeitliche Rhythmik wird räumlich entweder rhythmisch straturiert, oder nur straturiert abgebildet. Raumrhythmik im Sediment weist auf gleichförmiges Wachstum und Zeitperiodizität des Diktators hin, nicht aber kann man aus räumlicher Arrhythmik auf zeitliche Aperiodizität schließen.

Für die Rhythmik der Gesteine ist die Rhythmik der Bildungsbedingungen, das heißt, des Diktators, maßgebend, wobei man sich den Diktator aus Diktatoren verschiedener Wirkungsbereiche zusammengesetzt denken kann. Die durch den Raum gegebene Bedingungsgruppe führt zu dem Begriff der autonomen Schichtung (Brinkmann, 5), zu diesem Begriff kommt man aber wahrscheinlich nur, weil sich gewisse Bedingungsgruppen nicht auflösen und weiter verfolgen lassen, mit anderen Worten, weil sich Nichtzufälligkeit nicht nachweisen läßt. Die Rhythmik des allgemeinen Diktators ist das, was geologisch und in jeder Hinsicht interessant ist. Sander hat gezeigt, daß das, was man aus dem Gefüge über den Diktator ablesen kann, sich auf zwei Aussagen beschränkt: nämlich Rhythmik nachgewiesen oder nicht nachgewiesen, und räumliche und zeitliche Ausdehnung des Diktatorwirkungsbereiches; das ist aber alles. Brinkmann (5), ähnlich auch Vortisch (40) versucht eine Einteilung der Ursachen der Schichtung. Ich will hier mit Absicht vermeiden, den Diktator als irgend etwas zu deuten, nicht etwa um den Wert Brinkmanns Arbeit zu leugnen, sondern eben um Material für eine Deutung zu sammeln.

S. v. Bubnoff (6) folgt, indem er zwischen Rhythmen und Zyklen unterscheidet, den Amerikanern, die für komplexere Raumrhythmen das Wort Cyclothems benützen (auch Bramlette, 4). Es erscheint mir, daß diese Unterscheidung zwischen rhythmischen und zyklisch unnotwendig ist (so wenig auch der Physiker über einem kompliziert überlagerten, periodischen Vorgang vergißt, daß er eben periodisch ist, und daher auch kein neues Wort dafür einführt), vielleicht ist der Name aber auch zweckmäßig, das wird sich zeigen. Aber sehr gefährlich erscheint es mir, die endlich in Angriff genommene Untersuchung rhythmischer Gefüge durch frühzeitige genetische Deutung

der deskriptiv sehr tauglichen Begriffe zu stören, in dem man a priori Rhythmen einfach klimatisch exogen und Zyklen tektonisch endogen erklären will.

In einigen Fällen wurden Rhythmen zeitlich als Jahresperioden gedeutet, dazu berechtigt die Größenordnung des Rhythmus und seine gute Periodizität, doch möchte ich solche Deutungen mehr als Arbeits-hypothesen und nicht als endgültiges Ergebnis handhaben.

Die große Schwierigkeit liegt darin, den Wirkungsbereich eines Diktators festzustellen, das heißt, Isorhythmie zweier Räume nachweisen.

Sander zeigt, daß im Grenzgebiet zweier Räume, die unter demselben Diktator stehen, Rhythmeninterferenzen zu finden sein müßten, bei besserer Kenntnis der Rhythmen könnte man auch Methoden der Warvenanalyse versuchen, doch ist bis dort hin noch ein weiter Weg. Auch arrhythmische Stratuniten als Abbild eines arrhythmischen oder auch rhythmischen Diktators, können in Sonderfällen parallelisiert werden, wie dies im großen ja in der Stratigraphie gehandhabt wird, aber im allgemeinen werden diese weniger ausdrucksfähigen Gesteine viel weniger zum Nachweis einer Isodiktatur geeignet sein.

Ein Hauptproblem, das in meinem Fall zur Befassung mit Hallstätter Kalken geführt hat, war die Frage, wie verhält sich die Rhythmik des Hallstätter Kalkes zur Rhythmik des Dachsteinkalkes. Die Rhythmik des Dachsteinkalkes ist bis jetzt die best untersuchte im Gebiet der nördlichen Kalkalpen, sie ist meist so gut ausgebildet, daß ich annahm, daß sie sich vielleicht auch im Raum der Hallstätter Kalke auffinden läßt. Nach der tektonischen Deutung von F. F. Hahn und E. Spengler hat man den Bildungsraum der Hallstätter Kalke im Süden des Dachsteines zu suchen, es ist daher von vornherein unwahrscheinlich, daß man Rhythmeninterferenzen findet, denn zwischen den beiden Räumen liegt die stratigraphische Fazies der Dachsteinriffe. Um zwei getrennte Räume auf Isorhythmie zu untersuchen, kommt nur eine Methode in Frage, man versucht festzustellen, ob die Rhythmen der beiden Räume von derselben zeitlichen Größenanordnung sind, das heißt, ob in den zwei Räumen in der gleichen geologischen Zeitperiode gleichoft rhythmische Änderung der Sedimentation erfolgte. Solche Untersuchungen können bei den jetzt angewandten Methoden nur mehr Schätzungen als genaue Bestimmungen sein. Zugute kommt einem aber, daß man große Zeiträume vergleichen kann, so daß das Ergebnis ein statistisches Mittel und daher sicherer ist. Das Mächtigkeitsverhältnis Dachsteinkalk zu Hallstätter Kalk ist ungefähr 4:1, das heißt, auch die im Hallstätter Kalk zu erwartenden Rhythmen müssen um ein Viertel kleiner sein, als die des Dachsteinkalkes. Nimmt man für den Dachsteinkalk eine mittlere Bankmächtigkeit von 140 cm, ein Wert, der sicher zu klein ist, dann müßte man im Hallstätter Kalk Rhythmen von 35 cm durchschnittlicher Mächtigkeit erwarten.

Das 1400 m mächtige Nor des Dachsteinkalkes besteht nach obiger Annahme aus 1000 Bänken. Der einzige, größere Mächtigkeiten durchlaufende Großrhythmus in den Hallstätter Kalken ist der 8 cm-Rhyth-

mus, wäre er mit dem Dachsteinkalk-Meter-Rhythmus identisch, würden schon in 80 m 1000 Rhythmen liegen und daher das ganze Nor in dieser geringen Mächtigkeit vertreten sein. Es geht daraus mit Sicherheit hervor, daß der 8 cm-Rhythmus des Hallstätter Kalkes nicht von demselben Diktator stammt wie der Meter-Rhythmus des Dachsteinkalkes. Die Dachsteinkalkrhythmik ließ sich in den Hallstätter Kalken nicht auffinden, es soll hier nur die Vermutung ausgesprochen werden, daß die Rhythmik des Hallstätter Kalkes mit der Rhythmik des Adneter Liaskalkes gleich ist.

Vergleichen wir die Ausbildung der Schichtfuge der beiden Bildungsräume, Dachsteinkalk und Hallstätter Kalk. Im Dachsteinkalk kommt vielfach symmetrisch gebaute Fuge vor, während in den Hallstätter Kalken polar gebaute oder symmetrieloze Zwischenschicht die Regel ist. Der starke Gegensatz, völlige Astraturie innerhalb der Bänke und ansgeprägte Feinschichtung in den Zwischenschichten, wie das in den Dachsteinkalken der Fall ist, ist in den Hallstätter Kalken nicht vorhanden; die Zwischenschicht der Hallstätter Kalke zeigt zwar oft auch Feinrhythmik, dasselbe ist aber auch in den Bänkchen zu beobachten. Auffällig ist, daß auch in den Fugen der mächtigeren Bänkchen an den Übergängen zum Sommeraukogelastraturit, und in den Astraturiten selbst, dunkelroter Pelit vorkommt, genau so, wie das in den Fugen der Dachsteinkalkgroßrhythmen der Fall ist. Leuchs (20) vertritt die interessante Hypothese, daß die Fugenfazies der Dachsteinkalke verkümmerte Hallstätterfazies ist.

Mir scheint noch wahrscheinlicher, daß die Rotschlamme der Dachsteinfugen gleich mit den roten Fugenpeliten des Hallstätter Kalkes sind. Das heißt aber, man kann die Fugenfüllungen des Dachsteinkalkes nicht als Faziestransgression vom Hallstätterraum her auffassen, in diesem Fall hätte sich Isorhythmie finden lassen müssen. Ich deute daher auch die Hallstätter Kalke, so wie Leuchs die Dachsteinkalke, als ein Sediment in das Rotschlamm, aber mit anderer Rhythmik eingeschwemmt wurde. Die Hallstätter-Kalk-Rhythmik ist schon deshalb nicht so scharf, weil auch die Bankkalke leicht rötlich gefärbt sind, dazu kommt noch, daß Rotschlamm höchstwahrscheinlich von der Fuge als K_2 in die Bank gelangt. Gegenüber Leuchs möchte ich aber vermuten, daß die Rotschlamme, die sehr wohl chersogener Herkunft sein können, in gelöstem Zustand transportiert wurden, und daß für die Rhythmik der Ausfällung hydroklimatische Bedingungen maßgebend waren; würde man zum Beispiel Windtransport verantwortlich machen, müßte man in beiden Räumen gleiche Rhythmik erwarten. Doch soll das, wie ja auch bei Leuchs, nur eine Vermutung sein.

Bewegungszustand und Tiefe des Wassers.

Bei der außerordentlichen Heteropie der Hallstätterfazies ist es bei meinen, im Vergleich zu allen bekannten Vorkommen doch beschränkten Untersuchungen nicht möglich, jetzt schon allgemeines über die ganzen Hallstätter Kalke auszusagen. Es ist eine spätere Aufgabe, zu untersuchen, ob sich die festgestellten Faziesunterschiede,

vor allem der Wechsel Straturit, Astraturit, weiter verfolgen lassen. Selbstverständlich ist das eine Arbeit des kartierenden Feldgeologen, eine Arbeit, deren Gelingen oder Nichtgelingen ein gleich wichtiges Ergebnis darstellt.

Nach den Erfahrungen in dem Sommeraukogelprofil herrscht in den Rhythmiten eine Mindestruhe der Wasserbewegung, es wird keine Strömung abgebildet. Das Fehlen der Wasserbewegung kann, muß aber nicht, auf größere Wassertiefe deuten. Auch das Auftreten von Feinschichtung kann nicht gut bathymetrisch ausgewertet werden. Es ist zwar bis jetzt in Hochseesedimenten Feinschichtung noch nicht nachgewiesen worden, dafür ist im Schwarzen Meer Feinschichtung in über 2000 m Tiefe gefunden worden. Das Fehlen von Feinschichtung in richtigen Tiefseesedimenten wird wohl darauf zurückgehen, daß sich diese Räume gegenüber schnellen Perioden, wie die Jahresperiode, so träge verhalten, daß diese nicht scharf genug akzentuiert ist, um abgebildet zu werden.

Das heißt, nach den bisherigen rezenten Erfahrungen ist Feinschichtung in 2000 m und auch in ganz seichten Ablagerungen zu erwarten; wobei, wie das ja immer betont wird, die Erhaltungsmöglichkeit (Schwarzes Meer als günstigster Fall), eine große Rolle spielt. Es lag nicht im Interesse meiner Arbeit, auf das fossile Leben im Raum der Rhythmite einzugehen, nur soweit als sich feststellen ließ, daß biogen Angelagertes (im Sinne von Sander, 28) am Gefüge nicht beteiligt ist. Es liegt außerhalb meiner Kenntnis, ob sich aus den benthonischen Foraminiferenformen eine genauere bathymetrische Bestimmung durchführen läßt, aber ganz unzulässig erscheint mir, wie schon gesagt, daß man bei Auftreten von Globigerinen gleich an Tiefen von 2000—5000 m denkt.

Nach dem Gesagten fehlen also sichere Hinweise. Bei außerordentlich ruhigen Wasser könnte die Tiefe nach den Gefügebefunden ungefähr 2000—50 m betragen haben, eine genauere Schätzung läßt sich nur im Anschluß an die viel ausdrucksreicheren Astraturite gewinnen.

In den Astraturiten konnte an vielen Stellen Bodenströmung klar nachgewiesen werden, aus dem Transport von Schlickgeröllen konnten Strömungsgeschwindigkeiten von mindestens 50—150 cm/sek. erschlossen werden. Das Auftreten solcher Strömungen läßt die Angabe einer maximalen Tiefe zu, man kann 200 m (nach einer Rücksprache mit Prof. A. Defant) als untersten Wert annehmen. In Frage kommen hauptsächlich Gezeitenströmungen. Über die Tiefenwirkung des Wellenganges ist nichts sicheres bekannt. Eine kurze Literaturzusammenstellung findet man bei Thorade (37). Bei einer Wassertiefe von 6·2—8·8 m und einer Wellenhöhe von 1·7 m wurden Sandrippeln am Boden beobachtet, für diese Wellen errechnet man nach der Laplaceschen Theorie eine maximale Bodenströmung von 48 cm/sek. Krümmel beobachtete Rippel in 180 m Tiefe, ja sogar 300—400 m (?). Die Strömungsgeschwindigkeiten sind dabei aber sehr gering.

Bildung von Kreuzschichtung, die Füllung von Spalten mit Muscheln und auch die Bildung der Monotisbank, das alles spricht für

seichtes Wasser. Ob die Astraturite auch auftauchten und zeitweise ohne Wasserbedeckung lagen, ist eine nahe liegende Frage, die jedoch jetzt nicht sicher zu beantworten ist. Kritische Studien über wirkliche Auftauchgebiete sind mir nicht bekannt. Mir scheint aber ein Auftauchen unwahrscheinlich, gedanklich wären dann starke Diskordanzen, Erosionsgräben (Prielbetten) mit rhythmischem Sedimentgefüllt usw. zu erwarten. Rippelmarken sind in dem schlammigen Sediment nicht zu erwarten (Twenhofel, 38).

Mir scheint nach allem, daß im Raume der Astraturite eine Tiefe von 150--50m geherrscht hat, wobei die Maximaltiefe von 200m eine einigermaßen sichere Grenze ist.

Es fragt sich, ob man die beschriebenen Straturite als eine Bildung, die 1000m und tiefer lag, annehmen soll und naturgemäß annehmen muß, daß sich der Raum während der relativ kurzen Zeit des Überganges von Straturit in Astraturit um ein beträchtliches gehoben hat, oder ob man neben der Hebung nicht lieber auch eine Zunahme der Wasserbewegung, also einen Wechsel der Strömungsverhältnisse bei gleicher oder auch nur gering veränderter Wassertiefe annehmen will. Mir scheint letzteres wahrscheinlicher.

Allgemeines zum Verhältnis Dachsteindecke, juvavische Decke.

Ohne den Wert meiner rein petrographisch gedachten Arbeit zu beeinträchtigen, möchte ich zum Schluß eine als rein hypothetisch gekennzeichnete Überlegung anschließen.

Nach der Hypothese von Hahn und Spengler liegt der Bildungsraum der Hallstätter Kalke bekanntlich ursprünglich im Süden des Dachsteines, in vorgosauischer Zeit wandern sie dann mit der ganzen juvavischen Decke an ihren heutigen Platz. Spengler hat gezeigt, wie nach seiner Hypothese die Fazies der einzelnen Decken (in ihrer ursprünglichen Lage) sich stetig ändern und ineinander übergehen.

Zum besseren Verständnis des folgenden wurde ein Profil von Spengler (35) in unnatürlicher Überhöhung umgezeichnet (siehe Abb.15). Fig. a stellt das gesamte Obertriasprofil (Raiblerschichten auf 0 bezogen) annähernd in seiner heutigen Lage dar, die Mächtigkeiten der einzelnen Schichten sind, so genau sie eben heute bekannt sind, eingetragen, so daß sich ungefähr ein richtiges Bild ergibt.

Fig. b zeigt das gleiche Profil nach beendeter Triassedimentation, bezogen auf den Meeresspiegel, 0m. Für den Raum der Hallstätter Kalke wurde dabei die Maximaltiefe von 200m angenommen. Für den Raum der Dachsteinkalke und Hauptdolomite ergeben sich nach Sander (28) noch geringere Tiefen. Im Raume der Dachsteinkalk-Rhythmite ließ sich außerordentlich genau kontrollieren, daß die Bildungstiefe während der ganzen Zeit konstant blieb, das heißt aber, das Riff hat sich langsam gesenkt, und zwar genau so schnell wie es zuwuchs, wohl einer der interessantesten Vorgänge überhaupt. Nach unserer Feststellung über die Bildungstiefe der Hallstätter Kalke bedeutet das aber, daß das Riff gegen die Hallstätter Kalke an

einer südlich des Dachsteines gelegenen Linie mindestens 1300 m während der Bildung abgesunken ist. Diese Bewegungen während der Obertrias stellen so schon die Voraussetzungen her, die später zur juvavischen Überschiebung notwendig sind. Die vielfachen frühen Rupturen und Klüftbildungen zu einer Zeit, in der das Gestein noch nicht ganz verfestigt war, kann man wahrscheinlich mit dieser Bewegung in Zusammenhang bringen. Die Zerbrechungen in frühen Sinterhohlraumfüllungen in den beschriebenen Kalken des Sirius-

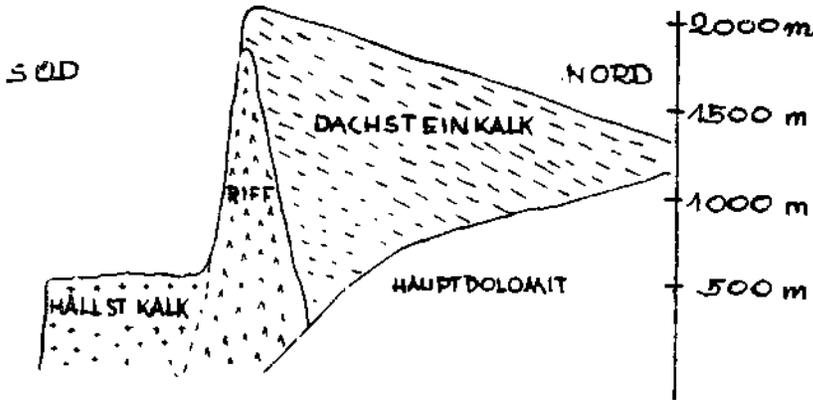


Abb. 15 a.
Längenmaßstab 1 : 200.000, Höhenmaßstab 1 : 50.000.

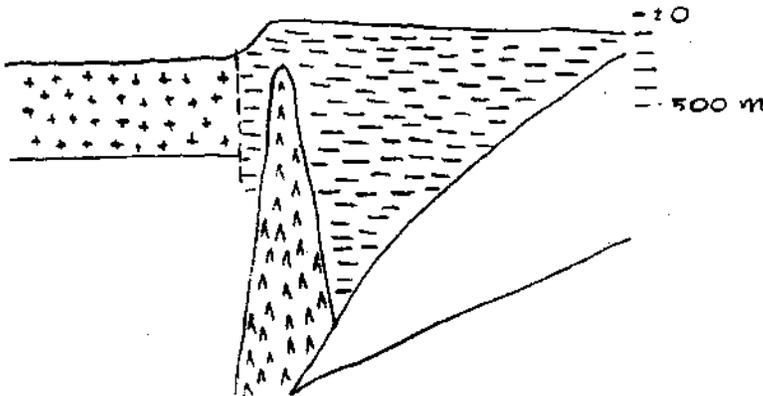


Abb. 15 b.

kogels, der in unmittelbarer Nähe der Bewegungszone gelegen sein muß, kann man dadurch erklären. Ebenso gibt dieser Vorgang einen weiteren Hinweis dafür, daß man Rhythmeninterferenzen zwischen beiden Gebieten nicht zu erwarten hat. Anlässlich der juvavischen Überschiebung wird der Kalk wieder deformiert, die beschriebenen ac-Klüfte der Sommeraukogelantiklinale bilden sich.

Schrifttum.

1. Archangelsky A. D., On the Black Sea sediments etc. Bull. Soc. des Natur. de Moscou, N. R. Sect. Géol. 5, 199 (nach Sander, 28).
2. Billings, Structural geology. New York 1942, Prentice INC.

3. Bradley W. H., Origin and microfossils of the Greenriverformation. Geological survey prof. pap. 168, p. 24—26, Washington 1931.
4. Bramlette M. N., The Monierriyformation. Geol. survey, prof. pap. 212, p. 1 ff., Washington 1946.
5. Brinkmann R., Über die Schichtung und ihre Bedingungen. Fortschr. d. Geol. u. Pal. 11 (Decke Festschrift), Berlin 1932.
6. v. Bubnoff S., Rhythmen und Zyklen in d. geol. Zeitrechnung. Geol. Rdsch. 35, H. 1, S. 6, Stuttgart 1947.
7. Correns C. W., Die Sedimentgesteine. In „Die Entstehung der Gesteine“ (Barth), Correns, Eskola, Verlag J. Springer, Berlin 1939.
8. Diener C., Grundzüge der Biostratigraphie, Verlag F. Deuticke, Wien 1925.
9. Fiege K., Zyklische Sedimentation. Abh. d. preuß. geol. Landesanst. N. F., H. 177, Berlin 1937.
10. Goldmann M. I., Missisipian formation of San Sabba country Texas. Professional pap. 146, Washington 1926.
11. Göttinger G., Die Sedimentierung der Lunzer Seen. Verh. d. geol. Reichsanst. 1911, S. 173, Wien 1911.
12. Häberle D., Paläontolog. Untersuchungen triadischer Gastropoden. Verh. d. Naturhist. med. Vereines IX. H. 2/3, p. 553, Heidelberg 1908.
13. Hahn F. F., Grundzüge des Baues der nördl. Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitt. d. geol. Ges. Wien, Bd. VI, H. 3/4, S. 238 ff. (vor allem S. 391), Wien 1913.
14. Hahn O., Das Alter der Erde. Naturwissenschaften 1930, H. 47—49, Berlin 1930.
15. Heinrich A., Untersuchungen über die Mikrofauna des Hallstätter Kalkes. Verh. d. geol. Reichsanst., S. 225, Wien 1913.
16. Jüngst H., Zur geologischen Bedeutung der Synärese. Geol. Rdsch. 25, 1934, S. 312, Stuttgart 1934.
17. Köcken E., Die Gastropoden der Trias um Hallstatt. Abh. d. geol. Reichsanst. 17, S. 3 ff., Wien 1897.
18. Kober L., Der geologische Aufbau Österreichs. Verlag J. Springer, Wien 1938.
19. Korn H., Schichtung und absolute Zeit. Geol. Rdsch. 26, S. 136, Berlin 1935.
20. Leuchs K. & Udluft H., Entstehung und Bedeutung roter Kalke der Berchtesgadner Alpen. Senkenbergiana 8, H. 3/4, 1926, S. 174 ff., Frankfurt 1926.
21. Leuchs K., Beiträge zur Lithogenese kalkalpiner Sedimente. N. Jb. für Min. etc., Bd. 59, Abt. B., S. 357. 1928.
22. Mojsisovics E., In Diener C. Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebirges. Wien-Leipzig 1903.
23. Mojsisovics, E., Erläuterungen zur geologischen Karte Ischl—Hallstatt. Geologische Reichsanstalt Wien, 1908.
24. Richter R., Flachseebeobachtungen zur Geologie und Paläontologie. Senkenbergiana 4, 1922, Bd. 6, 1924, Bd. 8, 1926, Frankfurt 1922, 1924, 1926.
25. Salomon W., Die Adamellogruppe. Abh. d. geol. Reichsanst. 21, H. 1, S. 313, Wien 1908.
26. Sander B., Über bituminöse und kohlige Gesteine. Mitt. d. geol. Ges. 15, 1922, S. 1—50, Wien 1908.
27. Sander B., Gefügekunde der Gesteine. Verlag J. Springer, Wien 1930.
28. Sander B., Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge. Min. Petr., Mitt. 48, S. 27—139, Leipzig 1936.
29. Sander B., Zum Gesteinscharakter der Sonnwendbreccie. Berichte d. Reichsstelle f. Bodenforschung 1941, S. 81—89, Wien 1941.
30. Schaffernack F., Grundlagen der Geschiebebewegung. Deuticke, Wien 1922.

31. Schmidegg O., Über geregelte Wachstumsgefüge. Jb. d. geol. Reichsanstalt. Wien 1928, S. 1.
32. Schmidt H., Die bionomische Einteilung der fossilen Meeresböden. Fortschr. d. Geol. u. Pal. 12, H. 38, S. 1—148, Berlin 1938.
33. Schott W., Die Foraminiferen im äquatorialen Teil des atlantischen Ozeanes. Wiss. Ergebnisse der deutschen Expedition „Meteor“, Bd. III, 1935—1937.
34. Spengler E., Die Gebirgsgruppe des Plassens und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut. Jb. d. geol. Reichsanst. 68, 1918, S. 285—474, Wien 1919.
35. Spengler E., Zur Einführung in die tektonischen Probleme der nördl. Kalkalpen. Mitt. d. Reichsamtes f. Bodenforsch. 5, S. 3—17, Wien 1943.
36. Stoces B. & White, Structural geology. Macmillan & Comp., London 1935.
37. Thorade H., Probleme der Wasserwellen. Verlag Henri Grand, Hamburg 1931.
38. Twenhofel W. H., Treatise on sedimentation. Sec. edition. William & Wilkins, Ballimore 1932.
39. Twenhofel W. H., Development of shrinkage cracks in sediments without exposure to the atmosphere. Abstract. Bull. geol. Soc. of Amer. 34, 1923, p. 64.
40. Vortisch W., Ursache und Einteilung der Schichtung. Jb. d. geol. Reichsanst. Wien 80, S. 455—493, Wien 1930.
41. Walther J., Geschichte der Erde und des Lebens. S. 362, Verlag Voit & Comp., Leipzig 1908.
42. Wasmund E., Geologisch-hydrologische Taucherbeobachtungen. Geologie der Meere und Binnengewässer. Bd. 1, S. 20, Berlin 1937.

Weitere Literaturangaben finden sich in der Arbeit Sander (28).

Das Alter der Prominaschichten und der innereozänen Gebirgsbildung.

Von **Othmar Kühn** (Wien).

(Mit 6 Textfiguren und 2 Tafeln.)

Inhaltsübersicht:

1. Fragestellung	49
2. Die Unterlage	57
3. Jüngere Schichten	58
4. Die Fauna	58
5. Zeitliche und räumliche Beziehungen	80
6. Die Altersstellung der Prominaschichten	83
7. Neuere Einwände	87
8. Tektonik	88
9. Zusammenfassung	89
10. Literatur	90
Erklärung zu den Tafeln	

1. Fragestellung.

Das Eozän der Dinariden und der ganzen Balkanhalbinsel war infolge seines Fossilreichtums Gegenstand zahlreicher Untersuchungen, ohne daß über die stratigraphische Gliederung Einigkeit herrschen würde. 1934 habe ich versucht, über diese einen Überblick zu geben, ein Versuch, den Gocev 1935 auf das ganze Palaeogen erweitert hat.

Das Lutet ist meistens gleichmäßig als Alveolinen-Nummulitenkalk und Nummulitenmergel ausgebildet. Demgegenüber zeigt das Ober-eozän einen starken Fazieswechsel, der allein schon auf Bewegungen zu dieser Zeit deuten würde. In diesem Zusammenhange kommt den Prominaschichten Mitteldalmatiens besondere Bedeutung zu und sie selbst sind wieder in erster Linie nach dem locus typicus, dem Monte Promina nördlich Drnis zu beurteilen. Der Streit über das Alter dieser Schichten währt jetzt fast hundert Jahre.

L. v. Buch hat es 1851 als Miozän angegeben, aber ohne Beweise¹⁾, nur auf Grund seiner Vorstellungen vom miozänen Alter aller europäischen Braunkohlen. Im selben Jahre erschien in Foetterles „Verzeichnis der an die k. k. geologische Reichsanstalt gelangten Ein-

¹⁾ S. 686 behauptete er auch, ebenso ohne Beweis, daß sich die Braunkohle bis Kotor erstrecke, eine Behauptung, die noch heute in Gutachten Unfug stiftet.

sendungen von Mineralien, Gebirgsarten, Petrefacten usw.“ eine Notiz von G. Schlehan, in der er bläuliche, oft bituminöse und gelbe Mergelschiefer, ferner Funde von Cerithien und Säugetierresten erwähnt; diese Schichten erscheinen ihm S. 139 „mehr der miocenen, als der eocenen Formation angehörend“. 1852 brachte F. v. Hauer S. 193 die ersten Fossilbestimmungen:

Neritina conoidea (wohl *Velates schmidelianus*),
Melania stygii (= *Bayania stygis*),
Natica sigaretina,
Turritella asperula,
Melania costellatum (= *Diastoma costellatum*),
Rostellaria fissurella (= *Rimella fissurella*),
Pholadomya puschi,

ferner nur generisch bestimmte *Bulla*, *Voluta*, *Oliva* und Cardien von der Quelle Veliki Tocek, also aus dem zweiten Mergelhorizont, z. T. aber scheinbar (*Pholadomya puschi*) aus dem oberen Mergel. Diese Fauna deutet nach ihm auf Eozän, nach heutiger Auffassung auf Obereozän.

1853 beschrieb v. Franzius den von Schlehan erwähnten Säugerrest als *Anthracotherium minimum*, den aber H. v. Meyer noch im selben Jahre als abweichend erkannte und *A. dalmatinum* benannte. 1854 kam C. v. Ettingshausen auf Grund der fossilen Flora zu einem eozänen Alter.

1855 beschrieb Friese die Lagerungsverhältnisse am Monte Promina und erkannte die (als Toneisenstein bezeichneten) Bauxitvorkommen unterhalb der Prominaschichten, K. Peters erwähnte zum ersten Male das Vorkommen von *Trionyx*.

1856 beschrieb H. v. Meyer sein *Anthracotherium dalmatinum* genauer und schrieb ihm ein höheres Alter zu, als allen anderen Anthracotherien. Im selben Jahre beschrieb Lanza als Erster die Schichtfolge aus eigener Anschauung und bezeichnete sie als sicher eozän, leider ohne Fossilangaben. 1858 erschien Visianis Beschreibung der Flora des Monte Promina, die er²⁾ ins Obereozän stellte und scharf von jener des Monte Bolca, wie von jenen des Oligozäns und Miozäns unterschied. Die kurzen Beschreibungen von F. v. Hauer 1868, S. 450 und 1875, S. 516, bringen nichts Neues. Auch Stache 1889, S. 66, bringt keine neuen Beobachtungen oder Beweise; er stellt die Basalbreccien ins Mitteleozän, die pflanzenführenden Schichten ins Obereozän und die höheren Schichten ins Oligozän, eine Einteilung, die his heute nachwirkt, obwohl sie in keiner Weise gestützt war. C. de Stefani 1895, S. 284 und 1906, S. 224, hielt im Anschlusse an die später erschienene Bearbeitung seines Schülers Dainelli die Prominaschichten für unteres und mittleres Tongrien, das er noch 1906 ins Miozän stellte, obwohl das Oligozän seit Beyrich 1854 bestand.

Einen Fortschritt brachten erst die sehr genauen Arbeiten von F. Kerner v. Marilaun. 1894 bestimmte er vom NW-Abhang des Monte Promina bei Culjina, also aus den Basiskonglomeraten:

²⁾ S. 52, Fußnote.

Heteropora cf. subconcinna Haime (nach Oppenheim 1901, S. 191, vermutlich eine *Stylocoenia*),

Stylocoenia vicaryi Haime (Mittel-Obereozän),

Polytrema bellardii Haime (Mitteloözän-Mitteloligozän),

Flabellum bellardii Haime (Obereozän-Mitteloligozän)

und einige nur der Gattung nach bestimmte Korallen. An der SO-Seite des Berges, bei Tepljuv, vermutlich in einem höheren Niveau, bestimmte er folgende Mollusken:

Pecten cf. bouéi d'Arch. (= *P. halaensis* Frauscher. Lutet, ferner Eozän von Borneo und Sumatra),

Cardita cf. perezii Bell. (Lutet-Auvers),

Crassatella cf. parisiensis d'Orb. (Lutet-Barton),

Turritella cf. affinis d'Arch. (Eozän des westl. Indien),

Cerithium cf. rude Sow. (Eozän des westl. Indien),

Voluta cf. edwardsi d'Arch. (Eozän des westl. Indien).

Diese Fossilien wurden offenbar zum größten Teile nach d'Archiac & Haime 1853 bestimmt, einem Werk, das heute als ganz unzuverlässig erkannt ist. Über die Schicksale der Sammlungen von Blagrave, die ihm zugrunde lagen, unterrichtet die Einleitung zu Vredenburg 1925, S. 1—9. Richtigstellungen der Bestimmungen erfolgten durch Cossmann 1904, Cossmann & Pissarro 1909 und Vredenburg 1925.

Turritella affinis d'Archiac wurde von Cossmann 1904⁸⁾ wegen *T. affinis* Müller 1851 aus der Oberkreide von Aachen in *T. halaensis* umbenannt und 1909 von Cossmann & Pissarro neu beschrieben. Vredenburg wies aber nach, daß die von Cossmann & Pissarro beschriebene Form zwar eine Art der Ranikotschichten ist, aber nicht mit jener von d'Archiac übereinstimmt. Dieser hat vielmehr nach Vredenburg 1925, S. 58, unter dem Namen *T. affinis* drei verschiedene Formen vereinigt; von seinen Abbildungen stellen Fig. 16 *T. asperula* Brgn., Fig. 17—18 *T. conofasciata* Sacco und Fig. 19 ? *T. deshayesi* d'Archiac dar.

Nach Fedden 1880 stammen von den ursprünglich durch d'Archiac beschriebenen Formen *Turritella affinis* aus der Nari-Serie (Oligozän), *Voluta edwardsi* aus der Gaj-Serie (Untermiozän), *Cerithium rude* aus der Nari- und Gaj-Serie. Man wird daher wohl annehmen müssen, daß Kerner, der ja kein Palaeontologe war, bloß bis zu den Gattungen richtig bestimmt hat und, wie das schon das *cf.* zeigt, selbst die Unsicherheit seiner Artbestimmungen fühlte.

Kerner beschrieb aber als erster die richtige Schichtfolge, die Teilung in Basalbreccien, untere Mergel (mit Mergelschiefern und Kalken, pflanzenführend), untere Konglomerate, mittlere Mergel (mit Pflanzen und Steinkernen von Mollusken), eine obere, durch mehrere Mergelzonen geteilte Konglomeratlage und fossilere Gipfelkonglomerate. Aus der obersten Mergelzone erwähnt er:

Turritella asperula Brgn. (Roncà, von Fabiani auch aus dem Oligozän erwähnt. Dürfte aber wohl *T. gradataeformis* sein), ferner massenhaft Operculinen, ein Korallenfragment und zahlreiche Pflan-

⁸⁾ 1904, Revue crit. Paléozool., 3, S. 197.

zen. Im Anschlusse an seinen einführenden Geologen Stache hielt Kerner die Basalkonglomerate für Mitteleozän, die darüberliegende Schichtfolge für Obereozän und Oligozän.

1896 erschien seine geologische Spezialkarte, Blatt Kistanje—Dernis; in den Erläuterungen dazu, 1901, S. 28, führt er merkwürdigerweise nur die alten Hauerschen Bestimmungen an. Während also die kartographische Darstellung und jene der Schichtfolge durch Kerner in vorzüglicher Weise⁴⁾ erfolgt waren, fehlte noch eine Bearbeitung der Faunen, die erst einen sicheren Nachweis des Alters erlaubt hätte.

Da erschienen fast gleichzeitig 1901 die beiden Arbeiten von Oppenheim und Dainelli. Oppenheim, damals der beste Kenner der Alttertiärmollusken und durch seine Bearbeitungen der Vicentinafaunen bekannt, beschrieb aus verschiedenen Aufsammlungen unter den Fundortsbezeichnungen „Monte Promina“, „Siverich“, „Velki Totschek“ und „Velupich“⁵⁾, von den auch aus meinem Material vorliegenden Arten: *Patalophyllia cyclotitoides* Bell., *Lucina damalmatina* Opph., *L. saxorum* Lamk., *Pholadomya puschi* Goldf., *Thracia prominensis* Opph., *Natica cepacea* Lamk., *Cyclotopsis exarata* Sdbg., *Coptochilus imbricatus* Sdbg., *Glandina cordieri* Desh. und *Nautilus vicentinus*. Ferner von Formen, die mir nicht von dieser Lokalität vorliegen:

Parasmilia acutecristata Reuss von Siverić. Bekannt aus dem Lutet und ?Obereozän (Mogyaros, Tokod).

Astrocoenia hoernesii Opph. nur von Siverić.

Pecten bronni Mayer-Eymar.

1922 Teppner, S. 97. Dazu:

1873 Hofmann, Taf. 14, Fig. 1 a—c. Zu streichen:

1901 Oppenheim, S. 231, Taf. 15, Fig. 2.

1902 Oppenheim, S. 271.

Der echte *Pecten bronni* wurde von Mayer-Eymar selbst niemals abgebildet. Da er sich aber 1886, S. 123, ausdrücklich auf die Abbildung von Hofmann 1873 beruft, muß diese als richtig gelten. Mit ihr stimmt auch jene von Dreger 1903 überein, dagegen nicht jene von Oppenheim. Die Abbildungen Hofmanns zeigen Höhen von 12—14 mm und Längen von 11—13 mm; die eine von

⁴⁾ Kerner, 1894—1901.

⁵⁾ Die Fundortsangaben der Sammler (meist Angestellte des Kohlenbergwerks) sind unzuverlässig; sie lauten, da andere Kennzeichen kaum vorhanden sind, allgemein auf den Monte Promina, oder auf den nächsten Ort. Eine Ausnahme macht die Quelle Veliki Toček (bei Oppenheim Valki Totschek, Velki Totschek und Valki Potschek) am SO-Hang des Berges, über Siverić und über den mittleren Mergeln. Siverić (bei Oppenheim Siverich) liegt an der SO-Basis des Berges, der Kohlenbergbau dieses Namens liegt aber höher. Er geht durch mittlere Mergel und untere Konglomerate, ritzt stellenweise auch die unteren Mergel an. Mir liegen aber mit dieser Ortsbezeichnung auch Fossilien vor, die bestimmt aus den höher liegenden *Nautilus vicentinus* an, der sicher aus den oberen Mergeln stammt.

Oppenheims Velupich ist wohl der Ort Velusić am SW-Hang des Berges, der zweitwichtigste Kohlenfundort. Es liegt unterhalb der oberen Mergel, hat also eine ähnliche stratigraphische Lage wie Siverić.

Dreger eine Höhe von 18 mm und eine Länge von 13 mm. Sie zeigen nach Text und Abbildung 10—12 dünne Rippen und eine feine Zuwachsstreifung, die auf der rechten Klappe regelmäßiger und kräftiger ist, als auf der linken. Auch die Rippen gehen bei der rechten Klappe bis an den Rand, bei der linken endigen sie in etwa $\frac{1}{2}$ der Höhe vor dem unteren Rand.

Von dieser Art, die auf das Oligozän beschränkt ist, muß aber abgetrennt werden:

Pecten (Parvamussium) illyricus nov. spec.

1901 (*P. bronni*) Oppenheim, S. 231, Taf. 15, Fig. 2.

1902 (*P. bronni*) Oppenheim, S. 271.

1904 (*Chlamys spec.*) Dainelli, S. 207, Taf. 15, Fig. 7.

Arttypus: Das Stück Oppenheims 1901, Taf. 15, Fig. 2. Geologisches Institut der Universität Jerusalem (Coll. Oppenheim).

Diagnose: *Pecten* aus der Gruppe *Parvamussium*, kleiner, aber breiter als *P. bronni*. Wirbel mehr abgerundet, Zuwachsstreifung kaum sichtbar.

Bei Oppenheim ergibt sich eine Differenz zwischen Abbildung und Text. Nach letzterem betrüge die Höhe 7—11 mm, die Länge 9 mm, nach der Abbildung die Höhe 9,3, die Länge 10 mm. Oppenheim gibt weiters an, daß wie bei *P. bronni*, die 10—12 Rippen der linken Klappe weiter vom Rande endigen, als jene der rechten; daher zeigt seine Abbildung eine rechte Klappe. Die konzentrische Streifung, die bei dieser kräftiger sein müßte, fehlt aber überhaupt. So ist es kein Zweifel, daß eine eigene Art vorliegt, die bisher nur von Bribir (Lutet und Auvers) und vom Monte Promina bekannt ist.

Es scheint, daß die neue Art in eine Entwicklungslinie gehört, die von dem niederen und verhältnismäßig langen *P. squamula* Lamk. aus dem Unter- und Mitteleozän des Pariser Beckens, der auch durch breitere Ohren unterschieden ist, zu dem höheren und kürzeren *P. bronni* des Oligozäns führt. Der *Pecten fortisi* Dainelli 1901, den Oppenheim 1902, S. 271, als möglicherweise zu *P. bronni* gehörig bezeichnete, hat weder mit dieser Art (wie schon Dainelli 1904, S. 208, begründete) noch mit unserer etwas zu tun.

Pecten (Chlamys) squamiger Schafh. Oppenheim sagt zwar S. 233: „Mit großer Wahrscheinlichkeit gehört hierher auch eine Doppelklappe...“, weist aber selbst auf deutliche Unterschiede („sehr grobe, relativ breite Anwachsringe, nicht der zierlichen, schmalen, wellenförmigen Skulptur der Pariser Art“) hin. Sie käme nur am Kressenberg und in Istrien vor.

Arca cf. pellati Tournouer. Steinkerne, größer und die Rippen breiter als beim Typus von Biarritz.

Crassatella cf. tournoueri Opph. Auch bei dieser Form werden deutliche Unterschiede gegenüber der Art mitgeteilt. Nur Priabon.

Lucina prominensis Opph. Neue Art von Velpich.

Lucina cf. vogli Hebert & Renevier. „Mit großer Wahrscheinlichkeit gehören zu dieser Art des Priabons der Westalpen eine Anzahl von Steinkernen mit erhaltenen Schalenfetzen.“

Cardium dabricense Opph. Neue Art von Valki Totschek.

Cardium bonellii Bellardi. „Hierher rechne ich zwei eng gerippte, an das oligocäne *Cardium cingulatum* erinnernde Cardien...“ Leider fehlt eine weitere Beschreibung oder Abbildung. Da aber *C. bonellii* und *C. cingulatum* ziemlich weit von einander abweichen, kann man die Bestimmung nicht als gesichert annehmen.

Thracia hoernesii O p p h. Neue Art vom Mt. Promina und von Velki Totschek.

Turritella prominensis O p p h. Neue Art, auf einen einzigen Abdruck begründet.

Velates schmidelianus Chem n. von Velki Totschek. Paleozän-Oligozän.

Diastoma costellatum L a m k. „Anscheinend auch am Mt. Promina in Dalmatien vertreten, und zwar erinnern die dortigen als Hohl-drucke durch Sculptursteinkerne erhaltenen Vorkommnisse mehr an die eocäne, als an die oligocäne Art.“ Auvers und Barton.

Terebellum cf. fusiforme L a m k. S. 273: „Einige Steinkerne vom Mt. Promina dürften mit großer Wahrscheinlichkeit hierher zu stellen sein.“ Cuise-Auvers.

Harpa cf. mutica. L a m k. S. 274: „Ein Steinkern vom Mt. Promina könnte recht gut hierher gehören. Doch möchte ich auf diese Bestimmung, ... keinen Nachdruck legen.“ Lutet, nach Cuvillier 1930, S. 257, in Ägypten im Obereozän.

Planorbis cornu Brong n. Die Bestimmung wird als sicher dargestellt, wäre aber das einzige Vorkommen dieser sonst oligozän-miozänen Art im Eozän. Ich fand selbst und in der Wiener Sammlung Planorbiden, die aber zum größten Teile ganz unbestimmbar waren, zum kleineren Teile zu *Planorbina similis* gehören.

Das Alter der Prominaschichten bezeichnet Oppenheim als Priabon, also nach seiner Auffassung (heute ist der Begriff Priabon wesentlich eingeschränkt) Auvers bis einschließlich Unteroligozän. Als Belege für die Vertretung des Oligozäns führt er ausdrücklich *Pecten bronni* und *Planorbis cornu* an; wir sahen oben, daß beides Fehlbestimmungen waren. Alle anderen Fossilien sprechen, soweit sie eindeutig genug sind, für Obereozän.

Dainelli spricht im Titel seiner Arbeit vom Untermiozän des Monte Promina, wohl nach seinem Lehrer de Stefani⁶⁾, im Text aber, S. 241, nur vom Unteroligozän- (Tongrien-) Alter. Der Unterschied gegenüber den früheren Auffassungen ist also nicht so groß, als es viele seiner Kritiker hinstellten. Dazu kommt, daß ihm vorwiegend Fossilien der obersten Mergelschicht vorlagen, und das diesen entsprechende Ludien, beziehungsweise obere Priabon früher zum Oligozän gerechnet wurde, ferner, daß sein Material elend erhalten war. An seinen Bestimmungen haben vor allem Oppenheim und Rovereto Kritik geübt. Außer *Pholadomya puschi*, *Cardium valdedentatum*, *Cardium dalmatinum*, *Cerithium dalmatinum* und *Diastoma costellatum*, die sicher richtig sind, beschreibt er noch:

Ostrea queteleti N y s t. Nach Oppenheim Umriß rundlicher und stärker gewölbt.

⁶⁾ C. de Stefani 1895, S. 284, über den Monte Promina nur: „fossili marini numerosi appartengono piuttosto als Miocene inferiore“.

Spondylus prominens Dain. Nach Oppenheim und Rovereto Varietät von *Spondylus bifrons*.

Spondylus lanzae Dain. Nach Oppenheim indet., nach Rovereto „frammento poco concludente“.

Pecten fortisi Dain. Nach Oppenheim fraglich zu *P. bronni*, gehört aber sicher nicht zu dieser Art.

Arca gemina Semper = *Arca dalmatina* nov. spec.

Pectunculus philippi Desh. Nach Oppenheim indet.

Crassatella degregorioi Dain. Nach Oppenheim *C. cf. tournoueri*, aber eher *C. schaurothi*.

Crassatella gigantea Rov. Nach Oppenheim *C. aff. plumbea*, nach Rovereto *C. ombonii*, in Wirklichkeit z. T. *C. dainelli* nov. spec., z. T. *C. seccoii*.

Crassatella curvicarinata Dain. Nach Oppenheim indet.

Lucina dujardini Desh. Nach Oppenheim nicht diese Art.

Lucina deperdita Michelotti. Nach Oppenheim nicht diese Art.

Lucina sismondai Desh. = *L. dalmatina* Opph.

Azinus sinuosus Don. Nach Oppenheim indet.

Cardium lommassei Dain. = *Cardita perezi* Bell.

Cardium de Stefanii Dain. = *C. polyptyctum* Bayan.

Cardium siverichense Dain. Neue Art.

Cardium prominense Dain. Neue Art.

Cyrena prominens Dain. = *Corbula cf. semicostata* Bell.

Corbula diplocarinata Dain. Nach Oppenheim eine Cyrenide, aber nicht *Corbula*.

Isocardia subtransversa d'Orb. Schlechter Steinkern, sicher keine *Isocardia*.

Venus ambigua Rov. Viel kleiner als diese Art, Wirbel stumpfer.

Pholadomya meyeri Dain. Nach Rovereto „frammento poco concludente“.

Submarginula destefanii Dain. Neue Art.

Pleurotomaria sismondai Goldf. = z. T. *P. ilsae* nov. spec.

Turbo taramellii Dain. Neue Art.

Scalaria anconai Dain. Neue Art.

Turritella perfasciata Sacco. = *T. gradataeformis* Schanroth.

Natica sandrii Dain. = *N. cepacea* Lamk.

Melania ettingshauseni Dain. Neue Art.

Coplochilus laevigatus Dain. = *Ischurostoma sandbergeri* Opph.

Cerithium ampullosum Bergn. Sehr ähnlich, aber zur Identifizierung nicht ausreichend.

Cerithium donatii Dain. Neue Art.

Cerithium vistanii. Dain. Schlecht erhaltener Steinkern.

Terebralia robusta Dain. = *Cerithium robustum* (Dain.).

Strombus problematicus Michelotti = *S. auriculatus* Grat.

Lambidium cythara Brocchi. Viel breiter und gewölbter, Apicalwinkel stumpfer.

Cassidaria haueri Dain. Nach Rovereto „frammento poco concludente“.

Limnaeus elongatus de Serres = ? *L. acuminata* Brongn.

Planorbis cornu Brgn. = *Planorbina similis* Fer.

Glandina inflata Reuss. Zerdrückt, ? *G. cordieri* Desh.

Helix haveri Micholetti. Indet. (Wäre nach Sacco Helvet!)

Helix coquandiana Math. = *Dentellocoraculus amblytropis* Sdbg.

Helix brusinae Dain. = *Plebecula declivis*. Sdbg.

Helix boscovichi Dain. Neue Art

Helix dalmatinae Dain. " "

Helix siverichensis Dain. " "

Nautilus decipiens Michelotti = *N. vicentinus* de Zigno.

Man sieht, es bleibt von den Bestimmungen oligozäner Fossilien keine einzige aufrecht, viele konnten sicher auf eozäne bezogen werden, namentlich durch Vergleich von Dainellis verdrückten Steinkernen mit meinen besser erhaltenen Schalenstücken.

Schubert hat sich in seinen Aufnahmsarbeiten zwar mit den Prominaschichten, aber nicht am Monte Promina selbst beschäftigt. 1914 im Handbuche der regionalen Geologie führt er einige Arten nach Oppenheim an, und schließt auf ein Obereozän-Unteroligozänalter, 1905, S. 186, betonte er, daß die Nummuliten auffällig von jenen des Mitteleozäns abweichen, daß *Nummulites perforatus* und Assilinen sicher fehlen, daß die Süßwasserablagerungen für Obereozän, die marinen dagegen für Oligozän sprechen; das letztere aber nur, weil er das Priabon für Oligozän hielt.

1928 habe ich im Verlaufe praktisch-geologischer Untersuchungen auch den Monte Promina besucht und 1934 in einem Überblick über das Eozän der Balkanhalbinsel kurz darüber berichtet. Ich fand nur Auvers und Priabon gesichert und machte auf die auffallende Winkeldiskordanz an der Basis der Prominaschichten aufmerksam, die ich mit Bewegungen zwischen Lutet und Obereozän in Zusammenhang brachte. Diese Ergebnisse, die nicht etwa mit Ausschluß der Öffentlichkeit, sondern im Zentralblatt für Min. usw. veröffentlicht wurden, hat Quitzow 1941 nicht zur Kenntnis genommen. Er stellte die Prominaschichten der Masse nach ins Oberlutet, das zu diesem Zwecke gegen 1000 m mächtig sein muß, und die Gipfelkonglomerate ins Oligozän. Obereozän muß darnach ganz fehlen oder sehr gering entwickelt sein, sein palaeontologischer Nachweis durch Oppenheim ist ihm offenbar entgangen. Die Basaldiskordanz wird neuerlich entdeckt und zwischen Mittel- und Oberlutet gestellt. Dagegen kam Dietrich 1944 auf Grund einer Neuuntersuchung von *Anthracotheerium dalmatinum* und von dessen Verwandtschaftsbeziehungen zu einem Auversalter des Muttergesteins und zu einem Auvers-Sannoisalter der Prominaschichten; für die Basalkonglomerate läßt er auch Oberlutet-Alter gelten.

Angesichts dieser heute noch schwankenden Meinungen erschien es mir nötig, die Grundlagen für meine kurze Abhandlung von 1934 mitzuteilen. Die Prominaschichten sind ja im allgemeinen recht fossilarm, und was man fand, ist, wie alle Forscher bisher feststellten, in der Regel schlecht erhalten. Das ist aber nicht durchwegs der Fall. Ich fand selbst zwar wenige, aber z. T. recht gut erhaltene Versteinerungen; letztere, wie bereits Kerner hervorhebt, besonders in den oberen Mergellagen. Meine Funde wurden ergänzt durch die Bearbeitung einer zwar nicht sehr zahlreichen, aber unerwartet guterhal-

tenen Fauna vom Monte Promina, die sich in der geologischen Abteilung des Naturhistorischen Museums befindet. Sie wurde 1896 von Direktor I. Rudolf in Siverié und Ing. Adj. Lanzinger in Tepljov für den verstorbenen Direktor Kittl eingesandt. Es muß eifrigen und lang dauernden Suchens bedurft haben, um diese Sammlung zusammenzubringen, da offenbar nur die besten Stücke aufbewahrt wurden. Leider ist, wie bei allen his jetzt bearbeiteten Fossilien des Monte Promina, die genaue stratigraphische Lage nicht angegeben. Durch Vergleich des Erhaltungszustandes und der Matrix mit den von mir an Ort und Stelle gesammelten Stücken hoffe ich aber, in den meisten Fällen die genaue Herkunft einigermaßen sicher festgestellt zu haben.

2. Die Unterlage.

Zur Altersbestimmung stehen außer dem eigenen Fossilgehalt noch das Alter der unter- und überlagernden Schichten zur Verfügung.

Die Prominaschichten transgredieren über Schichten von der Kreide bis zu Alveolinen- und Nummulitenkalken, sowie Nummulitenmergeln des Mitteleozäns. Kerner nennt aus den Alveolinenkalken:

- Alveolina boscii* d'Orb. (sehr häufig),
- Alveolina melo* d'Orb. (sehr häufig),
- Alveolina bacillum* Stache (seltener).

Von diesen ist nur die Verbreitung der *Alveolina boscii* genauer bekannt. Nach Abrard 1925, S. 199, ist sie hauptsächlich im mittleren Lutet verbreitet, geht manchmal aber auch bis an Basis und Oberkante des Lutet.

Auch die Nummuliten, die Kerner und Schubert aus den darüberfolgenden Nummulitenkalken anführen: *Orbitolites complanatus*, *N. perforatus*, *N. complanatus*, *N. tchihatscheffi* und *Assilina exponens* sind für das Lutet, z. T. für das Oberlutet bezeichnend. Abrard läßt ja keine Dreiteilung des Lutet gelten, sondern nur eine Zweiteilung, wobei die obere Abteilung durch *Orbitolites complanatus* bezeichnet wird. Die scheinbare Dreiteilung und das Verschwinden des *Orbitolites complanatus* in der obersten Lutetschicht des Pariser Beckens führt er auf die bekannte Faziesänderung zurück.

Die Alveolinen-Nummulitenschichten reichen also bestimmt bis ins obere Lutet. Es ist nur die Frage, ob diese, ziemlich mächtigen Schichten das ganze Oberlutet umfassen. Es muß festgestellt werden, daß über den Nummulitenkalken in ganz Dalmatien noch Nummulitenmergel folgen, die in der Umgebung des Monte Promina allerdings größtenteils abgetragen sind; in den Basiskonglomeraten der Prominaschichten findet man aber noch deren Fossilien (*Nummulites perforatus*, *Cardita perezii* und Korallen) aufgerollt. Und selbst, wenn man annimmt, daß die Nummulitenmergel zusammen mit den oberen Alveolinen-Nummulitenkalken noch immer nicht das ganze Oberlutet umfassen (das ja Quitzow besonders mächtig vermutet), muß man noch bedenken, daß nach Ablagerung der Nummulitenmergel, aber vor Beginn der Prominatransgression noch folgende Ereignisse stattgefunden haben:

1. Abtragung, die fast die ganzen Nummulitenmergel und einen großen Teil des Alveolinen-Nummulitenkalkes, sowie der Liburnischen Stufe entfernt hat.

2. Darauf folgend langdauernde Verwitterung, die bis zur Bauxitbildung, beziehungsweise bis zur Bildung reichlichen, allitischen Rohmaterials führte¹⁾. Die Bauxittaschen liegen stets in der Unterlage der Prominaschichten, ganz gleich, ob diese aus Kreide- oder Alveolinen-Nummulitenkalk besteht. Sie entstanden also nach Trockenlegung und Abtragung, aber vor Überlagerung mit den Prominaschichten, wenn auch die tektonische Bauxitisierung erst später erfolgte.

3. Erste Schrägstellung, da die Kalklagen der Basiskonglomerate bereits mit Winkeldiskordanz über dem Alveolinen-Nummulitenkalk liegen. Wahrscheinlich mit ihr gleichzeitig erfolgte die Bauxitisierung, die (nach Kühn in Dittler & Kühn 1933) nur unter tektonischem Druck bei Gegenwart von Kalk (zur Bindung der Kieselsäure) stattfindet. Diese Schrägstellung oder Faltung muß daher das letzte der drei Ereignisse gewesen sein.

Für alle drei Ereignisse steht höchstens das oberste Viertel des Lutet zur Verfügung. Das ist reichlich knapp. Schon aus diesem Grunde kann daher die Bildung der Prominaschichten nicht vor dem Ende des Lutet begonnen haben. Die Grenze zwischen Mittel- und Obereozän wird wohl durch die Schrägstellung, die ein kurzer und einmaliger Akt gewesen sein kann, bezeichnet.

3. Jüngere Schichten.

Am Prominaberge werden die gleichnamigen Schichten von keinen jüngeren überlagert. Oligozän fehlt im ganzen Ablagerungsbereich der Prominaserie, seine nächsten Fundorte liegen am italienischen Festlande, auf der Insel Busi (Biševo), in Albanien und Mazedonien. Östlich vom Monte Promina liegt bei Miočić und Biočić Katzers Oligo-Miozän, das aber nach Kühn 1928 erst im Miozän beginnt, als nächstjüngere Schicht.

Das Ablagerungsende der Prominaserie ist also nach dem Auftreten jüngerer Schichten nicht zu beurteilen.

4. Die Fauna.

Barysmilia dalmatina Oppenheim.

1925 Felix, S. 38. Hier Schrifttm. Dazu:

1915 Dainelli, S. 329.

Dainelli fand diese Art 1904, S. 189, und 1915, S. 329, übereinstimmend mit *B. vicentina* d'Achiardi. Oppenheim führte als Unterschiede bei letzterer größere Kelche (bis 17 mm) und eine gleichmäßigere Ausbildung derselben an. Die Kelche dieser Art, von der mir Material aus San Giovanni Marione vorlag, sind aber nur aus-

¹⁾ Es ist dabei ganz gleich, ob man den Bauxit von Kalk (Tučan, Kerner, Harrassowitz) oder von verwitterten Eruptivgesteinen (Kühn in Dittler & Kühn 1933) ableitet.

nahmsweise so groß, in der Regel messen die großen Durchmesser nur 12—14 mm. Bezüglich der Septen gibt Oppenheim leider keine nähere Erläuterung und auf der einzigen Abbildung sind sie nicht zu sehen.

Ein Stück vom Monte Promina gleicht nun äußerlich, in Form und Größe von Kolonie und Kelchen und auch in deren Aufbau ganz jenem Oppenheims, so daß an der Artübereinstimmung nicht zu zweifeln ist. Auch hier ist der Größenunterschied zwischen den Septen nicht wesentlich bedeutender, als bei *B. vicentina*. So bliebe als einziger Unterschied zwischen beiden Arten die Kolonieforn: kleine, stärker gegliederte Stöcke bei *B. vicentina*, große, flache, un-gegliederte Knollen bei *B. dalmatina*. Es könnte also *B. vicentina* jüngere, *B. dalmatina* ältere Stücke derselben Art darstellen, zumal nicht selten bei Stockkorallen die ersten Kelche größer sind, als die späteren. Es bleibt aber auffällig, daß *B. vicentina* nur im Vicentin und in Friaul, *B. dalmatina* dagegen nur in Dalmatien auftritt. Vielleicht ist daher doch an Standortsformen oder an geographische Rassen zu denken.

Das Stück hat 80 mm Höhe, oben 130 mm Durchmesser und eine kegelförmig verschmälerte Basis.

Siderastraea parisiensis Edwards & Haime.

(Taf. 1, Fig. 1.)

1925 Felix, S. 132. Hier Schrifttum.

1925 Abrard, S. 16.

Diese Art ist sehr wenig bekannt. Die einzige Abbildung von Michelin zeigt nur eine knollige Kolonie, die Umrissse der Kelche und die typische Septenanordnung der Siderastræen. Auch alle bisherigen Beschreibungen sind sehr unvollständig. Sie besagen nur, daß die Septen in vier Zyklen, von denen der letzte unvollständig ist, auftreten, und daß sie schwächer gekörnt sind, als bei *S. crenulata*. Das alles stimmt auch für das vorliegende Stück.

Nur die Kolonieforn ist anders. Das Stück mißt 90×60×25 mm, ist also entweder das Bruchstück eines sehr großen Knollens oder eine plattige Kolonie, wie sie bei *Siderastraea* häufig ist. Die Kelche haben größere Durchmesser von 4—6 mm (nach E. & H. 4—5 mm) und sind fünfeckig bis sechseckig. Die Pseudothek ist kräftig entwickelt, bis 0.5 mm breit, meistens aber schwächer. Die vier Septalzyklen sind, wie auch Michelins Fig. 1 b zeigt, in den meisten Kelchen vollständig entwickelt, man zählt nur wenig unter 48 Septen. Die Columella, die bisher nie erwähnt wurde, ist ziemlich groß und deutlich spongiös.

Die Art ist bisher aus dem Lutet von Grignon und Vaugirard bekannt, ferner nach Abrard aus dem Auvers des Pariser Beckens.

Trochoseris semiplana Oppenheim.

(Taf. 1, Fig. 2—3.)

1901 Oppenheim, S. 204, Taf. 12, Fig. 5, 5 b, Abb. 14.

1904 (*T. nutrihii*) Dainelli, S. 174, Taf. 15, Fig. 1 a—b.

1915 (?) Fabiani, S. 224.

1922 Oppenheim, S. 34.

1922 (*T. d'Achiardii*) Oppenheim, Taf. 1, Fig. 1—4.

Die Koralle ist fast kreisrund, der Durchmesser beträgt 62 mm, die Höhe an der Stelle des Stieles 11·5 mm. Dieser hat nur einen Durchmesser von 9·5 mm, erhebt sich steil und geht seitlich in die dünne Platte über, die in der Mitte zwischen Stiel und Rand nur 3 mm Höhe hat. Auf der Unterseite sieht man 5 flache, radiale Vertiefungen, 4 konzentrische, schwache Altersringe, keine Epithek, aber feine gleichstarke Rippen, von denen am Rande 20 auf 10 mm gehen. Man bemerkt auch die Spuren von aufsitzenden Kleinmuscheln, Würmern und Bryozoen.



Abb. 1.

Trochoseris semiplana Opph. Profil des Längsschnittes. Nat. Gr. Monte Promina.

Die Oberseite ist fast ganz flach, die Zentralgrube ist 6·5 mm lang und 1·5 mm breit. Die etwa 300 Septen sind am Oberrande gekörnt. Bezüglich dieser Körnelung bestehen Widersprüche. Oppenheim beschreibt sie 1901 als sehr zierlich, bei den größeren Septen mehr-, bei den jüngeren einreihig, 1922 als rhombische Perlen. Dainelli betrachtete den gekörnelten Oberrand der Septen als den wesentlichen Unterschied gegenüber seiner *T. nutrithii*. Da aber die Struktur der Septen dieselbe ist, auch die Seiten der Septen bei beiden gekörnt sind, ist die scheinbar glatte Oberkante der Septen wohl nur auf Abreibung zurückzuführen. Auch bei meinem Stück, dessen eine Hälfte deutlich erkennbar abgerieben ist, hat diese glatte, die andere, besser erhaltene, am Oberrande gekörnte Septen. Der zweite von Dainelli angegebene Unterschied, die größere Septenzahl seiner Stücke, beruht auf einem Irrtum von Oppenheim 1901, der bei seinem Bruchstück 130 Septen zählte, für die ganze Form also 300 Septen vermutete. Das abgebildete Bruchstück ist aber wenig mehr als ein Sechstel des ganzen Kelches, so daß man im ganzen sicher auf 400 Septen kommt, also auf dieselbe Größenordnung wie bei Dainelli. Bei meinem etwas kleineren Stück zählt man immerhin über 300 Septen.

Deutlich ist eine andere, bei Fungiden (besonders *Fungia* selbst) häufige Erscheinung zu sehen, die Oppenheim 1922 erst unvollkommen beschrieben hat. Von den Septen sind einige (etwa 24) nahe der Kelchgrube plötzlich (in $\frac{1}{3}$ bis $\frac{1}{4}$ des Radius) bogenförmig erhöht und auch etwas verdickt. Diese Septen reichen bis zur Zentralgrube. Zwischen je zwei von ihnen ist ein weiteres Septum am Innenende, das aber etwas weiter peripher liegt, verdickt und erhöht. Der nächste Septenzyklus ist aber nicht am Innenende, sondern weiter außen, etwa in der Hälfte des Radius, verdickt und erhöht. Spuren

dieser Verdickungen kann man zwar nicht bei Oppenheim, der ja nur Zeichnungen bringt, wohl aber auf Dainellis Photographie, Fig. 1 a, sehen.

Die Art ist bisher bekannt aus Bosnien (Konjavac und Lukavac) und von Bribir, nach Oppenheim (die Beschreibung läßt wenig erkennen) auch von Zdaunek in Mähren. Der genaue Horizont aller dieser Fundorte ist nicht bekannt. Zdaunek stellt Oppenheim ins Auvers oder Lutet, Lukavac ist Lutet bis Priabon, Konjavac und Bribir umfassen Lutet und Auvers. Vermutlich kommt die Art, wie so viele Korallen, im mittleren und oberen Eozän vor.

Patalophyllia cyclolitoidea (Bellardi).

1925 Felix, S. 55. Hier Schrifttum. Dazu:

1900 Oppenheim, S. 337.

1909 (*P. cyclolitoidea*) Toniolo, S. 250.

1915 (*P. cyclolitoidea*) Dainelli, S. 261.

1915 Fabiani, S. 224, 227.

1939 Socin, S. 66.

1940 Loss, S. 13, Taf. 1, Fig. 3, 3a, 4, 4a.

Ein durchschnittliches und ein etwas höheres Stück, dessen Höhe bei einem größten Kelchdurchmesser von 27 mm trotz abgebrochener Spitze noch 27 mm beträgt.

Die Art ist verbreitet vom Lutet bis Priabon (? Oligozän) von Spanien, Frankreich, den Westalpen, Venetien, Friaul, Dalmatien, Bosnien, Herzegowina, Ägypten, Indien. Von Oppenheim wurde sie 1901, S. 215, aus dem Hangenden der Kohle von Siverić angegeben. Das Vorkommen in den oberen Mergeln von Rozzo (Istrien), das Toniolo 1908, S. 250, mitteilte, dürfte nach dem Auftreten von *Nummulites héberti*, *tchihatcheffi* und vielen Discocyclinen im Auvers liegen; Toniolo wirft allerdings die Fossilien etwas durcheinander und hat auch eine andere Stratigraphie. Nach Fabiani kommt sie im Vicentin sicher im Auvers und Priabon, im Lutet dagegen nur fraglich vor.

Placosmilia italica d'Achiardi.

1925 Felix, S. 219. Hier Schrifttum. Dazu:

1915 Dainelli, S. 306, Taf. 39, Fig. 15—16.

1915 Fabiani, S. 224, 227.

Ein gut erhaltenes Stück und mehrere Abdrücke gehören zu der zitierten Art und nicht zu jener abweichenden Priabonart, die d'Achiardi mit dem gleichen Namen belegte und die später von Oppenheim als *P. trivigiana* bezeichnet wurde.

Sie ist aus dem Lutet bis Priabon des Vicentin und von Friaul bekannt.

Stylacropora nov. gen.

Diagnose: Acroporide mit ästigen Stöcken. Kelche sehr klein. Septen kurz und in geringer Zahl, zwei gegenüberstehende, größere, durch eine deutliche echte Columella verbunden. Böden und Querblätter fehlen.

Die Gattung unterscheidet sich von *Acropora* Oken 1815 (= *Madrepora* Auct.) durch den Besitz einer deutlichen Columella.

Gattungstypus: *St. eocaenica* nov. spec.

Weitere Art: *St. herzegowinensis* (Oppenheim).

Stylacropora eocaenica nov. spec.

(Taf. 1, Föig. 4—5.)

Diagnose: Die Kelche haben bis 1 mm Durchmesser. Die 16 Septen sind kurz, fast gleich, nur Haupt- und Gegensepten sind lang und durch eine kräftige, runde Columella verbunden. Sklerenchym luckig, mit kräftigen, runden Höckern.

Arttypus: Das abgebildete Stück. Naturhistorisches Museum Wien, geolog. Abteilung, Inv.-Nr. 1896/IX/6.

Die Kolonie bildet fast drehrunde Stämmchen mit Durchmessern bis 6 mm, die in größeren Abständen dichotom verzweigt sind. Mir lagen 10 Stämmchen bis 57 mm Länge und Bruchstücke vor.

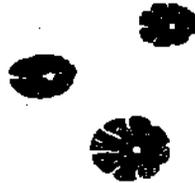


Abb. 2.

Kelche von *Stylacropora eocaenica* nov. spec., Monte Promina. Vergr.

Die Kelche haben Durchmesser bis 1 mm und stehen in Entfernungen von 1.5—2 mm. Zwei Zyklen von je acht Septen sind infolge des ungünstigen Erhaltungszustandes nur in wenigen Kelchen zu erkennen und scheinbar abgerieben⁸⁾. Fast immer sind aber die beiden längeren und stärkeren Septen sichtbar. An ihrer Vereinigungsstelle sitzt die im Querschnitt kreisrunde, stärkere Columella, die manchmal allein im Kelch erhalten ist, was den betreffenden Teilen ein stylasteridenähnliches Aussehen gibt⁹⁾. Noch häufiger sind in der Kelchöffnung die Columella und die anhaftenden Teile der beiden Hauptsepten erhalten und bilden einen schuppenähnlichen Vorsprung. Das Sklerenchym hat eine sehr unruhige, unregelmäßig luckige Oberfläche, aus der die rundlichen Höcker meistens deutlich hervortreten.

Oppenheim hat unter den Namen *Madrepora herzegowinensis*¹⁰⁾ aus dem Eozän der Herzegowina eine Art beschrieben, die sich durch den Besitz einer Columella deutlich von *Acropora* unterscheidet und ebenfalls zu der neuen Gattung gehört. Von der neuen Art unterscheidet sie sich durch bedeutend kleinere Kelche, durch nur 12 Septen, das Fehlen der Sklerenchymhöcker, die schwächere Columella

⁸⁾ Das ist scheinbar bei allen fossilen *Acropora*-arten der Fall, vgl. Vaughan 1919, Fossil Corals from Central America, Cuba and Porto Rico etc. Bull. 103, U. S., Nat.-Mus., Taf. 141, Fig. 1—2.

⁹⁾ Ähnlich auch bei der rezenten *Pocillopora cespitosa* Dana var. *stylphoroidea* Vaughan 1907.

¹⁰⁾ 1901, S. 202, Taf. 14, Fig. 7—7a.

und die häufigere Verzweigung. Oppenheims *Madrepora tergestina*¹¹⁾ wäre unserer Art ähnlich, sie hat aber keine Columella (eine solche wäre Oppenheim sicher aufgefallen) und gehört daher nicht unserer Gattung an; außerdem hat sie nur 8 Septen und an den Seiten der Stämmchen geriefte Pfeiler.

Serpula subcorrugata Oppenheim.

1904 Rovereto, S. 20, Taf. 2, Fig. 9a—d. Hier Schrifttum.

Auf einem Schalenstück von *Nautilus vicentinus* de Zigno saßen mehrere Wurmgehäuse. Sie sind bis zu einem Durchmesser von 7 mm in 4 Windungen spiralig eingerollt, dann verlaufen sie von dem eingerollten Teil weg, leicht gewellt, fast geradlinig, bis auf 30 mm gerader Erstreckung. Die Röhre selbst hat einen äußeren Durchmesser von 0.4—0.5 mm, zeigt deutliche Querrunzelung und 2 Längskiele.

Die Art ist bekannt aus dem Obereozän und Oligozän von Priabona, Monte Viale, Brendola, von Brüssel, Melsbroeck, Longjumeau, angeblich auch von Sassello.

Die von Oppenheim 1912, S. 144, Taf. 14, Fig. 18, als *S. aff. subcorrugata* beschriebene Form aus Bosnien hat keine Ähnlichkeit, vor allem ist der Anfangsteil des Gehäuses sehr unregelmäßig eingerollt. Die in den oberen Lagen des istriatisch-dalmatinischen Lutet so häufige *Serpula (Rotularia) spirulaea* fehlt am Monte Promina.

Pecten (Chlamys) cf. tripartitus Desh.

1922 Teppner, S. 126. Hier Schrifttum.

1930 Cuvillier, S. 162, 262.

Ein Bruchstück ohne Ohren und mit geringen Schalenresten kann nach der hohen Form und der Berippung mit Vorsicht zu dieser Art gestellt werden. Sie ist bekannt aus dem Mitteleozän bis Unteroligozän des Pariser Beckens, von Kroatien, Dalmatien, der Herzegowina, von Siebenbürgen, Bulgarien. In Ägypten fand sie Cuvillier im Obereozän und führte sie im Lutet nur nach früheren Angaben.

Anomia gregaria Bayan.

1894 Oppenheim, S. 322, Taf. 20, Fig. 1a, b. Hier Schrifttum. Dazu:

1900 Oppenheim, S. 128.

1915 Fabiani, S. 144, 266.

1922 Fabiani, S. 58.

Ein Steinkern mit Schalenfragmenten, die deutlich die kräftigen Zuwachsringe, die Scheitelöffnung und den großen Muskelsockel zeigen. Die Größe dieser Art wechselt, indem die Stücke des Priabon kleiner sind, als jene von Roncà, was Oppenheim 1894, S. 325 auf Standortsverhältnisse zurückführt. Stücke des Priabon maßen bis 20 mm Länge, solche von Roncà bis 48 mm; jenes vom Monte Promina mißt 32 mm, steht also ziemlich in der Mitte.

Die Art kommt im Vicentin und in Ungarn im oberen Lutet und in den Basalschichten des Priabon vor, im Trento nach Fabiani nur im Horizont des *Cerithium diaboli*.

¹¹⁾ 1901, S. 203, Taf. 14, Fig. 13—13a.

Ostrea gigantea Solander.

- 1886 Frauscher, S. 21. Hier Schrifttum. Dazu:
 1776 Solander in Brander, S. 36, Taf. 8, Fig. 88.
 1838 (*O. latissima*) Verneuil, S. 19, Taf. 6, Fig. 1—3.
 1851 Bellardi, S. 261.
 1861 Wood, S. 23, Taf. 2.
 1865 Schauroth, S. 198, Nr. 1702.
 1870 Fuchs, S. 168.
 1887 Cossmann, 2, S. 192.
 1897 Vinassa de Regny, S. 163.
 1897 Sacco, S. 14.
 1900 Oppenheim (Priabona), S. 123.
 1900 Oppenheim (Venetian. Voralpen), S. 260.
 1906 Oppenheim, S. 151.
 1906 Oppenheim (Mazedonien), S. 154.
 1908 Fabiani, S. 139.
 1910 Kranz, S. 204.
 1911 Cossmann & Pissarro, Taf. 43, Fig. 135—15.
 1913 Oppenheim, S. 602.
 1915 Dainelli, S. 412.
 1915 Fabiani, S. 258, 262, 266, 269, 273.
 1921 Cossmann, S. 208, Taf. 15, Fig. 26, Abb. 10—20.
 1922 Gripp, S. 51.
 1922 Fabiani, S. 55.
 1925 Abrard, S. 20.
 1926 (*O. sella*) Radew, S. 42, Taf. 3—5.
 1930 Gocev, S. 30.
 1930 Cuvillier, S. 260.
 1940 Loss, S. 27.

Ein Bruchstück von 220 mm Höhe, 190 mm Länge und bis 50 mm Schalendicke zeigt wohl erhaltenes Schloß und Muskelansatz. Nach der Lage des letzteren, der eben noch ganz auf dem Stück sitzt, umfaßt dasselbe etwa die Hälfte der Schale, von der auch die Seitenränder fehlen. Es handelt sich also um das größte bisher bekannte Stück dieser Art.

Ostrea gigantea ist bisher aus dem Lutet bis Oligozän von England, Frankreich, Belgien, der West- und Ostalpen, Venetiens, von Ungarn, Mazedonien, der Krim und von Ägypten bekannt. Im Pariser Becken fand sie Abrard vorwiegend im Auvers, in Ägypten Cuvillier nur im Obereozän.

Arca (Plagiarca) oblonga nov. spec.

Arttypus: Das abgebildete Stück. Naturhistorisches Museum geol. Abteilung, Inv.-Nr. 1896/IX/10.

Diagnose: Sehr lange Arca mit breitem Wirbel und glatter Schale. Gerader Schloßrand in fast der ganzen Erstreckung der Schale, Vorder- und Hinterrand gleichmäßig gerundet.

Diese merkwürdige Form hat in dem einzigen vollständigen Stück eine Länge von 22 mm und eine Höhe von 8 mm. Der Schloßrand

erstreckt sich gerade fast längs der ganzen Schale (über 18 mm). Der Wirbel ist sehr breit und hoch gewölbt. Vorder- und Hinterrand sind gleichmäßig, fast halbkreisförmig gerundet. Von einer Skulptur ist, trotz gut erhaltener Schale, keine Spur zu sehen.

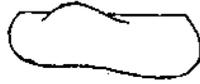


Abb. 3.

Arca oblonga nov. spec. Artyp. Monte Promina. Nat. Gr.

Von der nächst verwandten *Arca lucida* Desh. unterscheidet sie sich durch fast parallele Ober- und Unterränder, gleichmäßig gerundeten Vorderrand und bedeutendere Größe.

Ein ganzes Schalenstück (Typus) und mehrere Bruchstücke, zusammen mit Cardien, *Trypanaxis* und *Turritella gradataeformis*.

Arca dalmatina nov. spec.

1901 (*A. gemina*) Dainelli, S. 246, Taf. 29, Fig. 9—13.

1902 (?) Oppenheim, S. 268.

Artypus: Das hier abgebildete Stück, Naturhistorisches Museum Wien, geolog. Abteilung, Inv.-Nr. 1896/IX/50.

Diagnose: Von *Arca gemina* Semper durch niedrigere Schale und gröbere Berippung unterschieden.

Es lag ein Skulptursteinkern vor, der aber immerhin die Abbildung von Dainelli in mancher Beziehung ergänzt. Vor allem ist die Muschel wesentlich niedriger, als *A. gemina*, ihre Höhe beträgt bei 13 mm Länge bloß 6·5 mm. Lage und Form des Wirbels würden übereinstimmen. Dagegen ist die Furche unter dem Wirbel bei *A. gemina* tiefer, bei der neuen Art kaum wahrnehmbar. Auch die Berippung ist sehr verschieden: *A. gemina* hat 24, *A. dalmatina* dagegen mindestens 32 Rippen, die außerdem viel feiner sind, so daß man sie stellenweise kaum ausnehmen kann.



Abb. 4.

Arca dalmatina nov. spec. Monte Promina. Nat. Gr.
Die neue Art ist nur vom Monte Promina bekannt.

Unio spec.

In einem mit der Kohle verschieferten Sandstein von dunkelgrauer Farbe liegen zahlreiche Schalen ganz flachgedrückt und vielfach zerbrochen. Sie bestehen fast nur aus Perlmutter- und Conchyolin-schicht. Nach den ungefähren Umrissen, der Gestalt des Wirbels und dem Fehlen eines gezähnten Schlosses gehören sie einem *Unio* von etwa 70 mm Höhe an. Er wäre also etwas größer als *U. solandri*

Sow. aus dem Obereozän von England und Frankreich. *U. michaudi* Desh. würde der Größe nach stimmen, hat aber einen schmälere Wirbel und einen ganz geraden Unterrand, während die vorliegende Form einen breiten Wirbel und einen gleichmäßig gewölbten Unterrand zeigt.

Cardita perezi Bellardi.

1852 Bellardi, S. 243, Taf. 17, Fig. 7.

1901 (*Cardium tommasii*) Dainelli, S. 256, Taf. 29, Fig. 21.

1902 (aff. *C. imbricata*) Oppenheim, S. 269.

1911 Boussac, S. 189.

1915 Fabiani, S. 258.

Ein abgerollter Skulptursteinkern, der aber stellenweise selbst die Knötchen der Rippen deutlich zeigt. Er stimmt in allem mit Bellardis guter Beschreibung und Abbildung überein.

Die Art kommt bei La Palaraea, nach Boussac auch am Monte Postale vor. Es mögen aber auch manche Angaben von *C. imbricata* in Wirklichkeit dieser, sehr ähnlichen Art gelten. Kerner hat bereits 1894 eine „*C. cf. perezi* d'Ach.“ vom Monte Promina angegeben.

Cardita spec. Dainelli.

1901 (*Cardium spec.*) Dainelli, S. 259, Taf. 29, Fig. 25.

1902 (*Cardita* ?) Oppenheim, S. 269.

Ein Steinkern aus der Kohle, der ganz mit Dainellis Abbildung übereinstimmt. Man würde ihn für verdrückt halten, wenn nicht ganz die gleiche Verdrückung bei den beiden einzigen Stücken, die bisher gefunden wurden, etwas unwahrscheinlich wäre. Wie bereits Oppenheim vermutet hat, handelt es sich um eine *Cardita*, die der *C. katzeri* Opph. nahesteht.

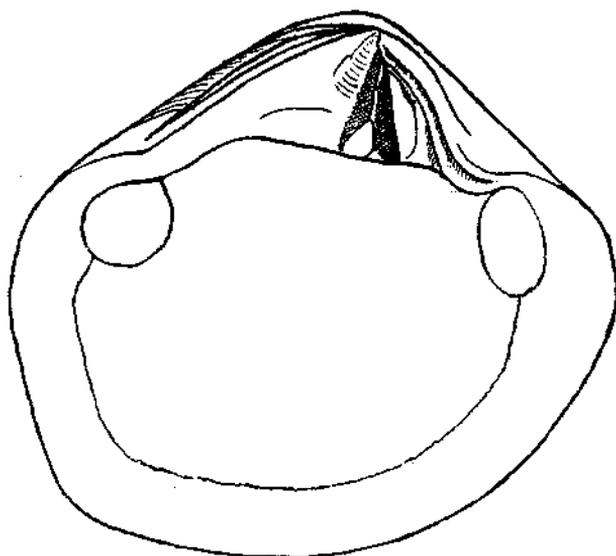


Abb. 5.

Crassatella allonsensis Boussac. Linke Klappe mit Schloß. Nat. Gr.

Crassatella allonsensis Boussac.

1911 Boussac, S. 200, Taf. 11, Fig. 28.

Drei gut erhaltene Klappen zeigen auf der Außenseite Umriß und Skulptur dieser fein- und scharfberippten Art. Bei einer ist auch das Schloß, das bisher nicht abgebildet wurde, gut erhalten. Gegenüber der nahe verwandten *C. plumbea* Chemn. zeigt es eine geringere relative Höhe, einen schmäleren vorderen Zahn und eine schmalere vordere Zahngrube; auch die innere Bandgrube ist länger und schmaler.

Die Art ist bisher nur aus den Mergeln von Allons bekannt, die nach Boussac und Dollfus den Diabolischichten des Priabons entsprechen.

Crassatella dainellii nov. spec.

(Taf. 1, Fig. 6.)

1901 (*C. gigantea*) Dainelli, S. 250, Taf. 30, Fig. 5—8.

1902 (*C. aff. plumbea*) Oppenheim, S. 268.

Arttypus: Das abgebildete Stück. Naturhistorisches Museum Wien, geolog. Abteilung, Inv.-Nr. 1896/IX/62.

Diagnose: *Crassatella* von bedeutender Größe und eckigem Umriß, mit schwacher, aus Zuwachsstreifen bestehender Skulptur und dem Unterrande stark genähertem vorderem Schließmuskel.

Diese Art hat mit *C. gigantea* Rovereto, mit der sie Dainelli vereinigte, nicht viel Ähnlichkeit. Wie schon Oppenheim hervorhob, unterscheidet sie sich von ihr durch eckigeren Umriß, auch der vordere Schließmuskel ist so stark dem Unterrande genähert, wie bei *C. schaurothi* Opph. Von dieser unterscheidet sie sich wieder durch breiteren Wirbel, stark abfallende Vorderseite und schmalere Hinterseite, sowie durch die weit schwächere Skulptur. Von *C. plumbea* Chemn., mit der sie Oppenheim verglich, unterscheidet sie sich durch verhältnismäßig geringere Höhe, bedeutendere Größe, breiteren Wirbel, stärker abfallende Vorderseite und bedeutendere Länge, von *C. seccoi* Opph. durch steiler abfallenden Vorderrand, schmäleren Hinterrand, schärfere Skulptur und bedeutendere Dicke. Beim Arttypus beträgt die Höhe 87, die Länge 98 mm, bei einer Doppelklappe die Höhe 98, die Länge 110, die Dicke 64 mm.

Es liegen zwei Klappen und eine Doppelklappe vor.

Die Art ist bisher nur vom Monte Promina bekannt.

Crassatella schaurothi Oppenheim.

1900 Oppenheim, S. 157, Taf. 1, Fig. 4, 4a.

? 1901 (*C. de gregorioi*) Dainelli, S. 249, Taf. 29, Fig. 14—15.

? 1902 (*C. cf. tournoueri*) Oppenheim, S. 268.

1915 Fabiani, S. 266.

Diese Art ist durch fast fünfeckigen Umriß, sehr scharfe Anwachsringe und dem Unterrande sehr genähertem vorderen Schließmuskel gekennzeichnet. Von ihr liegen zwei schöne, ganz übereinstimmende Klappen vor.

Die von Dainelli als *C. de gregorioi* beschriebene Form ist ganz ähnlich, aber beträchtlich kürzer. Oppenheim vergleicht sie mit *C. tournoueri*, mit der sie aber nach Wirbel und Skulptur wenig Ähnlichkeit hat, abgesehen davon, daß diese Art nie annähernd so groß wird.

C. schaurothi ist bisher aus dem Priabon, nach Fabiani sogar nur aus dem oberen, des Vicentin bekannt.

Crassatella seccoii Oppenheim.

1900 Oppenheim, S. 156, Taf. 13, Fig. 9, 9 a.

1901 (*C. gigantea* p. p.) Dainelli, Taf. 30, Fig. 8.

1911 Boussac, S. 202.

1915 Fabiani, S. 266.

1931 Gocev, S. 23, Taf. 1, Fig. 1.

Eine sehr schöne Doppelklappe dieser großen Art mißt 97×125 mm; auch zwei Steinkerne gehören zu ihr.

Die Art wurde von Oppenheim aus dem Priabon von San Bovo¹²⁾, von Boussac von La Palaraea beschrieben, Gocev fand sie in Bulgarien.

Phacoides (Lucinoma) saxorum Lam.

1911 Boussac, S. 210, Taf. 11, Fig. 22, Taf. 13, Fig. 6, 17. Hier Schrifttum. Dazu:

1915 Fabiani, S. 142, 263.

1922 Oppenheim, S. 64.

1940 Chiesa, S. 198.

1940 Loss, S. 43.

Die von Brongniart 1823, S. 79, als *L. scopulorum* von Roncà beschriebene Form läßt sich wohl von jener weitverbreiteten des Lutet bis Priabon von Frankreich, den Westalpen, Venetien, Istrien, Bosnien, Ungarn und Libyen nicht trennen. Sie ist häufig im Auvers der *sables moyens*. Nach Fabiani tritt sie im Vicentin nur im Horizont von Roncà und den Basalschichten des Priabon mit *Cerithium diaboli* auf.

Lucina dalmatina Oppenheim.

1901 Oppenheim, S. 243, Taf. 18, Fig. 5—5 b.

1901 (*L. sismondai*) Dainelli, S. 252, Taf. 30, Fig. 10—14.

Zahlreiche Stücke, durchwegs mit erhaltener Schale in natürlichen Farben stimmen mit Dainellis Beschreibung und Abbildung, aber auch mit jener von Oppenheim vollkommen überein. Es ist merkwürdig, daß letzterer, der sich gerade mit Lucinen wiederholt beschäftigt hat, die Bestimmung Dainellis in seiner Kritik nicht beanstandet und die Übereinstimmung mit seiner Art nicht bemerkt hat. Denn die Stücke haben mit der oligozänen *L. sismondai* Desh. nicht viel Ähnlichkeit.

Die Art ist außer vom Monte Promina nur von Scardona bekannt.

¹²⁾ Nach Oppenheim 1900—1901, S. 14, entsprechen die Mergel von San Bovo jenen von Possagno, also dem Lédien.

Lucina cf. lugeoni Boussac.

1911 Boussac, S. 214, Taf. 11, Fig. 5, 9, 14, 20, 23—27, Taf. 12, Fig. 2.

Zahlreiche Steinkerne von kleinen Lucinen dürften dieser Art angehören, die bisher nur aus den Diabolischichten der Westalpen bekannt ist.

Cardium (Trachycardium) dalmatinum Dainelli.

1901 Dainelli, S. 257, Taf. 31, Fig. 1—2.

Eine Doppelklappe und eine einfache Klappe von 100×82 mm. Oppenheim erwähnt diese Art in seiner Kritik 1902 nicht. Sie ist von dem nahestehenden *C. gigas* durch wesentlich gröbere Berippung (am Schalenrande 3—4 Rippen auf 10 mm) unterschieden.

Nur vom Monte Promina bekannt.

Cardium illyricum Oppenheim.

1901 Oppenheim, S. 246, Taf. 18, Fig. 7, 7a.

Der Steinkern einer Doppelklappe mit Schalenfragmenten, die immerhin die Berippung zeigen, gestattet nicht, Neues zu dieser wenig bekannten Art zu bringen.

Bisher nur aus der Herzegowina bekannt.

Cardium cf. meriani Mayer.

1911 Boussac, S. 206, Taf. 11, Fig. 3, 18, Taf. 13, Fig. 14. Hier Schrifttum.

Ein Steinkern ist jedenfalls nicht schlechter erhalten, als die bisher abgebildeten Stücke. Er zeigt durch Form und Breite der Rippen, Größe und allgemeine Form der Schale Übereinstimmung mit dieser Art.

Sie ist bisher bekannt vom Niederhorn, von Rallicholz und von Argens, Fundorten, die wohl den Diabolischichten entsprechen dürften.

Cardium (Divaricardium) polyptyctum Bayan.

1870 Bayan, S. 70, Taf. 6, Fig. 7 (nicht 8, wie im Text und den meisten Zitaten steht!).

1911 Boussac, S. 209. Hier Schrifttum. Dazu:

1894 Oppenheim, S. 352, Taf. 20, Fig. 7—8.

1901 (*C. de stefanii*) Dainelli, S. 256, Taf. 30, Fig. 15—18.

1915 Fabiani, S. 144, 260, 266.

Diese Art umfaßt entweder mehrere Formen oder sie hat eine abnorm große Variabilität. Zwei Stücke mit gut erhaltener Schale in natürlicher Farbe gleichen jenen von Bayan und Dainelli 1901 in der Form (etwas höher als lang) und Rippung (am Rande etwa 5 Rippen auf 5 mm). Die Stücke von Oppenheim 1894 und 1900 sind wesentlich feiner berippt, jenes von Dainelli 1904 ist länger als hoch.

Die Art im weiteren Umfange kommt im Lubet bis Priabon der West- und Ostalpen, des Vicentin und Dalmatien vor.

Cardium (Trachycardium) valdedentatum Dainelli.

1901 Dainelli, S. 255, Taf. 29, Fig. 20.

1902 (*C. aff. gigas*) Oppenheim, S. 269.

Eine Doppelklappe und eine einzelne Klappe von 160 mm Höhe und 113 mm größter Länge stimmen nicht mit *C. gigas* Defr. überein. Schon das Verhältnis von Höhe zu Länge wäre für diese Art ungewöhnlich, noch mehr ist es die Skulptur. Von Dainelli ist ein Steinkern mit sehr feiner Riefung abgebildet. An der großen Klappe sieht man aber, daß die Rippen der Schale ungleich sind, daß je zwei benachbarte Rippen zwischen einander nur eine seichte Furche zeigen. Eine schmale, aber etwas schärfere Furche befindet sich am Rücken jeder Rippe. Tiefe Furchen begrenzen nur jedes Rippenpaar gegen das nächste, eine Eigentümlichkeit, die sich bei Cardien sonst nur am vorderen Teil findet, bei dieser Art dagegen am größten Teil der Schale. Vorne ist sie abgeflacht, fast gerade (die Abbildung von Dainelli zeigt ein verdrücktes Stück) und hinten leicht gewölbt, jedenfalls weniger, als bei *C. gigas*.

Die Art ist bisher nur vom Monte Promina bekannt.

Pisidium schlehani Lanza.

1856, S. 130 (Nomen nudum).

In einem leicht geschieferten, rötlichgelben Mergel sind zahlreiche kleine Steinkerne zerstreut, die einem *Pisidium* oder *Sphaerium*, auf Grund der stark asymmetrischen Gestalt eher einem *Pisidium* angehören und ohne Zweifel mit dem von Lanza benannten, aber weder beschriebenen, noch abgebildeten *P. schlehani* identisch sind. Sie haben Längen bis 4 mm, die Höhen betragen bei einer niedrigeren Form etwa 3, bei einer höheren etwa 4 mm. Von der Skulptur sind nur 2—3 hervortretende Zuwachsstreifen erkennbar.

Angesichts des schlechten Erhaltungszustandes fühle ich mich nicht berufen, zu entscheiden, ob es sich um eine oder zwei Arten handelt, noch die Art Lanza's zu einer gültigen zu machen.

Pholadomya puschi Goldfuss.

1911 Boussac, S. 249, Taf. 16, Fig. 18—19. Hier Schrifttm. Ferner:

1915 (*cf.*) Dainelli, S. 491.

1921 Cossmann, S. 17, Taf. 1, Fig. 24—28 (andere Artauffassung!).

1922 Oppenheim, S. 68.

1926 (*cf.*) Radew, S. 49.

1930 Gocev, S. 24.

1940 Loss, S. 50.

Zahlreiche Stücke, z. T. Skulptursteinkerne, z. T. mit erhaltener Schale. Das größte hat eine Höhe von 56 und eine Länge von 80 mm; seine Conchyolin- und Prismenschicht sind abgerieben, nur die Perlmutterschicht ist über dem Steinkern erhalten, wie es auch bei Lucinen derselben Lage vorkommt.

Cossmann hat 1921 die Art auf das Obereozän und Oligozän beschränkt und alle Angaben aus dem Lutet und Auvers bezweifelt. Die Stücke vom Monte Promina gleichen der Form nach ganz jenen

Cossmanns, besonders seinen Fig. 24 und 28, die Größe ist sehr verschieden, die Zuwachsringe sind aber stets wesentlich stärker, als die Rippen. Es wäre möglich, daß auf Grund des letzteren Merkmals die obereozäne Form von der oligozänen abzutrennen ist, zur Entscheidung dieser Frage ist aber ein größeres und besser erhaltenes Material notwendig.

Im weiteren Umfange ist die Art bekannt aus dem Lutet bis Aquitan von England, Spanien, Frankreich, der West- und Ostalpen, Karpaten, von Norddeutschland (Oligozän), Venetien, Dalmatien, Ungarn, Bulgarien, der Türkei und Südrußlands. Vom Monte Promina hat sie bereits Oppenheim 1901 angegeben.

Thracia prominensis Oppenheim.

1901 Oppenheim, S. 250, Taf. 15, Fig. 3—3 a.

1911 Boussac, S. 242, Taf. 15, Fig. 4—8, 12, 18.

Vier Steinkerne zeigen durch die deutlichen, abgesetzten Zuwachsringe und ihre Form die Zugehörigkeit zur Gattung *Thracia*, durch ihre Länge und den geschweiften Unterrand zu dieser Art.

Diese ist bisher nur vom Monte Promina und aus den Westalpen, darunter von Argens, also einem Horizont, der etwa den Diabolischichten entspricht, bekannt. Die nahe verwandte, von Oppenheim ebenfalls vom Monte Promina beschriebene *Th. hoernesii* liegt mir dagegen nicht vor.

Corbula cicer Vinassa de Regny.

1911 Boussac, S. 239, Taf. 16, Fig. 44, 44 a, 47, 48. Ibid. Lit.

Im Steinkern von *Voluta cf. vesiculifera* Oppenh. fand sich eine deutlich erkennbare rechte Klappe dieser kleinen Art.

Sie ist bisher bekannt aus den blauen Mergeln von Possagno, San Boco und Priabona, ferner nach Boussac bei St. Jean, Piget-Théniers und Allons, nach Gocev bei Burgas in Bulgarien.

Calliomphalus ilsae nov. spec.

(Taf. 2, Fig. 7—8.)

? 1880 — de Gregorio, Taf. 2, Fig. 32 (kein Text).

1901 (*P. sismondai* p. p.) Dainelli, S. 267, Taf. 32, Fig. 2 (nicht 1, 3). Arttypus: Das hier abgebildete Stück. Naturhistorisches Museum Wien, geolog. Abteilung, Inv.-Nr. 1896/IX/25.

Diagnose: Gehäuse von mittlerer Größe, dickschalig, Windungen von fast kreisrunden Querschnitt durch tief-rinnenförmige Nähte getrennt, mit deutlichen, abgerundeten, feinschuppigen Spiralreifen; Zuwachsstreifen nicht sichtbar. Endwindung bedeutend größer, ihre Unterseite etwas abgeflacht, mit glatten Spiralreifen. Mündung annähernd kreisrund.

Die Bemerkung von Oppenheim 1902, S. 209, daß die Form Dainellis möglicherweise wirklich zu der oligozänen *P. sismondai* Goldfuss gehöre, bezieht sich offenkundig nur auf die Figuren 1 und 3, die durch Größe, zahlreiche Windungen, scharfe Spitze und glatte Schale tatsächlich eine gewisse Ähnlichkeit haben. Die drei

vorliegenden Stücke entsprechen etwa der Fig. 2, die einen ganz anderen Typus darstellt.

Die wenigen Windungen sind weit gewölbt, im Querschnitt fast kreisrund, deutlich abgesetzt. Die Länge beträgt 27—30 mm, die Breite 40—45 mm, die letzte Windung hat einen Durchmesser von 19 mm. Die Verzierung besteht aus 6, am letzten Umgang 12 deutlichen, abgerundeten, feinschuppigen bis glatten Spiralreifen. Bei allen Stücken ist die Spitze abgerieben, so daß der Steinkern zum Vorschein kommt.

Die Art steht dem *C. squamosus* Lam. aus dem Lutet nahe, unterscheidet sich aber deutlich durch etwas niedrigeres, stark gewölbttes Gehäuse und bedeutend feinere, weniger skulptierte Spiralreifen. 2 Schalenexemplare, 1 Steinkern.

Calliostoma (Eutrochus) dabricensis (Oppenheim).

1901 (*Trochus d.*) Oppenheim, S. 251, Taf. 15, Fig. 4—4b.

Ein Abdruck zeigt einen kleinen, wenig skulptierten *Trochus*, der nach den Maßen und der Skulptur gut mit der nur aus Bosnien bekannten Art übereinstimmt.

Nerita cf. namnetica Vasseur.

1911 Boussac, S. 268, Taf. 17, Fig. 6—9. Hier Schrifttum.

Ein Steinkern, der nach Maßen und Form vollständig übereinstimmt; es ist aber kein Abdruck erhalten, so daß von der Skulptur nichts ausgesagt werden kann.

Die Art wäre aus dem Auvers und Priabon der Westalpen und Frankreichs bekannt.

Palaeocyclotus exaratus (Sandberger) Wenz.

1923 Wenz, S. 1789. Hier Schrifttum.

Vier Steinkerne, z. T. mit Abdruck. Die Art ist aus dem Auvers und Priabon von Venetien und der Westalpen bekannt und wurde bereits von Oppenheim vom Monte Promina beschrieben.

Ischurostoma sandbergeri (Oppenheim).

1890 (*Coptochilus s.*) Oppenheim, S. 133, Taf. 2, Fig. 9—9b.

1891 (*Coptochilus s.*) Tausch, S. 202.

1892 (*Coptochilus s.*) de Gregorio, S. 25.

1901 (*Coptochilus laevigatus*) Dainelli, S. 271, Taf. 31, Fig. 17—21.

1901 (*Coptochilus imbricatus*) Oppenheim, S. 259.

1902 (*Coptochilus imbricatus*) Oppenheim, S. 270.

1902 (*Coptochilus laevigatus*) Dainelli, S. 179.

1923 (*I. eocaenum* p. p.) Wenz, S. 1745.

1923 (*I. laevigatum*) Wenz, S. 1756.

Wenz vereinigt diese Form mit *I. eocaenum* Oppenheim; ich kann ihm darin nicht folgen, da *I. eocaenum* in allen Altersstadien viel breiter ist. Bei *I. sandbergeri* beträgt das Verhältnis von Länge des letzten Umganges zur Gesamthöhe ziemlich genau 1:2, bei *I. eocaenum* 1:1.7—1.4.

Was Dainelli als *Coptochilus laevigatus* abgebildet hat, ist sicher, was Oppenheim als *C. imbricatus* unvollkommen beschrieben hat, wahrscheinlich diese Art.

Zahlreiche Steinkerne, z. T. mit Abdrücken. Die Art ist bisher aus dem Auvers von Pugnello und vom Monte Promina bekannt.

Natica (Cepatia) cepacea Lam.

- 1901 Oppenheim, S. 184. Hier Schrifttum. Dazu:
 1901 (*N. sandrii*) Dainelli, S. 269, Taf. 30, Fig. 26—27.
 1902 Oppenheim, S. 272.
 1905 Dainelli, S. 23.
 1906 Dainell, S. 484.
 1908 Fabiani, S. 108.
 1908 Täger, S. 264, Taf. 10, Fig. 3.
 1911 Boussac, S. 330.
 1915 Dainelli, S. 551.
 1915 Fabiani, S. 253, 261, 262.
 1922 Fabiani S. 55.
 1922 Oppenheim, S. 74.
 1925 Cossmann, S. 140.
 1930 Cuvillier, S. 154.
 1939 Socin, S. 84.
 1940 Loss, S. 54.

Ein Steinkern und ein Schalenexemplar, das trotz abgebrochenen letzten Umganges noch eine Höhe von 46 und eine Breite von 66 mm hat.

Die Art ist bisher bekannt aus dem Lutet, Auvers und Priabon von Frankreich, der Westalpen, Venetiens, von Friaul, Ungarn, Bosnien, Herzegowina, Dalmatien und ? Ägypten. Die *Natica sandrii* Dainellis ist wohl nur ein verdrücktes Stück dieser Art.

Natica (Ampullina) sigaretina Lam.

- 1911 Boussac, S. 324. Hier Schrifttum. Dazu:
 1908 Doncieux, S. 216.
 1908 Täger, S. 265, Taf. 10, Fig. 4.
 1910 Cossmann & Pissarro, Taf. 10, Fig. 64—1.
 1915 Dainelli, S. 555.
 1915 Fabiani, S. 253, 260.
 1922 Oppenheim, S. 74.
 1927 Morellet, S. 213.
 1930 Cuvillier, S. 154, 250.
 1933 Gocev, S. 179, Taf. 1, Fig. 3.
 1934 Kühn, S. 166.
 1940 Loss, S. 55.

Ein großes, gut erhaltenes Schalenexemplar, und mehrere Bruchstücke der Schale.

Die Art ist bekannt aus dem Lutet bis Anvers von Frankreich, den Westalpen, Venetien, Friaul, der Halbinsel Chalkidike und von Ägypten.

Natica (Ampullina) vapincana d'Orbigny.

1911 Boussac, S. 327, Taf. 20, Fig. 11, 11 a, 13. Hier Schrifttum.
Dazu:

1915 Fabiani, S. 263.

1922 Fabiani, S. 57.

1940 Loss, S. 55.

1906 (*N. vulcani* var. *v.*) Oppenheim (Mazedouien), S. 154.

Ein großes Schalenexemplar mit gut erhaltener Außenschicht.

Die Art ist nach Boussac nur aus dem unteren Priabon von Frankreich, den Westalpen und Venetiens bekannt. Auch Fabiani bestätigt die Beschränkung auf die Schichten mit *Cerithium diaboli* im Vicentin und im Trento.

Turritella (Peyrotia) gradataeformis Schaueroth.

(Taf. 2, Fig. 9.)

1865 Schaueroth, S. 248, Taf. 26, Fig. 2 a—b.

1870 (*T. bartoniana*) Mayer-Eymar, S. 326.

1887 (*T. bartoniana*) Mayer-Eymar, S. 53, 105, Taf. 5, Fig. 4 a—b.

1894 de Gregorio, S. 31, Taf. 5, Fig. 122—124.

1900 Oppenheim, S. 188, Taf. 13, Fig. 6, 6 a, Taf. 15, Fig. 1.

1901 (*T. perfasciata*) Dainelli, S. 269, Taf. 30, Fig. 23—25.

1902 (*T. strangulata* oder *prominensis*?) Oppenheim, S. 270.

1911 Boussac, S. 320, Taf. 20, Fig. 1—4.

1915 Dainelli, S. 538.

1915 Fabiani, S. 253, 264.

1922 Fabiani, S. 57.

Drei Stücke mit Schale, von denen eines besser erhalten ist, als alle bisher abgebildeten Stücke. Die Skulptur ist auf den Windungen eines und desselben Stückes mit dem Alter wechselnd. Oppenheims Beschreibung ist sehr treffend, doch sind nahe der Spitze die beiden hintersten Rippen häufig gleich stark, so daß ein flacher Reifen entsteht. Endlich sind bei sehr gut erhaltenen Stücken noch zwei zarte Rippen in der Senke zwischen den beiden Reifen sichtbar, von denen der vordere etwas stärker, der hintere dagegen ganz schwach ist.

Die Art ist bekannt aus dem Auvers und Priabon (nach Fabiani 1915, S. 253, auch aus dem Lutet) der Westalpen, von Reichenhall, des Vicentin und von Friaul. Was Dainelli als *T. perfasciata* Sacco abgebildet hat, unterscheidet sich von dieser Art, wie schon Oppenheim hervorgehoben hat, durch den stärkeren vorderen Kiel. Von der *T. prominensis*, mit der sie Oppenheim vergleicht, unterscheidet sie sich durch viel niedrigere Windungen und geringere Zahl der Längsrippen. So gehören Dainellis Stücke trotz der mäßigen Erhaltung sicher zu *T. gradataeformis*. Die Angaben aus dem oberen Lutet können wegen der schlechten Abbildungen nicht nachgeprüft werden.

Turritella cf. imbricata Lam.

1911 Boussac, S. 319, Taf. 19, Fig. 32—36, 40, 41, 47. Hier Schrifttum.

1930 Cuvillier, S. 152, 247.

Ein Steinkern mit geringeren Schalenresten, nach den Maßen und dem steilen Gewinde.

Die Art ist weit verbreitet, vom Cuise bis Lattorf.

Bayania stygis (Brongn.) Oppenheim.

1911 Boussac, S. 278, Taf. 17, Fig. 16—18. Hier Schrifttum. Dazu:

1906 Oppenheim (Mazedonien) S. 155.

1909 Cossmann, S. 99.

1915 Dainelli, S. 576.

1915 Fabiani, S. 264, 267.

1922 Fabiani, S. 57.

1926 Pavlović, S. 85.

1930 Cuvillier, S. 251.

1934 Kühn, S. 167.

1939 Socin, S. 85.

Ein Skulptursteinkern, der wohl mit Sicherheit zu dieser häufigen und weitverbreiteten Art zu stellen ist. Diese ist bekannt aus dem oberen Lutet und Auvers (Schichten mit *Cerithium diaboli*) von Venetien (besonders Roncà), den Westalpen, Friaul, Ungarn, Mazedonien, der Halbinsel Chalkidike und von Agypten (nur Obereozän). Die Angabe eines Vorkommens im Lattorf des Vicentin durch Fabiani 1915, S. 267, dürfte wohl auf einem Irrtum beruhen.

Melanopsis (Stilospirula) proboscidea Desh.

1923 Wenz, S. 2806. Hier Schrifttum.

1922 (cf.) Fabiani, S. 55.

Im grauen Schiefer über der Kohle fanden sich ein ganzes Stück mit gut erhaltener Schale und mehrere Bruchstücke. Die Variabilität dieser Art ist schon aus den Abbildungen von Cossmann & Pissarro ersichtlich.

Sie ist in den sables moyens (Auvers) des Pariser Beckens häufig und wird auch aus dem Auvers des Trento angegeben; Dollfus 1918, S. 111, führt sie auch aus den Westalpen an.

Melanopsis keneri nov. spec.

Artypus: Das abgebildete Stück. Naturhistorisches Museum Wien, geolog. Abteilung, Inv.-Nr. 1896/IX/13 (Platte mit zahlreichen Schalen. Typus bezeichnet).

Diagnose: *Melanopsis* mit breiter, glatter Schale, niedrigem letzten Umgang und hohem Gewinde. Öffnung und Innenlippe oben breiter als unten. Ausguß sehr kurz.

Auf einer Platte von grauem, sandigen, geschiefertem Mergel liegen zahllose zerquetschte *Melanopsis*-schalen anscheinend derselben Art durcheinander. Sie enthalten alle nur mehr die Prismenschicht. Die

Gehäuse sind für eine Eozänform sehr breit, glatt, ohne jede Verzierung, die Zuwachsstreifung ist nicht erhalten. Die Windungen nehmen gleichmäßig und nur sehr langsam zu. Der letzte Umgang ist daher verhältnismäßig niedrig, das Gewinde hoch. Die Mündung ist im oberen Drittel etwas weiter als unten, die Columella ist nur knapp vor dem unteren Ende etwas gebogen, der Ausguß ist sehr kurz. Die Innenlippe ist oben breiter als unten.

Die Art steht der *M. castrensis* Noulet aus dem Barton von Frankreich und der Schweiz nahe, unterscheidet sich aber durch breitere Gestalt, verhältnismäßig geringere Höhe der letzten Windung und abweichende Form der Innenlippe.



Abb. 6.

Melanopsis kernerii nov. spec. Monte Promina. 2 Stücke, das linke der Arttypus. Nat. Gr.

Trypanaxis spec.

Mehrere Abdrücke einer kleinen Art, die zusammen mit *Turritella gradataeformis*, *Arca oblonga* und Cardien vorkommt, für eine genauere Bestimmung aber zu schlecht erhalten ist.

Cerithium (Chondrocerithium) cvijići Dainelli.

(Taf. 2, Fig. 10.)

Neun gut erhaltene Stücke stimmen mit Dainellis eingehender Beschreibung und seiner Abbildung, die ohnedies ein Stück von Siverić darstellt.

Die Höhe des hier abgebildeten Stückes beträgt 63 mm, der größte Durchmesser 27 mm, die Höhe des letzten Umganges 19, jene des vorletzten 9, des drittletzten 8 mm. Es liegen aber auch größere und kleinere Stücke vor.

Die Art gehört zweifellos in den Kreis von *C. palaeochroma* Baya *verneuli* Rouault-*vellicatum* Bellardi und steht dem letzteren recht nahe. *C. vellicatum* ist zwar oft, von Bellardi, Oppenheim und Bous sac, abgebildet worden, aber leider immer schlecht, so daß man sich kein sicheres Bild von dieser Art machen kann. Ich habe den Eindruck, daß Oppenheims *C. vellicatum* von Trebistovo und Konjavac bereits zu *C. cvijići* gehört; doch genügen seine Abbildungen nicht zur Sicherstellung.

Dainellis Art ist bisher nur von Bribir und Siverić bekannt.

Cerithium (Chondrocerithium) dalmatinum Dainelli.

(Taf. 2, Fig. 11.)

1901 Dainelli, S. 274, Taf. 32, Fig. 9.

1902 (*indet.*) Oppenheim, S. 270.

Mir lagen bessere Stücke vor, als Dainelli, und zwar ein gut erhaltenes Schalenexemplar und ein Steinkern mit Abdruck. Der größte Durchmesser beträgt 18 mm, die Länge (ergänzt) etwa 60 mm. Die Skulptur zeigt 3 Querrippen, die durch 3 stärkere und 4 schwächere Längsrippen gekreuzt werden, wodurch eine feine Fensterung und 3 kräftige, aber gestreifte Querwülste entstehen. Diese Skulptur erinnert am ehesten an *C. plicatum mut. alpinum* Tournouer aus dem Priabon-Lattorf und an *C. ampullosum* Bongn. Von dem echten *C. ampullosum* der Gombertoschichten ist sie durch höhere Windungen und die Details der Feinstruktur deutlich unterschieden; was Gocev 1930, Taf. 2, Fig. 2, als *C. ampullosum* abbildet, dürfte dagegen zu Dainellis Art gehören, die dann auch im Eozän von Bulgarien vertreten wäre. Was Dainelli als *C. ampullosum* abbildet, gehört sicher nicht zu dieser Art.

Cerithium (Campanile) lachesis Bayan.

- 1901 Oppenheim, S. 271, Taf. 15, Fig. 34. Hier Schrifttum. Dazu:
 1906 Cossmann, S. 73.
 1909 Oppenheim, S. 206.
 1911 Boussac, S. 284, Taf. 17, Fig. 52, 52a.
 1915 Dainelli, S. 585, Taf. 52, Fig. 4, 12.
 1915 Fabiani, S. 142, 253, 262.
 1922 Fabiani, S. 55, 57.
 1922 Oppenheim, S. 78.
 1930 Gocev, S. 27, Taf. 1, Fig. 3; Taf. 2, Fig. 1.
 1930 Cuvillier, S. 156.
 1939 Socin, S. 85.
 1940 Chiesa, S. 198.

Ein mäßig großes Stück (Breite: 55 mm) und ein kleines (Höhe: 80 mm, Breite: 26.5 mm), das ähnlich den Jugendstücken des *C. vicentinum* Bayan die feinen Knotenreihen deutlich zeigt, sich aber durch die weitergestellten großen Knoten und durch Hervortreten der Längsstreifung deutlich unterscheidet.

Die Art ist bisher bekannt aus dem Lutet und Auvers (unteres Priabon, Schichten mit *Cerithium diaboli*) von Venetien, Dalmatien, der Herzegowina, von Bulgarien, Ägypten und Libyen.

Cerithium robustum (Dainelli).

- 1901 (*Terebralia robusta*) Dainelli, S. 274, Taf. 32, Fig. 10—11.

Ein Steinkern mit Schalenresten in der Größe und Form von Dainellis Fig. 10 und eine Spindel von der Größe und Form von Cossmann & Pissarro, Taf. 24, Fig. 137—47. Beide deuten durch die Größe, die niedrigen, aber breiten Umgänge und die deutlichen Spiralleisten auf *C. auversienne* d'Orbigny. Zu einer sicheren Vereinigung sind die Reste aber zu schlecht erhalten.

C. robustum ist nur vom Monte Promina bekannt, *C. auversienne* aus dem Auvers des Pariser Beckens.

Strombus (Oostrombus) auriculatus Grat.

1911 Boussac, S. 310, Taf. 19, Fig. 24 a, 30. Hier Schrifttum. Ferner:
 1901 (*S. problematicus*) Dainelli, S. 277, Taf. 33, Fig. 1.
 1902 Rovereto, S. 2.

Wie schon Oppenheim 1900, S. 209, auseinandergesetzt hat, ist die Bestimmung der palaeogenen Strombiden wegen der fließenden Übergänge nicht leicht. So unterscheidet sich *S. auriculatus* von *S. tournoueri* Bayan wohl nur durch bedeutendere Größe, stärkere Wölbung des letzten Umganges und die tiefer abgesetzte Ausbuchtung der Außenlippe.

Ein fast vollständiges und drei abgerollte Stücke, die letzteren Steinkerne, das erstere mit Schalenresten.

Die Art ist bekannt aus den Diabolischichten von Allons und der Diablerets, ferner aus dem Oligozän.

Strombus (Oostrombus) naticiformis Oppenheim.

1911 Boussac, S. 310, Taf. 18, Fig. 90, 90 a, 91. Hier Schrifttum.

Sechs kleinere Strombiden gehören der von Oppenheim gut beschriebenen Art an.

Sie ist bekannt aus den Diabolischichten von Grancona und der Diablerets, nach Oppenheim auch aus dem Oligozän von Santa Trinità und des Monte Bastia.

Cassidaria cancellata Lam.

1911 Cossmann & Pissarro, Taf. 34, Fig. 165—3.

Ein prachtvoll erhaltenes Stück, mit Epidermis in natürlichen Farben, hellbraun und weiß gefleckt, ist in einem zähen, bituminösen Mergel eingeschlossen. Zu sehen waren die Öffnung mit der Innen- und Außenlippe, der Oberrand des letzten Umganges und die ganze Vorderseite des Gewindes, also genng, um die Bestimmung zu sichern. Eine weitere Präparation erwies sich als unmöglich, da das Stück von feinen Sprüngen durchsetzt ist. Es stammt offenbar aus der Nähe der Kohle. Auch in einer geschiefert Lumachelle im unmittelbaren Hangenden der Kohle glaube ich Reste dieser Art zu erkennen.

Sie ist aus dem Lutet, Auvers und Barton von Frankreich bekannt.

Voluta cf. vesiculifera Oppenheim.

1900 Oppenheim, S. 225, Taf. 16, Fig. 2—2 a.

Ein Steinkern ohne Spur von Skulptur kann auf Grund der genau übereinstimmenden Dimensionen doch nur mit Vorbehalt zu dieser Art der blauen Mergel von Possagno gestellt werden. In ihm fand sich eine Klappe von *Corbula cicer* Vinassa, die ebenfalls aus den blauen Mergeln von Possagno bekannt ist.

Limnaea cf. acuminata Brongniart.

1923 Wenz, S. 1203. Hier Schrifttum.

Ein Steinkern, der mit solchen der *Limnaea acuminata* aus dem Auvers von Frankreich vollständig übereinstimmt.

Planorbina (Planorbina) similis (Ferussac) Wenz.

1923 Wenz, S. 1505. Hier Schrifttum.

Fünf Steinkerne von erwachsenen Schalen, z. T. mit Abdruck, ferner vier von Jugendstadien, die unter dem Namen *Planorbis platystoma* Wood beschrieben wurden und auch sehr an *P. oligyratus* F. Edwards und *P. goniobasis* Sdbg. erinnern.

Die Art ist bekannt aus dem Auvers bis Mittel-Oligozän (?) von England, Frankreich, Belgien, Elsaß und der Schweiz. Die Hauptverbreitung liegt in Frankreich in den sables moyens und im calcaire de St. Quen, also im Auvers.

Vermutlich beziehen sich die Angaben von „*Planorbis cornu*“ am Monte Promina (Oppenheim 1901, 1902, Dainelli 1901) die einzigen dieser sonst rein oligo-miozänen Art im Eozän, in Wirklichkeit auf diese Art. Einige andere, größere Planorbiden erwiesen sich als ganz unbestimmbar.

Poiretia (Palaeoglandina) cordieri cordieri (Desh.) Cossmann.

1923 Wenz, S. 832. Hier Schrifttum. Ferner:

? 1901 (*G. inflata* Reuss.) Dainelli, S. 281, Taf. 32, Fig. 18.

1925 Abrard, S. 27.

1927 (*Euglandina* c.) Abrard, S. 107. Zu streichen:

1913 Cossmann & Pissarro, Taf. 58, Fig. 263—3.

1932 Wenz, S. 35.

Wie Abrard betont hat, weicht diese Art von der Abbildung bei Cossmann & Pissarro, die eine Thanetform darstellt, beträchtlich ab und ist im Durchschnitt auch etwas höher, als es die Abbildungen von Deshayes zeigen. Die Stücke vom Monte Promina sind durchwegs Steinkerne, die aber gute Übereinstimmung zeigen. Dainellis *G. inflata* ist wohl nur ein stark verdrücktes Stück dieser Art.

Sie kommt nach Abrard in den sables moyens und im calcaire d'Ouen des Pariser Beckens vor. Außerdem wird sie aus dem Süßwasserkalk des Elsaß und des Basler Gebietes, sowie aus dem Eozän des Geiseltales genannt.

Helix (Dentellocoracolus) amblytropis (Sandberger) Kobelt.

1923 Wenz, S. 383. Hier Schrifttum. Dazu:

1901 (*H. coquandiana*) Dainelli, S. 282, Taf. 33, Fig. 5—9.

1915 Fabiani, S. 262.

Fünf ganze und einige Bruchstücke. Daß die *H. amblytropis* Oppenheim 1890, S. 118, Taf. 1, Fig. 2a—c, von Roncà und San Marcello wirklich zu dieser Art gehört, erscheint mir nicht sicher, da sie viel weiter gewölbt ist. Dagegen gehört Dainellis *H. coquandiana* (non Matheron) sicher in diesen Kreis.

Die Art ist aus dem Auvers und Priabon des Vicentin (nach Fabiani nur aus dem Anvers) bekannt.

Plebecula declivis Sandberger.

1923 Wenz, S. 393. Hier Schrifttum. Dazu:

1901 (*Helix brusinai*) Dainelli, S. 283, Taf. 33, Fig. 10—19.

1915 Fabiani, S. 262.

Mehrere Steinkerne gleichen der *Helix declivis* im Sinne Oppenheims. Dies wird ausdrücklich festgestellt, weil Wenz im Fossilium Catalogus S. 393 auch die *Helix proserpinae* Oppenheim zu *P. declivis*, S. 397, aber zu *Dentellocoracolus hyperbolica* stellt.

Plebecula declivis ist nur aus den Roncäschiechten des Vicentin bekannt.

Nautilus vicentinus de Zigno.

1900 Oppenheim, S. 253, Taf. 3, Fig. 11—12.

1901 Oppenheim, S. 275.

1915 Fabiani, S. 266.

Es lagen fünf Stücke vor, von denen drei klein, etwa in der Größenordnung jener, die Oppenheim beschrieb, sind. Ein Bruchstück und ein fast ganzes Stück unterscheiden sich von diesen nur durch ihre besondere Größe. Das große, gut erhaltene Stück, ist teilweise noch mit der Schale, der Perlmutter- und Porzellanschicht bedeckt und hat eine Höhe von etwa 200 mm (gegenüber 80 mm bei Oppenheim) und eine Breite von 160 mm (gegenüber 60 mm bei Oppenheim); die anscheinende Differenz im Verhältnis von Höhe zu Breite beruht auf Verdrückung. Die Mündung mißt 100 × 75 mm. Lobenlinie und Lage des Siphos entsprechen ganz der Art Oppenheims. Die Schale läßt deutlich die radial-gebogene Zuwachsstreifung erkennen. Von dem ebenfalls im Priabon auftretenden *N. leonicensis* de Zigno unterscheidet sich die Art vor allem durch die viel flachere Lobenlinie.

Sie ist bisher bekannt aus den Priabonaschichten von *Priabona, Lonigo, Possagno und wurde bereits von Oppenheim vom Monte Promina angegeben.

5. Zeitliche und räumliche Beziehungen.

Über die Parallelisierung des Obereozäns in den verschiedenen Gebieten herrscht noch keine Einigkeit. Durch Vergleich der neueren Arbeiten von Abrard, Leriche und Cuvillier kommen wir etwa zu folgendem Schema:

Der Horizont des *Nummulites brongniarti* wird als oberes Lutet aufgefaßt, im Adour- und Pyrenäenbecken geht er bis ins mittlere hinab¹³⁾. Das Led wird durch *N. variolarius* bezeichnet, das Wemmel im mediterranen Bereich durch *N. fabianii*. Bemerkenswert ist auch, daß die Brackwasserlagen der Roncäschiechten ihr Gegenstück auch im Pariser Becken, in der Aussüßung des obersten Lutet an den meisten Fundstellen haben.

¹³⁾ Douville 1906, S. 27.

	Pariser Becken, Belgien	Vicentin	Ägypten
Ober-Eozän (Bartonien s. l.)	Wemmeliën (Ludien)	Priabonaschichten s. s.	Qasr-el-Sagha Serie des Fayoum
	Ledien (Auversien)	Diabolischichten	Obere Mokattam- stufe, oberst. Schich- ten d. unteren Mo- kattamstufe
Mittel-Eozän	Lutetien	Stufe v. Ronca, Schichten v. San Giovanni- Ilarione, Schichten d. Monte Postale	Untere Mokattam- stufe (ohne Termi- nalschichten), obere lybisch. Stufe

Da die Stratigraphie der alpinen und venetianischen Fundorte nach der Literatur noch schwankend erscheint, war es für unsere Zwecke wichtig, sie nach der Fossilführung und nach den Profilen zu überprüfen:

Nizza: Ober-Lutet und Led.

Pontd'Allons: Ober-Lutet und Led.

La Palaraea hielt Boussac 1911, S. 89, für transgressives Auvers. Douvillé stellte bereits fest, daß die fossilreichen Schichten dem oberen Lutet angehören.

Puget-Theniers ist zumindestens in den oberen Lagen mit *Nummulites striatus*, *Corbula cicer*, *Turritella gradataeformis* usw.¹⁴⁾ bereits Ledien.

Dent de Morcles: Die Süßwasser- und Cerithienschichten sind Ledien, der Nummulitenkalk mit *N. fabianii*, *N. chaanesi*, *Cardium polyptyctum*, *Thracia prominensis* und den *Natica*arten ist Wemmeliën.

Allons: Die Diabolischichten mit der „couche ligniteuse“ (nach dem Profil von Garnier) sind Ledien. Der Nummulitenkalk mit *N. fabianii* und die blauen Mergel sind Wemmeliën.

Zur Stratigraphie des venetianischen Eozäns.

Über die Einstufung des venetianischen Eozäns gab es um 1906 lebhafteste Meinungsverschiedenheiten zwischen Boussac, Douvillé und Munier-Chalmas. Durchgesetzt hat sich die Meinung Douvillés, der die Stufe von Roncà auf Grund der Führung von *Nummulites brongniarti*¹⁵⁾ als Ober-Lutet auffaßte (Boussac dagegen als Auvers). Fabiani hat 1915 die Roncàstufe wieder als Auvers, dieses aber als oberes Mitteleozän bezeichnet. Darüber folgt bei ihm das nicht weiter gegliederte Priabon (Obereozän). Er hat dabei m. E. folgende Tatsachen nicht, oder nicht genügend beachtet:

a) Die Schichten mit *Nummulites brongniarti* schließen mitunter (Soave, Casa Tessari im Val Nera bei Roncà) brackische, aber niemals Süßwasserschichten zwischen einander ein.

¹⁴⁾ Nach Boussac 1906, S. 262. auch *Nummulites variolarius*.

¹⁵⁾ Sehr häufig, nach Fabiani 1915, S. 154.

b) Die Süßwasser- und Landablagerungen liegen immer nur über den Schichten mit *Nummulites brongniarti*. Die Behauptung von Oppenheim 1900—1901, S. 9, daß bei S. Marcello die Land-schneckenfauna zwischen Kalkbänken mit *N. brongniarti* auftrete, wurde von keinem anderen Forscher bestätigt.

c) Die Diabolischichten sind gebietsweise (Colli Berici) durch Schichten mit *N. variolarius* ersetzt¹⁶⁾, im Osten durch die blauen Mergel von Possagno, Costalunga, Prieria di Castelcies und Curogna.

d) Wo Diabolischichten, Schichten mit *N. variolarius* oder blaue Mergel des Led auftreten, fehlen die Süßwasserschichten.

e) In den mittleren Lessinischen Alpen folgen über Kalk mit *N. brongniarti* unmittelbar die lignitführenden Schichten mit Süßwasserfauna und darüber unmittelbar Mergel mit *N. fabianii*.

Unter Verwertung dieser Tatsachen ergibt sich eindeutig folgendes Schema:

	Mittlere Lessinische Alpen	Östl. Lessinische Alpen	Colli Berici	Zwischen Brenta u. Piave
Wemmelien	Mergel m. <i>N. fabianii</i> Agugnana	Mergelige Kalke m. <i>N. fabianii</i> v. Priabona	Kalke m. <i>N. fabianii</i> d. Strada Vagina	Merg. n. Kalke m. <i>N. fabianii</i> von Possagno
Ledien	Süßwasserschichten von Roncà, d. Gegend v. Arzignano, Purga und der M. Vegroni	Tuffe und Kalkbänke m. <i>Cerithium diaboli</i> u. brackisch. Fauna von Boro, Süßwasserfauna von Muzzolon	Kalke, Mergel u. Breccien mit <i>N. variolarius</i> und reicher Fauna v. Mte della Pai, v. Gazzo di Zovencedo u. von der Fontana del Cavaliere	Blaue Mergel von Possagno mit reicher Fauna
Oberes Lutetien	Kalke m. <i>N. brongniarti</i> v. Soave u. Roncà, Brackwasserfauna von Roncà und d. Mte. Pulli	Basalkonglomerat mit Austern	Breccien u. Basalttuffe ober Zengele	
Mittl. Lutetien	Schichten v. San Giovanni Ilarione	Kalke m. <i>N. perforatus</i> u. <i>Orbitolites complanatus</i> von Smetre	Kalke m. <i>N. perforatus</i> u. <i>N. lamarckii</i> v. Zengele	Kalke mit <i>N. perforatus</i> (oben) und <i>N. complanatus</i> (unten) bei Possagno

Es gehören also die Kalke mit *Nummulites brongniarti* im Sinne Donvillés ins Oberlutet; an anderen Orten werden sie durch Brackwasserschichten (z. B. im Pariser Becken) oder durch eine Schichtlücke ersetzt. Das Led (Auversien) wird durch Kalke mit *Nummulites variolarius*, blaue Mergel, brackische Ablagerungen mit *Cerithium diaboli* oder Süßwasserschichten vertreten. Bei Roncà ge-

¹⁶⁾ Vgl. die Profile Montruglio-Soghe (Fabiani 1915, S. 50) und Zengele-M. Vagina (Fabiani 1915, S. 54).

hören die fossilreichen Brackwasserschichten ins Oberlutet, die Süßwasserschichten dagegen ins Led. Diese Abtrennung der Süßwasser- und Landablagerungen von der eigentlichen Roncàstufe ist bereits von E. Sueß, 1868, S. 8, ausgesprochen, aber später nicht beachtet worden. Fabiani hat zwar 1915, S. 157, die Brackwasserschichten des Vicentin an den Beginn, die Süßwasserschichten von Pugnello dagegen auf den Höhepunkt der Regression verlegt und als jünger erklärt; er hat diesen Gedanken aber nicht weiter verfolgt.

Den Begriff eines Priabons im Sinne von Oppenheim 1901 und Dollfus 1918, der das ganze Barton s. l. (Led und Wemmel) und die anschließenden Unteroligozänschichten umfaßt, oder im Sinne von Fabiani u. a., die ihn nur für das Obereozän verwenden, halte ich für überflüssig. Die Grenze zwischen Obereozän und Oligozän ist meistens durch Fossilien gekennzeichnet und wie wir sehen, läßt sich auch jene zwischen Led und Wemmel mit einiger Aufmerksamkeit finden.

6. Die Altersstellung der Prominaschichten.

Bei der Altersbestimmung nach den Fossilien muß die Flora ausscheiden, da sie seit den Zeiten Ettingshausens und Visianis keine neue Untersuchung gefunden hat. In der Zusammenstellung der paleogenen Floren von Principi 1939 fehlt sie überhaupt.

Die Verbreitung der Fauna zeigt folgende Tabelle:

Von dieser Fauna muß eine Form, *Cardita perezii* Bell. ausgeschaltet werden, denn sie ist nach Gestein- und Erhaltungszustand aus älteren Schichten aufgerollt. Vergleichen wir von den übrigen die stratigraphisch halbwegs sicheren Vorkommen von Frankreich, Venetien, den Alpen und Ägypten, so sehen wir hauptsächlich vertreten das Ledien mit 35 Arten, von denen 11 nach den heutigen Kenntnissen auf diese Stufe beschränkt sind. In zweiter Linie folgt das Wemmel mit 19, davon 4 auf diese Stufe beschränkten Arten. Erst in dritter Reihe folgt das Lutet mit 16 Arten, von denen keine horzontheschränkt ist. Auch im Oligozän treten nur 7, durchwegs langlebige Arten auf. Eine Vertretung des Oligozäns ist daher wohl auszuschließen.

Beachtet man die Verteilung der Arten nach den Mergelhorizonten und sonstigen Einschaltungen, so sieht man in den unteren Süßwasser- und Landablagerungen nur Schnecken des Led, besonders der Sables moyens und des Kalks von Ouen (*Poiretia cordieri*, *Limnaea cf. acuminata*, *Planorbina similis*, *Melanopsis proboscidea*), ferner der über den Roncàschiechten folgenden Süßwasser- und Landablagerungen des Vicentin (*Dentellocoraculus amblytropis*, *Plebecula declivis*, *Ischurostoma sandbergeri*, *Palaeocyclotus exaratus*). Wir haben also kein Recht, sie etwa der brackischen Roncàstufe gleichzustellen; sie gehören eindeutig dem Led an.

Von den 23 Fossilien des zweiten Mergelhorizontes gehören 17 dem Led (davon 5 nur diesem), 12 auch dem Lutet, 7 auch dem Wemmel und 2 auch dem Oligozän an. Sie deuten also ziemlich klar auf Ledien.

	Frankreich				Venetien				Alpen				Ägypten			Istrien, Dalmatien, Bosnien, Herzegowina	Sonstige
	Lutet	Led	Wemmel	Oligozän	Lutet	Led	Wemmel	Oligozän	Lutet	Led	Wemmel	Oligozän	Lutet	Led	Wemmel		
<i>Barysmilla dalmatina</i> Opph.																×	
<i>Siderastraea parisiensis</i> E. H.	×	×														×	
<i>Trochoseris semiplana</i> Opph.		×														×	
<i>Pattalophyllia cyclotifoides</i> Bell.	×	×	×	?	×	×	×		×	×	×		0			×	Zdaunek Indien, Spanien
<i>Placosmilla italica</i> d'Ach.					×	×	×									×	
<i>Stylacropora eocaenica</i> Kühn.																0	
<i>Serpula subcorrugata</i> Opph.			×				×										
<i>Pecten cf. tripartitus</i> Desh.	0	0	0	0									?		0	0	Oligozän von Sassello? Siebenbürgen, Bulgarien
<i>Anomia yregaria</i> Bayan.					×	×											Ungarn
<i>Ostrea gigantea</i> Sol.	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×				×		Engl., Belg., Ungarn, Mazedonien
<i>Arca oblonga</i> Kühn																	
<i>Arca dalmatina</i> Kühn																	
<i>Cardita perezi</i> Bell.					×				×								
<i>Crassatella allonsensis</i> Boussac										×							
<i>Crassatella dainelli</i> Kühn																	
<i>Crassatella schaurothi</i> Opph.							×										
<i>Crassatella seccoii</i> Opph.						×			×								
<i>Phacoides saxorum</i> Lam.		×			×	×			×								
<i>Lucina dalmatina</i> Opph.																×	
<i>Lucina cf. lugeoni</i> Boussac										0	0						
<i>Cardium dalmatinum</i> Dain																	
<i>Cardium illyricum</i> Opph.																×	
<i>Cardium cf. meriani</i> Mayer										0	0						
<i>Cardium polyptyctum</i> Bayan					×	×	×		×	×	×						
<i>Cardium valdedentatum</i> Dain.																×	

× = dieselbe

0 = nahe verwandte Art kommt vor

Zdaunek
Indien, Spanien

Oligozän von Sassello?
Siebenbürgen, Bulgarien

Ungarn
Engl., Belg., Ungarn, Mazedonien

Bulgarien
Ungarn, Lybien

Vom dritten Mergelhorizont sind 11 Arten im Wemmel (davon 4 nur in diesem), 9 auch im Led, 4 auch im Oligozän und 3 auch im Lutet vertreten. Man muß ihn also wohl als Wemmel auffassen.

Auffallend ist die scharfe Abgrenzung der untersten Mergel und Kalklagen mit ihrer Süßwasser-Landfauna gegenüber dem Lutet, während im zweiten Mergelhorizont die Hälfte der Arten auch aus dem Lutet bekannt ist. Doch ist zu berücksichtigen, daß aus dem echtem Oberlutet keine Süßwasser-Landfauna bekannt ist, während marine Faunen des Lutet und Auvers auch anderenorts, z. B. in Frankreich, eine nahe Verwandtschaft zeigen. Daher auch das ständige Schwanken der Roncàstufe zwischen Oberlutet und Led. Selbst Fabiani, der sie dem Auvers zuzählt, gibt zu, daß die Mehrzahl der Arten mit dem Lutet gemeinsam ist. Ich stellte die Roncàstufe ins Lutet, weil das Led eine eigene Transgression darstellt, wie zum Beispiel Abrard für das Pariser Becken gezeigt hat. Eine deutliche Transgression zeigen aber in Venetien erst die Diabolischichten. Die Transgression des Wemmel ist in Frankreich wenig, dagegen in Belgien und England ausgeprägt. In Dalmatien, wo die mitteleozäne Transgression noch weit in die Herzegowina und nach Bosnien reichte, waren jene des Led und Wemmel anscheinend weit im Südwesten zurückgeblieben und erreichten nur mit ihren schwachen Ausläufern den Monte Promina.

Lutet ist durch Fossilien nicht nachgewiesen; daß einige Arten des Led auch im Lutet auftreten, ist selbstverständlich. Die Konglomerate der Basis könnte man eventuell ins Oberlutet stellen, wie es Dietrich tut, also der Roncàstufe gleichstellen. Es wurde aber bereits auseinandergesetzt, daß die Unterlage der Prominaschichten bis ins Oberlutet mit *Orbitolites complanata* reicht, daß also für die nachgewiesenen Vorgänge zwischen Ablagerung der unterlagernden Kalke und jener der Prominaschichten (Abtragung bis zur Kreide, Verwitterung und Bildung des allitischen Ausgangsmaterials für Bauxit, Einsetzen der Faltungsphase) kaum Zeit genug bleibt. Dann bilden sich aber Geröllschichten bei Vertiefung der Erosionsbasis sehr rasch, wie man selbst in historischer Zeit bei technischen Bauten immer wieder feststellen kann.

So möchte ich das oberste Lutet, das vielfach, wie im Pariser Becken und im Vicentin, lagunär ausgebildet ist, hier als die landfeste Phase betrachten, und die Basiskonglomerate an die Grenze Lutet/Led stellen.

Dasselbe gilt für die Gipfelkonglomerate. Die fast allgemein angenommene Vertretung des Oligozäns ist ganz unwahrscheinlich. Oppenheim war der einzige, der eine Begründung dafür versuchte: er verwies 1901 und 1902 auf das angebliche Vorkommen von *Pecten bronni*, 1901 auch auf *Planorbis cornu*. Im palaeontologischen Teile wurde bereits gezeigt, daß diese Bestimmungen nicht haltbar sind. Dann liegen auch die nächsten Vorkommen von Oligozän weit im Westen (Insel Busi) und Süden (Albanien, Mazedonien).

Es liegt mithin kein Grund zur Annahme oberlutetischer und oligozäner Schichten in der Promina-

serie vor. Sie ist rein obereozän und entspricht der im dinarischen Gebiete¹⁷⁾ weitverbreiteten Folge Diabolischichten (Auversien [= Lédien] + Priabonaschichten [= Wemmeliën]).

7. Neuere Einwände.

Gegenüber dieser Einstufung, die ich bereits 1934 veröffentlichte, hat Quitzow 1941 angeführt:

1. „Das Obereozän, welches in der Schichtfolge ja ebenfalls enthalten sein muß, kann nur sehr kümmerlich entwickelt sein und ist bisher noch nicht sicher nachgewiesen“ (S. 184). Daß von der hier beschriebenen Fauna 20 Arten nur auf das Obereozän beschränkt sind, konnte Quitzow natürlich nicht wissen. Doch hat bereits Oppenheim 1901 6 auf das Obereozän beschränkte Arten veröffentlicht, so daß schon damals an einem vorwiegend obereozänen Alter der Prominaschichten nicht zu zweifeln war. Wie wir zeigten, kommen aber (außer der aufgerollten *Cardita perezii*) alle übrigen marinen Arten wenn nicht nur, so auch im Obereozän vor, so daß dieses der einzige, sicher nachgewiesene Horizont ist.

2. Daß das Unteroligozän durch Operculinen und *Pecten bronni* bewiesen sei (S. 184). Operculinen beweisen gar nichts; sie kommen bereits in der Kreide vor und treten z. B. im Vicentin vom Lutet bis ins Wemmel auf. Ich fand in den oberen Mergeln des Monte Promina *Operculina cf. ammona*, eine im Wemmel (Priabon) verbreitete Form. Die Fehlbestimmung des *Pecten bronni* durch Oppenheim, auf der alle Angaben dieser Art vom Monte Promina beruhen, wurde im paleontologischen Teile behandelt.

3. Daß das Oberlutetialter der Prominaschichten durch *Nummulites perforatus*, das Vorkommen von Discocyclinen, ferner durch die Mollusken und Korallen Kerners „welche noch dem Mitteleozän angehören“ (S. 183) bewiesen sei.

Nummulites perforatus ist bekanntlich eine Art, deren Varietäten bis ins Led gehen; wahrscheinlich handelt es sich aber nur um ein aufgerolltes Stück aus der Unterlage, da gerade dieser dicke Nummulit häufig auf sekundärer Lagerstätte auftritt¹⁸⁾.

Discocyclinen sind kein Beweis für Mitteleozän. Im Vicentin und in den Westalpen sind sie am häufigsten im Obereozän.

Die Mollusken Kerners von Tepljuv sind ebenfalls nicht beweisend. Zunächst sind alle nur *cf.* bestimmt, also unsicher. Früher wurde ausgeführt, warum die Bestimmungen Kerners wahrscheinlich alle falsch sind. Von den durch ihn genannten Arten ist *Crassatella parisiensis* auch im Barton verbreitet, die drei indischen Arten treten im Oligozän-Miozän auf, *Pecten halaënsis* und *Cardita perezii* dagegen im Lutet; also eine ganz unmögliche Vergesellschaftung.

¹⁷⁾ Kühn 1934, S. 170—173.

¹⁸⁾ Vgl. H. Mohr, Neuere Ergebnisse der Quartärforschung in Mittelmähren. Mitt. geol. Ges., 35, Wien 1944, S. 238, Fußnote; das dort erwähnte Vorkommen betrifft, wie ich feststellte, *N. perforatus*. Ein ähnliches fand ich auf der Insel Unie. Weitere Fälle in Cuvillier & Dupouy-Camet 1947.

Die Korallen Kerners können ebenfalls nicht als Beweis geführt werden, denn:

- a) sind Korallen überhaupt schwer bestimmbar,
- b) haben Korallen im allgemeinen eine weite stratigraphische Verbreitung; eine ganze Reihe von Arten reichen vom Eozän bis ins Oligozän,
- c) kommen die drei bestimmten Korallen im Obereozän vor, zwei davon auch im Mitteleozän, zwei noch im Mittel-Oligozän.

Quitow hat daher nicht den geringsten Beweis für ein Mitteleozän- oder Oligozänalter der Prominenschichten erbracht, sicher nachgewiesen ist bloß Obereozän.

8. Tektonik.

Quitow hat auch eine Faltungsphase an der Basis der Prominenschichten entdeckt. Allerdings hat diese Bewegung bereits Stille 1924, S. 172, erwähnt und sie ist aus der geologischen Karte Kerners und aus früheren Beschreibungen ersichtlich. Auch ich habe 1934, S. 172, nachdrücklich auf sie verwiesen. Nur in der Bewertung gingen wir auseinander. Stille hält sie für einen Teil seiner weltweiten pyrenäischen Phase; ich bezeichnete sie als eine räumlich begrenzte, von der pyrenäischen unabhängige Bewegung.

Quitow bezeichnete sie 1941, S. 184, ausdrücklich als mitteleozän. Mitteleozäne Faltungen kennt Stille 1924, S. 163, nur zwei. Eine zwischen Cuisien und Grobkalk bei Fosses (Survilliers) nach Munier-Chalmas 1890; diese angebliche Diskordanz wurde von W. Schmidt 1941 widerlegt. Ferner jene am Mount Diablo in Kalifornien zwischen Meganoszone und Tejon. R. D. Reed sagt aber auf Grund eigener Anschauung 1933, daß die „Unconformities“ innerhalb des Eozäns „must be set down, in general, as doubtful“. Die Ablagerung erfolgte in Kreide und Tertiär diskontinuierlich, so daß optimistische Beobachter zwischen allen aufeinander folgenden Schichten „unconformities“ konstruieren können. Auch Stille schreibt 1940, S. 210: „Pyrenäische Faltung scheint in Kalifornien nicht durch wirkliche Winkeldiskordanzen belegbar zu sein, sondern ist höchstens durch Bewegungen von synorogener Art angedeutet.“

Die Bewegung am Monte Promina begann, wie die stratigraphischen Ergebnisse zeigen, zwischen Lutet und Led; möglicherweise haben sie sich, wie das Auskeilen einzelner Schichten und die neuerliche Konglomeratbildung andeuten, zwischen Led und Wemmel, sowie zwischen Wemmel und Oligozän fortgesetzt. Weiter im NW sind keine Winkeldiskordanzen mehr bekannt, sondern nur noch Kohle- oder Brackwasserbildungen im Led, oder Flyschbildung im ganzen Obereozän, Erscheinungen, die mit Faltungsbewegungen zusammenhängen können, aber nicht müssen; wir finden sie in den nördlichen Dinariden bis ins Vicentin. Aus den Ost- und Südalpen sind obereozäne Bewegungen nicht bekannt, wohl aber aus den Westalpen.

Jeannot beschrieb 1939 in den Schwytzer Alpen NE—SW-Brüche, die das Lutet durchsetzen, aber nicht mehr Led und Priabon; ähnliche Bewegungen erwähnt er auch aus der helvetischen Decke von Einsiedeln. Lapparent fand am Mont Ventoux und in der Montagne de Lure eine schwache, nachlutetische, aber voroligozäne Faltung. Und noch am Südrande des Beckens von Fuveau fand Fournier 1898 Obereozän und Oligozän diskordant über der Oberkreide.

Die genaue Datierung der Bewegungen in den Pyrenäen macht noch heute Schwierigkeiten. Lamare 1936 kommt in der eingehendsten neueren Arbeit über die Westpyrenäen wohl zu Schlüssen über das Alter der paläozoischen und mesozoischen Bewegungen, aber nicht der eozänen. Und Viennot schreibt 1927, S. 34: „Les observations que l'on peut faire dans cette region occidentale ne permettent pas de dater avec précision les phases du plissement pyrénéen.“ Fabre, 1939, S. 480, findet im Girondebecken Bewegungen, die mit solchen der Pyrenäen an der Wende Unter/Mitteleozän und Mittel/Oberlutet zusammenhängen und während der zweiten Hälfte des Lutet andauern; Bewegungen des Obereozäns gehören nach ihm, S. 481, nicht mehr in die pyrenäische Phase.

Im Osten habe ich 1934 auf das Verhalten des Balkans hingewiesen. Im Norden sind hier Lutet und Led entwickelt, im Süden dagegen Led und Wemmel; letztere auch in Mazedonien (Radew 1926; Belmustakow 1942), in der Rhodopemasse (Petraschek 1921) und auf Chalkidike (Kühn 1934). Bončew 1940 hat eine pyrenäische Phase I zwischen Lutet und Led und eine Phase II zwischen Led und Wemmel unterschieden. Demgegenüber sei auf Stilles nachdrückliche Versicherung verwiesen, daß er „unter pyrenäisch einen einmaligen Faltungsakt im jüngeren Obereozän verstehe“ (1924, S. 169).

Mit einiger Sicherheit kann also nur die Faltungsphase zwischen Lutet und Led vom Balkan bis zu den provenzalischen Hügelketten verfolgt werden. Ob es sich um die pyrenäische Faltungsphase oder eine räumlich beschränkte selbständige Phase handelt, wird wohl erst nach der hoffentlich bald zustande kommenden Neuauflage von Stilles großem Werke klar sein.

9. Zusammenfassung.

1. Vom Monte Promina in Dalmatien wird eine z. T. gut erhaltene Fauna des Led (= Auversien) und Wemmel (= Ludien = Bartonien) beschrieben.

2. Ihr gehören an neuen Arten an: *Stylacropora eocaenica* nov. gen., nov. spec., *Arca oblonga*, *Arca dalmatina*, *Crassatella dainelli*, *Pleurotomaria ilsae*, *Melanopsis kernerii*.

3. Lutet und Oligozän sind, im Gegensatz zu Q u i t z o w 1941 nicht vertreten. Die bisherigen Annahmen dieser Horizonte beruhen auf Fehlbestimmungen, die im einzelnen nachgewiesen werden.

4. Die Stratigraphie des Vicentin wird geklärt, da in der Roncàstufe nur Brackwasserschichten auftreten, Süßwasser- und Land-

ablagerungen dagegen auf das darauf folgende Led beschränkt sind. Marine Variolarien-, brackische Diabolischichten, kohleführende Süßwasser- und Landablagerungen und blaue Tone können sich im Led je nach der inneren oder randlichen Lage gegenseitig vertreten.

10. Literatur.

R. Abrard, Faune des sables de Chars, de Cresnes, de Marines et du Ruol. Conclusions à en tirer. Bull. Soc. géol. France, (4) 25, 15—32, Paris 1925.

R. Abrard, L'équivalent du Barton clay et du Wemmeliien dans le bassin de Paris. C. r. Soc. géol. France, 102—104, Paris 1925.

R. Abrard, Le Lutétien de Paris. Thèse. 388 S., 4 Taf., 4 Karten. Angers 1926.

R. Abrard, Sur la position systématique de *Glandina cordieri*. C. r. Soc. géol. France, 107—108, Paris 1927.

R. Abrard, Nomenclature et synchronisme des assises de l'Eocène moyen et supérieur des bassins nummulitiques de l'Europe occidentale. Bull. Soc. géol. France (5), 3, 227—238, Paris 1933.

A. d'Archiac & J. Haime, Descriptions des animaux fossiles du groupe nummulitique de l'Inde. 373 S., 36 Taf. Paris 1853.

F. Bayan, Etudes faites dans la collection de l'École des Mines sur des fossiles nouveaux ou mal connus. 1. Mollusques tertiaires. 81 S., 10 Taf. Paris 1870.

L. Beffardi, Catalogue raisonné des fossiles nummulitiques du Comté de Nice. Mém. Soc. géol. France (2), 4, 205—300, Taf. 12—22, Paris 1852.

E. Belmoustakov, Eine Priabona-Nummulitenfauna aus Gorna-Dzumaja. Geologia Balkanika, 3, 112—118, Sofia 1942.

L. Bertrand, Sur le rôle des glissements tangentiels par gravité et des décollements dans la tectonique provençale. C. r. Soc. géol. France, 24—25, Paris 1943.

E. Boncev, Aus der alpidischen Tektonik Bulgariens. Zeitschr. Bulgar. geol. Ges., 12, 245—247, Taf. 1—2, Sofia 1940.

J. Boussac, Etudes paléontologiques sur le Nummulitique alpin. Mém. serv. expl. Carte géol. France. 440 S., 22 Taf. Paris 1911.

A. Brongniart, Mémoires sur les terrains de sédiment supérieur calcaréo-trappéens du Vicentin et sur quelques terrains d'Italie, de France, d'Allemagne, etc., qui peuvent se rapprocher à la même époque. 86 S., 6 Taf. Paris 1823.

L. v. Buch, Lagerung der Braunkohlen in Europa. Ber. Akad. Wiss., 683—701, Berlin 1851.

M. Cossmann, Synopsis illustré des Mollusques de l'Eocène et de l'Oligocène en Aquitaine. Mém. Soc. géol. France, Nr. 55, 220 S., 14 Taf. Paris 1921.

M. Cossmann & G. Pissarro, The mollusca of the Ranikot Series. Pal. Ind. N. S. 3, Nr. 1, 83 S., 8 Taf. Calcutta 1909.

M. Cossmann & G. Pissarro, Iconographie complète des coquilles fossiles de l'Eocène des environs de Paris. 1 (Taf. 1—45). Paris 1904—1906. 2, fasc. 1 (Taf. 1—9) 1906, fasc. 2 (Taf. 10—25) 1910, fasc. 3 (Taf. 26—45) 1911, fasc. 4 (Taf. 46—65). Paris 1913.

J. Cuvillier, Révision du Nummulitique égyptien. Mém. Inst. d'Egypte, 16, 1—371, Taf. 1—26. Le Caire 1930.

J. Cuvillier & J. Dupouy-Camet, Phénomènes de remaniement dans le Tertiaire marin de l'Aquitaine occidentale. C. r. Soc. géol. France, 210—211, Paris 1947.

G. Dainelli, Il Miocene inferiore del Monte Promina in Dalmazia. Pal. Italica, 7, 235—285, Taf. 29—33. Pisa 1901.

G. Dainelli, La formazione eocenica di Bribir in Dalmazia. Pal. Italica, 10, 140—273, Taf. 15—17, 1904. — 11, 1—92, Taf. 1—2. Pisa 1905.

G. Dainelli, L'Eoceno Friulano. Mem. geografiche. 721 S., 56 Taf. Firenze 1915.

W. O. Dietrich, Anthracotherium dalmatinum H. v. M. und die Altersfrage der Prominaschichten. Neues Jahrb. f. Min. etc., Monatsh. B, 17—22. Stuttgart 1944.

G. F. Dollfus, Limites de l'Oligocène dans les Alpes, Chaîne principale. C. r. Soc. géol. France, 110—113. Paris 1918.

J. Dröger, Die Lamellibranchiaten von Häring bei Kirchbichl in Tirol. Jahrb. geol. Reichsanst., 53, 253—284, Taf. 11—13. Wien 1904.

C. v. Eттingshausen, Über die fossile Flora des Monte Promina in Dalmatien. S.-B. Akad. Wiss., m.-n. Kl., 10, 424—429. Wien 1853.

C. v. Eттingshausen, Die eocene Flora des Monte Promina. Denkschr. Akad. Wiss., m.-n. Kl., 8, 1—28, Taf. 1—14. Wien 1855.

R. Fabiani, Il Paleogene del Veneto. Mem. Ist. geol. R. Univ. 3, 1—336, Taf. 1—9. Padova 1915.

R. Fabiani, Il Terziario del Trentino. Ibid., 6, 1—60. Padova 1922.

A. Fabre, Description géologique des terrains tertiaires du Médoc et essai sur la structure tectonique du département de la Gironde. 553 S., 17 Taf. Bordeaux 1939.

F. Fedden, On the distribution of the fossils described by MM. d'Archiaq & Haime in the different Tertiary and Infra-Tertiary groups of Sind. Mem. geol. Surv. India, 17, 197—210. Calcutta 1880.

J. Felix, Anthozoa eocaenica et oligocaenica. Fossilium Catalogus, pars 28. Berlin 1925.

F. Fötterle, Verzeichnis der an die K. K. geol. Reichsanstalt gelangten Einsendungen von Mineralien, Gebirgsarten, Petrefacten usw. Jahrb. geol. Reichsanstalt 2, 135—148. Wien 1851.

E. Fournier, Observations sur la tectonique de la bordure méridionale du bassin crétacé de Fuveau. Bull. Soc. géol. France (3), 26, 613—631. Paris 1898.

K. F. Frauscher, Das Unter-Eocän der Nordalpen und seine Fauna. Denkschr. Akad. Wiss., m.-n. Kl., 51, 37—270, Taf. 1—11. Wien 1886.

F. v. Friese, Die Bergwerksindustrie von Dalmatien. Wien 1858.

T. Fuchs, Beitrag zur Kenntnis der Conchylienfauna des Vicentinischen Tertiärgebirges. Denkschr. Akad. Wiss., m.-n. Kl., 30, 137—216, Taf. 1—11. Wien 1870.

P. Gocev, Revision und Ergänzung der alttertiären Fauna von Haskovo. Zeitschr. Bulgar. geol. Ges., 2, 17—36, Taf. 1—4. Sofia 1931.

P. Gocev, Über einige wenig bekannte paläogene Faunen Süd-Bulgariens. Ibid., 5, 177—211, Taf. 1. Sofia 1933.

P. Gocev, Versuch einer Parallelsierung des Paläogens der Balkanländer. Ibid., 7, 24—49. Sofia 1935.

A. de Gregorio, Fauna di S. Giovanni Marone. 106 S., 7 Taf. Palermo 1880.

K. Gröpp, Die Fauna der Oligozänablagerung am Rande des Kara-Dag, nördlich von Usküb. Beitr. z. Geol. v. Mazedonien. Abh. Gebiet d. Auslandskunde, 7 (C), 3, 42—61, Taf. 11. Hamburg 1922.

F. v. Hauer, Bemerkungen über Gebirgsarten und Petrefacten aus Dalmatien. Jahrb. geol. Reichsanst., 3, 192—194. Wien 1852.

F. v. Hauer, Geologische Übersichtskarte der österreichischen Monarchie nach den Aufnahmen der K. K. geol. Reichsanst. Blatt Nr. 10. Dalmatien. Jahrb. geol. Reichsanst., 18, 431—454. Wien 1868.

F. v. Hauer, Die Geologie und ihre Anwendung auf die Kenntnis der Bodenbeschaffenheit der österr.-ungar. Monarchie. 681 S. Wien 1875.

K. Hofmann, Beiträge zur Kenntnis der Fauna des Hauptdolomites und der älteren Tertiär-Gebilde des Ofen-Kovácsier Gebirges. Mitt. a. d. Jahrb. K. ungar. geol. Anst., 2, 181—206, Taf. 12—17. Budapest 1873.

A. Jeannot, Sur des cassures nummulitiques dans les Alpes de Schwytz. C. r. Soc. géol. France, 70—71. Paris 1939.

F. v. Kerner (-Marilaun), Über die geologischen Verhältnisse der Gegend von Darniš in Dalmatien. Verh. geol. Reichsanst., 75—81. Wien 1894.

F. v. Kerner (-Marilaun), Die geologischen Verhältnisse der weiteren Umgebung des Petrovo Polje in Dalmatien. Ibid., 406—466. Wien 1894.

- F. v. Kerner (-Marilaun), Geologische Spezialkarte der österr.-ungar. Monarchie, Blatt Kistanje und Drniš. Wien 1896.
- F. v. Kerner (-Marilaun), Erläuterungen zur geologischen Karte der österr.-ungar. Monarchie, Blatt Kistanje—Derniš. 40 S. Wien 1901.
- F. v. Kerner (-Marilaun), Die Kohlenmulde von Dubravica bei Skardona. Verh. geol. Reichsanst. 245—256, Wien 1917.
- F. v. Kerner (-Marilaun), Deutschlands Klima im Eozän. Mitt. geol. Ges., **35**, 1—9. Wien 1944.
- O. Kühn, Das Alter des braunkohlenführenden Tertiärs von Bosnien, der Herzegowina und Dalmatien. Zentralbl. f. Min. usw., B, 569—571. Stuttgart 1928.
- O. Kühn, Ein Eozänvorkommen auf Chalkidike. Zentralbl. f. Min. usw., B, 125—136, 165—177. Stuttgart 1934.
- O. Kühn, in: E. Dittler & O. Kühn, Die Genesis der Sanntaler Bauxite. Chemie der Erde, **8**, 462—495. Jena 1933.
- F. Lanza, Essai sur les formations géognostiques de la Dalmatie et sur quelques nouvelles espèces de Radiolites et d'Hippurites. Bull. Soc. géol. France (2), **13**, 127—138, Taf. 9. Paris 1856.
- P. Lamare, Recherches géologiques dans les Pyrénées Basques d'Espagne. Mém. Soc. géol. France, N. S., **12**, Mém. Nr. 27, S. 1—465, Taf. 1—7. Paris 1936.
- A. F. de Lapparent, Sur une faille affectant le Bartonien à Fère en Tardenois (Aisne). C. r. Soc. géol. France, 17—19. Paris 1943.
- M. Leriche, Sur la nécessité de maintenir les étages Lédien (Auversien) et Bartonien dans la classification de l'Eocène du bassin Anglo-Franco Belge. Bull. Soc. géol. France (4), **25**, 369—373. Paris 1925.
- M. Leriche, Les couches de base du Bartonien dans le bassin Belge. Bull. Soc. Belge de Géol., **52**, 104—121. Bruxelles 1943.
- R. Loss, L'Eocene di Cimone e la sua fauna. Studi Trentini sci. nat., **21**, 1—83, Taf. 1—5. Trento 1940.
- G. Maillard & A. Locard, Monographie des Mollusques tertiaires terrestres et fluviatiles de la Suisse. Mém. Soc. pal. Suisse, **18**, 1—127, Taf. 1—7, 1892. — **19**, 131—275, Taf. 8—12. Genève 1893.
- H. v. Meyer, Briefliche Mitteilung an F. v. Hauer über *Anthracotherium dalmatinum*. Jahrb. geol. Reichsanst., **4**, 165, Wien 1853.
- L. & J. Morellet, Sur la Bartonien de la vallée du Petit-Morin entre la Ferté-sous-Jouarre et Verdélot. Bull. Soc. géol. France (4), **27**, 207—215. Paris 1927.
- L. & J. Morellet, Que faut-il entendre par „Bartonien“ Mayer-Eymar, C. r. Soc. géol. France, 73—74. Paris 1934.
- L. & J. Morellet, Les divers interprétations du terme Bartonien. Bull. Soc. géol. France (5), **10**, 105—119. Paris 1941.
- P. Oppenheim, Die Land- und Süßwasserschnecken der Vicentiner Eocänbildungen. Denkschr. Akad. Wiss., m.-n. Kl., **57**, 113—150, Taf. 1—5. Wien 1890.
- P. Oppenheim, Die eocäne Fauna des Monte Pulli bei Valdarno im Vicentino. Zeitschr. geol. Ges., **46**, 309—445, Taf. 20—29. Berlin 1894.
- P. Oppenheim, Beitrag zur Kenntnis des Oligocän und seine Fauna in den venetianischen Voralpen. Ibid., **52**, 243—326, Taf. 9—11. Berlin 1900.
- P. Oppenheim, Die Priabonaschichten und ihre Fauna. Paläontographica, **47**, 348 S., 21 Taf. Stuttgart 1900—1901.
- P. Oppenheim, Über einige alttertiäre Faunen der österr.-ungar. Monarchie. Beitr. Pal. und Geol. Österreich-Ungarns u. d. Orients. **13**, 140—277, Taf. 11—19. Wien 1901.
- P. Oppenheim, Über die Fauna des Monte Promina in Dalmatien und das Auftreten von Oligocän in Mazedonien. Zentralbl. f. Min. usw., 266—281. Stuttgart 1902.
- P. Oppenheim, Neue Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Balkanhalbinsel. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. **57**, 109—180, 8 Taf. Berlin 1906.
- P. Oppenheim, Fauna und Alter des Konglomerats von Zdaunek bei Kremsier. Jahrb. geol. Reichsanst., **63**, 695—710, 26 Taf. Wien 1913.
- P. Oppenheim, Über eine Eocänfauna der Polje von Lukavac bei Nevenje in der Herzegowina. 100 S., 4 Taf. Berlin 1923.

P. S. Pavlovič, Matériaux pour l'études du Tertiaire en Serbie. III. Ann. géol. Péninsule Balkanique, 8, 2, 83—96. Beograd 1926.

K. Peters, Wirbeltierreste vom Monte Promina in Dalmatien. Jahrb. geol. Reichsanst., 6, 184. Wien 1855.

W. Petraschek, Zur Kenntnis des Eocäns am Ostende der Rhodopemasse. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., 73, Monatsber., 129—136. Berlin 1921.

W. Petraschek, Das Bergbauggebiet von Siveric und Velusic am Monte Promina. In: Kohlengeologie der österr. Teilstaaten. II. 357—359. Kattowitz 1926—1929.

L. Pieragnoli, Fossili eocenici d'Egitto, raccolti da Figari Bey con altri dell'Arabia Petrea. Boll. Soc. geol. Italia, 54, 161—190, 2 Taf. Roma 1936.

P. Principi, Le flore del Paleogene. Atti soc. sci. lett. Genova, 4, 181—216, 287—318. Pavia 1939.

H. W. Quitzow, Das Alttertiär des Prominaberges und eine mittel-eocäne Gebirgsbildung in Dalmatien. Ber. Reichsst. Bodenforsch. 180—187. Wien 1941.

W. G. Radev, Beiträge zur Geologie der Rhodope. Geologie der Umgebung von Schech-Djumaja. Ann. Univ., 2, 25—52, Taf. 1—8. Sofia 1926.

R. D. Reed, Geology of California. 355 S. Tulsa 1933.

A. E. Renß, Oberoligoäne Korallen aus Ungarn. S.-B. Akad. Wiss., m.-n. Kl., 61, 1—20, Taf. 1—5. Wien 1870.

A. Rovereto, Studi monografici sugli Annelidi fossili. Pal. Ital. 10, 1—74, Taf. 1—4. Pisa 1904.

G. Rovereto, Referat über Dainelli 1901. Riv. Ital. Pal., 8, 2—3, Bologna 1902.

P. Rozlozsnik, Einleitung in das Studium der Nummulinen und Assilinen. Mitt. Jahrb. K. Ungar. geol. Anst., 26, Heft 1. 154 S., 1 Taf. Budapest 1927.

P. Rozlozsnik, Studien über Nummulinen. Geologica Hungarica (Pal.) Fasc. 2, 164 S., 8 Taf. Budapest 1929.

G. Schlehán, Erläuterung der eingesendeten Sammlung aus Dalmatien und Istrien. Jahrb. geol. Reichsanst., 2, 137—140. Wien 1851.

W. Schmidt, Über eine vermeintliche intraeocäne Faltung im Pariser Becken. Zentralbl. f. Min. usw., B., 353—356. Stuttgart 1941.

R. Schubert, Das Verbreitungsgebiet der Prominaschichten im Kartenblatte Novigrad—Benkovac. Jahrb. geol. Reichsanst., 54, 461—510, Taf. 12. Wien 1905.

R. Schubert, Zur Stratigraphie des istrisch-norddalmatinischen Mittel-eocäns. Ibid., 55, 153—188. Wien 1905.

R. Schubert, Die Küstenländer Österreich-Ungarns. Handb. region. Geol., 5, Heft 1, 51 S. Heidelberg 1914.

C. Socin, Fauna dei tufi basaltici dell'Eocene del territorio di Brentonico. Studi Trentini di sci. nat., 20, 63. Trento 1939.

G. Stache, Über das Alter von bohnerzföhrnden Ablagerungen am „Monte Promina“ in Dalmatien. Verh. geol. Reichsanst. 385—387. Wien 1886.

G. Stache, Die liburnische Stufe und deren Grenzhorizonte. Abh. geol. Reichsanst., 13, 170 S., 8 Taf. Wien 1889.

C. de Stefani, Viaggio nella penisola balcanica. Boll. Soc. geol. Italiana, 14, 283—284. Roma 1895.

C. de Stefani, Géotectonique des deux versants de l'Adriatique. Ann. Soc. géol. Belg. 33, 193—278 Liège 1906.

K. Stegl, Abschnitt Dalmatien in: Die Mineralkohlen Österreichs. herausgegeben vom Komitee des Allg. Bergmanntages. 186—198. Wien 1903.

H. Stille, Grundfragen der vergleichenden Tektonik. 443 S. Berlin 1924.

H. Stille, Einführung in den Bau Amerikas. 717 S. Berlin 1940.

W. v. Teppner, Lamellibranchiata tertiaria: Anisomyaria, I. Fossilium Catalogus, pars 2. Berlin 1914. — II. Ibid. pars 15. Berlin 1922.

A. R. Toniolo, L'Eocene dei dintorni di Rozzo in Istria e la sua fauna. Pal. Italica, 15, 237—296, Taf. 24—26. Pisa 1909.

P. Viennot, Recherches structurales dans les Pyrénées occidentales françaises. Bull. Serv. Carte géol. France, 30, 151—418, 11 Taf., 1 Karte. Paris 1927.

P. E. Vinassa de Régnay, Synopsis dei molluschi terziari delle Alpi venete. *Pal. Italica*, **1**, 211—275, Taf. 16—18, 1896. — **2**, 149—184, Taf. 21—22, 1897. — **3**, 145—200, Taf. 19—20. Pisa 1898.

R. de Visiani, Piante fossili della Dalmazia. *Mem. R. Istituto Veneto di sci., lett. e arti*, **7**, 35 S., 6 Taf. Venezia 1858.

E. M. Vredenburg, A supplement to the mollusca of the Ranikot series. *Pal. Ind. N. S.*, **10**, Nr. 4, 315 S., 4 Taf. Calcutta 1928.

W. Wenz, Gastropoda extramarina tertiaria. *Fossilium Catalogus*, partes 17, 18, 20—23, 32, 38, 40, 43—46. Berlin 1923—1930.

W. Wenz, Land- und Süßwassermollusken aus der eocänen Braunkohle des Geiseltales. *Paläont. Zeitschrift*, **14**, 31—37. Berlin 1932.

K. A. Zittel, Die obere Nummulitenformation in Ungarn. *S.-B. Akad. Wiss., m.-n. Kl.*, **46**, 353—395, Taf. 1—3. Wien 1862.



1



2



3



4



5



6

Erklärung der Tafel I.

- Fig. 1: *Siderastraea parisiensis* E. & H. Ansicht von oben. Nat. Gr.
 Fig. 2: *Trochoseris semiplana* Opph. Ansicht von oben. Nat. Gr.
 Fig. 3: Dasselbe, Unterseite. Nat. Gr.
 Fig. 4: *Stylacropora eocaenica* nov. gen., nov. spec. 2 Stämmchen. Nat. Gr.
 Fig. 5: Dasselbe. Ein Stämmchen. Nat. Gr.
 Fig. 6: *Crassatella daineltii* nov. spec. Rechte Klappe. Auf die Hälfte verkl.



7



8



9



10



11

Erklärung der Tafel II.

- Fig. 7: *Calliophalus ilsa* nov. spec. von der Seite. Nat. Gr.
Fig. 8: Dasselbe, von oben. Nat. Gr.
Fig. 9: *Turritella gradataeformis* Schauroth. Nat. Gr.
Fig. 10: *Cerithium cvijići* Dainelli. Nat. Gr.
Fig. 11: *Cerithium dalmatinum* Dainelli. Nat. Gr.

Die altpliozänen Bären von Hundsheim in Niederösterreich.

Von H. Zapfe.

Mit 3 Tafeln.

Inhalt:

	Seite
Einleitung	95
I. Materialübersicht	96
II. Fundort und Alter der Fauna von Hundsheim	97
III. Das Bärenskelett von Hundsheim	98
IV. Einzelfunde von Bärenresten aus Hundsheim	120
a) Material aus der Grabung Sickenberg	120
b) Der Schädel „Hundsheim II“	129
c) Material der Grabung Toulua („ <i>U. arctos</i> L. var. <i>priscus</i> Goldf.“)	130
V. <i>Ursus deningert</i> v. Reich. aus den Mosbacher Sanden	136
VI. Die systematische Stellung der Bären von Hundsheim	147
VII. Die stammesgeschichtliche Stellung des <i>U. deningert</i> und der Bären von Hundsheim	152
VIII. Der stratigraphische Wert der Art <i>U. deningert</i> und der Bären von Hundsheim	155
IX. Bemerkungen zur Frage des Vorkommens und Lebensraumes der Bären von Hundsheim	156
X. Zusammenfassung	158
Anhang: Die Bären von Deutsch-Altenburg	160

Einleitung.

Die in den Jahren 1931 und 1932 durch O. Sickenberg an der alten Fundstelle von Hundsheim durchgeführten Grabungen förderten u. a. ein nahezu vollständiges Bärenskelett nebst zahlreichen Einzelfunden von Bärenknochen und -zähnen zutage. Ehrenberg (1933) berichtet erstmalig über den bemerkenswerten Skelettfund, der auch im Vordergrund dieser Untersuchungen steht. 1938 wurde ich mit der endgültigen Bearbeitung dieses Materiales beauftragt. Über das vorläufige Ergebnis meiner Untersuchungen berichtete ich auf der Tagung der Paläont. Gesellschaft in Bayreuth 1938 (vgl. Zapfe, 1939a). Das Erscheinen einer ausführlichen Beschreibung verhinderte der Krieg.

Obwohl durch die erwähnten vorläufigen Berichte schon verschiedene wesentliche Ergebnisse vorweggenommen und bekanntgemacht

sind, rechtfertigt die stammesgeschichtliche Bedeutung des Materiales und die Einzigartigkeit der Erhaltung des Skelettfundes die Mühe, auch nach langer Unterbrechung und unter schwierigen Verhältnissen die Untersuchungen zu vollenden und zu veröffentlichen.

Einen wesentlichen Teil dieser Arbeit bildete der Vergleich der Hundsheimer Bären mit *U. deningeri* v. Reich. Die dazu erforderliche Untersuchung des Originalmateriales im Naturhistorischen Museum in Mainz ermöglichte mir die Akademie der Wissenschaften in Wien durch die Gewährung einer Reisesubvention.

Für die Betrauung mit dieser Arbeit danke ich meinem damaligen verehrten Vorstand, Prof. Dr. K. Ehrenberg. Für die Überlassung fossilen, bzw. rezenten Vergleichsmateriales aus den Sammlungen ihrer Institute habe ich folgenden Herren zu danken: Kustos Dr. O. Koller (Wien), Prof. Dr. O. Krölling (Wien), Prof. Dr. J. v. Piaz† (Wien), Prof. Dr. H. Pohle (Berlin), Dir. Dr. E. Schertzt† (Mainz), Prof. Dr. G. Schlesinger† (Wien), Prof. Dr. J. Versluys† (Wien). Für die Übersendung von Material danke ich der Leitung des Museums der Stadt Wiesbaden. Herru Dr. E. Thenius (Paläont. u. Paläobiol. Inst. Univ. Wien) verdanke ich wertvolle Unterstützung bezüglich der Literatur.

I. Materialübersicht.

Folgendes fossile und rezente Material wurde für die vorliegenden Untersuchungen herangezogen:

Plistozäne Bären.

1. Hundsheim. Bärenskelett und Fundmaterial der Grabung Sickenberg, Paläont. u. Paläobiol. Inst. d. Univ. Wien.

2. Hundsheim. Schädel „Hundsheim II“. Paläont. u. Paläobiol. Inst. Univ. Wien.

3. Hundsheim. Material der Grabung Toulou („*U. arctos* L. var. *priscus* Goldf.“) Naturhist. Museum Wien. Originale zu Ehrenberg (1929a).

4. Deutsch-Allenburg. Naturhist. Museum Wien. Originale zu Ehrenberg (1929a).

5. *Ursus deningeri*. Mosbacher Sande. Gesamtes Material der Museen in Mainz und Wiesbaden.

6. *Ursus spelaeus*. Das in der Sammlung des Paläont. u. Paläobiol. Inst. d. Universität in Wien erliegende Material aus der Drachenhöhle bei Mixnitz, Stmk., der Salzofenhöhle im Toten Gebirge, O.-Öst., der Schreiberwandhöhle am Dachstein, O.-Öst., sowie mit Genehmigung Prof. Ehrenbergs; Teile des noch unveröffentlichten Materiales aus der Bärenhöhle von Winden, Bgd.

Rezente Braunbären.

Ursus arctos.

1 Schädel, adult, Sutieskaschlucht bei Novipazar, Serbien (Paläont. u. Paläobiol. Inst. Univ. Wien).

1 Schädel, adult, Nemila, Bosnien (Paläont. u. Paläobiol. Inst. Univ. Wien).
Teile eines Skelettes mit Schädel, adult, ca. 10jähr. ♂, Tgt. Wien-Schönbrunn, imp. aus Bulgarien (Paläont. u. Paläobiol. Inst. Univ. Wien, Acqu. Nr. 1256).

2 montierte Skelette, adult u. juv. (Tierärztl. Hochschule Wien).

1 zerlegtes Skelett¹⁾, cf. ♀, adult (Zool. Inst. Univ. Wien).

¹⁾ U. a. Orig. zu den vergleichenden metrischen Untersuchungen von Ehrenberg (1942).

- 1 montiertes Skelett, adult, „Europa“ (Zool. Inst. Univ. Wien).
 1. Schädel, adult, Com. Arva, Ungarn (Naturhist. Mus. Wien, Acqu. Nr. 51).
 1. Schädel, fast adult, Bosnien (Naturhist. Mus. Wien, ohne Acqu. Nr.).
 1 Schädel, fast adult, Tgt. Wien-Schönbrunn (Naturhist. Mus. Wien, ohne Acqu. Nr.).
 Teile eines Extremitäten-Skelettes (Naturhist. Mus. Wien, Acqu. Nr. 1312).
 Teile eines Skelettes ohne Schädel (Zool. Mus. Univ. Berlin, Acqu. Nr. 35.488).
 1 Schädel, adult, subfossil, Schweden (Naturhist. Reichsmus. Stockholm).
Ursus arctos syriacus H. E.
 1 Schädel, adult ♀ (Acqu. Nr. 2922, Naturhist. Mus. Wien).
 1 Schädel, fast adult (Acqu. Nr. 2384, Naturhist. Mus. Wien).
Ursus arctos meridionalis Midd.
 1 Schädel, fast adult ♀, Kavadere (Acqu. Nr. 4220, Naturhist. Mus. Wien).
Ursus arctos piscator Pucheran.
 10 Schädel, fast adult bis adult, Kamtschatka (Acqu. Nr. Ka III98, Ka III123, Ka IV28, Ka IV47, Ka IV64, Ka IV86, Ka IV96, Ka V42, Ka V103, Ka V113, Naturhist. Mus. Wien).
Ursus arctos cf. beringianus Midd.
 1 Schädel, adult, Wladiwostok (Acqu. Nr. 977, Naturhist. Mus. Wien).

II. Fundort und Alter der Fauna von Hundsheim.

Der weitaus größte Teil des altpliozänen Säugetiermaterials mit der Fundortbezeichnung „Hundsheim“ entstammt der von Toulou (1902) beschriebenen klassischen Fundstelle, einem lehmgefüllten, spaltenförmigen Karsthohlraum in einem großen, heute aufgelassenen Steinbruch am Südbhang des Hundsheimerberges bei Hundsheim SO Deutsch-Altenburg a. d. Donau in Niederösterreich.

Die blaugrauen, gebankten, stellenweise dolomitischen Kalke sind tektonisch stark durchbewegt und neigen zur Höhlenbildung. („Ballenstein-Kalke“ des Jura, vorwiegend Lias; siehe Beck und Vetter, 1904.) Nahe neben der Fundstelle befindet sich die zugänglich gemachte „Güntherhöhle“.

Von dieser Örtlichkeit stammen die Funde folgender Ausgrabungen: Die Hauptmasse des Materials der Grabung Toulou, u. a. das Skelett von *Dicerorhinus etruscus* var. *hundsheimensis* Toulou. Nur vereinzelte Funde erwähnt Toulou (1902) aus benachbarten kleineren Hohlräumen.

Das Fundmaterial Freudenberg (1908).

Sämtliche Funde der Grabung Sickenberg (1931/32), somit auch das hier beschriebene Bärenskelett. Soweit dem Grabungsprotokoll zu entnehmen, lag das Bärenskelett in stark gelockertem Verband ungefähr im Niveau des Einganges der benachbarten Güntherhöhle. An der Zusammengehörigkeit der Skelettelemente besteht angesichts der Fundumstände kein Zweifel.

Das noch unveröffentlichte Material der Grabung U. Lehmanns im Jahre 1943.

Was die stratigraphische Stellung der Hundsheimer Fauna betrifft, so ist das altpliozäne Alter schon seit ihrer Entdeckung erkannt. Genauere Anhaltspunkte bieten die vorläufigen Ergebnisse Sickenbergs (1933), der auf ein wärmeres, bis mediterranes Klima für die Hundsheimer Fauna schließt, sowie die Revision der Kleinsäuger durch Kormos (1937), der die Fauna am Ende seines Präglazials etwas jünger als die Upper Freshwater Beds einstuft. Demnach wäre

die Fauna von Hundsheim nach dem üblichen zeitlichen Schema in das Mindel-Riß-Interglazial zu stellen (vgl. S. 156).

Wichtig ist in diesem Zusammenhang noch die Tatsache, daß keiner der bisherigen Ausgräber eine stratigraphische Gliederung im Profil der Hundsheimer Fundstelle erkennen konnte, so daß bisher keine Veranlassung besteht, innerhalb des Fundmaterials eine Altersverschiedenheit im geologischen Sinne anzunehmen.

III. Das Bärenskelett von Hundsheim.

Vorbemerkung.

Hinsichtlich des Gebisses und der Terminologie der Zahnkronenelemente stützt sich die folgende Darstellung im wesentlichen auf die zusammenfassende Arbeit von Rode (1935), wo auch alle bis dahin erschienene einschlägige Literatur angeführt ist. Auch die Maße der Zähne wurden in der bei Rode angegebenen Weise genommen. — Für das Skelett wurden alle bisher beschriebenen morphologischen und metrischen Merkmale ausgewertet, die den osteologischen Vergleich zwischen Braunbären und Höhlenbären betreffen (vgl. Ehrenberg, 1942, und die dort zitierte Literatur). Die Maße des Schädels wurden nach Marinelli (1931) genommen. Für alle übrigen Maße ergibt sich die Meßweise aus der Bezeichnung oder es wurde dem Verfahren von Duerst (1926) gefolgt. In derselben Weise wurde in allen folgenden Abschnitten dieser Arbeit vorgegangen. Alle Maße sind in Millimetern angegeben.

Der Schädel (Taf. I).

Der Schädel ist — abgesehen von kleinen Ergänzungen — gut erhalten und gestattet fast alle Abmessungen, wie sie am Schädel der jungpliozänen Höhlenbären von Mixnitz durchgeführt wurden.

Ergänzt ist die Region des Alisphenoids und die angrenzenden Teile des Frontale in der Augenhöhle auf beiden Seiten des Schädels.

Von der Schädelbasis fehlen das Basisphenoid und Präsphenoide mit den anschließenden Teilen der Pterygoide. Es fehlen ferner der Vomer und die Knochen im Inneren der Nasenhöhle (Os ethmoideum usw.). Vom Gebiß fehlen die Eckzähne und Schneidezähne. Eine P³-Alveole ist rechtseitig vorhanden, links weist der Kieferknochen eine kleine Beschädigung auf.

Wie schon in der ersten Mitteilung über diesen Fund hervorgehoben wurde (Ehrenberg, 1933), ist die Gesamtform des Schädels durch die eigenartige Verbindung speläoider und arctoider Eigentümlichkeiten gekennzeichnet. Es soll hier versucht werden, diese morphologischen Merkmale darzulegen und zu vergleichen. Das Gesamtbild des Schädels wird vor allem durch folgende Merkmale beherrscht: die steile Glabella mit der kurzen Schnauze und anderseits die geringe Gesamtgröße und das niedrige Hinterhaupt.

Beginnen wir die genaue Betrachtung am Vorderende des Schädels. Die Breite der Schnauze ist auffallend gering und liegt weit unter

den Maßen des typischen Höhlenbären von Mixnitz²⁾ (vgl. das Maß „Caninbreite“ in Tab. I). Dieses Verhalten mag auch für die Frage des Geschlechts des vorliegenden Individuums von Wichtigkeit sein. Der starken Glabellabildung wurde schon Erwähnung getan. Die Glabella ist extrem steil und durchaus speläoid. Die beim europäischen Braunbären gelegentlich, bei den untersuchten Schädeln des Kamtschatka-Bären regelmäßig vorhandene Stirneinsenkung kann beträchtliche Tiefe erreichen. Die Einsenkung der Glabella ist jedoch bei den Braunbären stets weniger steil als bei *U. spelaeus*. Beim Kamtschatka-Bären handelt es sich wohl um eine Konvergenzerscheinung, bedingt durch das weitgehende Abweichen von der räuberischen und karnivoren Lebensweise.

Die nach der Seite nur flach ausladenden Jochbögen sind in ihrer Form als arctoid zu bezeichnen. Dies gilt in besonderem Maße für die Condylen des Hinterhauptes. Die beiden Gelenkhöcker sind schmal und länglich und liegen zueinander fast parallel zu beiden Seiten des Foramen magnum; unterhalb desselben sind sie durch eine tiefe, breite Einsenkung voneinander getrennt. Eine Ausbildung, wie sie an den Schädeln des typischen *U. spelaeus* in dieser Weise nicht beobachtet wurde.

Erwähnenswert ist hier auch die im Vergleich zum Höhlenbären geringe Ausbildung der Crista occipitalis. Das Hinterhaupt ist in seiner Form arctoid. Es ist niedriger als beim Höhlenbären. Das Acrocranium springt weniger weit vor. Die Hinterhauptshöhe fällt durchaus in die arctoiden Schwankungsbreite (vgl. Tab. I, S. 100).

Wie schon erwähnt, ist der Schädel auch durch seine relativ geringe Größe gegenüber *U. spelaeus* gekennzeichnet. Über diese Verhältnisse gibt die Tab. I S. 100) Aufschluß. Sie soll die großemäßige Stellung des Hundsheimer Schädels zu allen für den Vergleich in Frage kommenden Bären zur Darstellung bringen.

Vergleicht man die Maße der Höhlenbären und Braunbären, so zeigt sich, daß die Schwankungsbreiten kleiner Höhlenbären sich mit den Maßen der größten Braunbären berühren und überschneiden (*U. arctos piscator*, *U. arctos nemoralis*). Der Hundsheimer Schädel liegt mit seinen Maßen vorwiegend in dieser Mittelzone, ein Verhalten, das mit der Kombination arctoider und speläoider morphologischer Merkmale am Schädel vollkommen übereinstimmt.

Zu Tabelle I:

Zu den Maßen der europäischen Braunbären ist zu ergänzen, daß ihre Schwankungsbreite nach oben hin noch erweitert wird durch die von Degerböl (1933) und Hülzheimer (1937) aus Dänemark und Nord-Deutschland beschriebene subfossile Unterart *U. arctos nemoralis* Degerböl. Mit einer Basilarlänge bis 353 mm wird sie nur von *U. arctos piscator* übertroffen. — Für den Höhlenbären werden die Maße des sog. „Vollstadiums“ der Mixnitzer Bärenpopulation angegeben, während die sog. „Zwerge“ nicht einbezogen werden, die zum größten Teil als degenerative Endformen vor dem Aussterben dieses Bärenstammes betrachtet werden. Da aber nicht anzunehmen ist, daß immer alle kleineren Höhlenbärenschädel im obigen Sinne zu deuten sind und sicherlich in allen Entwicklungsphasen des Höhlenbärenstammes auch kleinere Individuen beider Geschlechter mitlaufen,

²⁾ Die sogenannten „Zwergformen“ der alpinen Höhlenbären sind absichtlich aus diesem Vergleich ausgeschlossen.

Tabelle I.

Schädel	Basilarlänge	Kraniallänge	Faziallänge	Profillänge	Vordere Augenlänge	Obere Schnauzenlänge	Backenzahnlänge	Diastem	Schnauzenhöhe I	Schnauzenhöhe II	Schnauzenhöhe III	Hinterhaupthöhe	Caninbreite	Infracorbitalbreite	Stirnbreite	Jochbogenbreite	Schläfenenge	Hinterhauptbreite
<i>U. arctos</i> (europ. Braunbären)	267— —324	130— —179	128— —148	298— —376	112— —139·5	250— —323	62— —78	21— —35	47— —60	—	81— —99	76— —100	66— —84	60— —81	86— —123	163— —237	66— —75	125— —184
<i>U. arctos piscator</i> Kamtschatka	287— 375	156— —212	131— —163	324— —412	128— —162	266— —347	68— 79·5	27— —34	59— —72	67— —84	84— —120	90— —116	70— —93	67— —89	101— —140·5	206— —254	72— —87	154 —205
<i>U. deningeri</i> <i>hundsheimensis</i> Coll. TOULA	ca. 310	ca. 170	147	352	129	—	77	28	—	—	—	ca. 108	—	81	ca. 130	ca. 200	76	ca. 162
<i>U. deningeri</i> <i>hundsheimensis</i> Sch. d. Sk-lett.	870	210	160	408	155	327	61	35 un. 39·5 dat.	70	89	131	91	90·5	70·5	120·3	231·5	72	177·5
<i>U. deningeri</i> <i>hundsheimensis</i> „Hundsh. II“	ca. 365	ca. 190	ca. 175	ca. 395	ca. 167	—	—	—	ca. 71	ca. 84	ca. 134	ca. 82	ca. 87	—	117	—	77	—
<i>U. deningeri</i> Mosbach. Sde. Orig. z. v. REICH.	460	248	211	512	216	411	101	64	80	94	143	128	112	100	+130	268	86	+150
<i>U. deningeri</i> Mosbach. Sde. (1939/1094)	394	222	174	418	167	344	81	54	73	97	132	72	89	84	129	210	7	171
<i>U. deningeri</i> Mixnitz	369	194	176	—	176·5	—	86	44	—	84	—	—	93	83	—	242	74	166
<i>U. spelaeus</i> Vollstadium Mixnitz	402— —462	201— —252	181— —217	451— —523	180— —218	353— —411	87— —104	35— —68	80— —104	89— —113	141— —192	112 —147	99— —128	66 —114	124— —181	258 —324	77— —99	188 —248
<i>U. spelaeus</i> Drachenloch b. Vättis	308— —403	153— —222	139— —194	318— —470	190— —190	271— —355	77·5 —92·5	22 —51·5	60— —82	62— —100	100— —148	79— —116	71 —107	68 —90	86— —136	187— —274	65 —88	137 —229

wurden auch die Schwankungsbreiten des Höhlenbären aus dem Drachenloch ob Vättis (nach Bächler, 1940) angegeben, und zwar sind diese Werte aus dem gesamten Schädelmaterial errechnet. Auch ist die aus Mixnitz beschriebene scharfe Grenze zwischen den großen Schädeln des „Vollstadiums“ und den kleinen Schädeln einer späten Entwicklungsphase bei den Drachenlochbären nicht beobachtet worden. Mit den Maßen der Mixnitzer- und der Drachenlochbären soll versucht werden, die gesamte Schwankungsbreite des Höhlenbären in seinen Schädelmaßen anzudeuten.

Der Unterkiefer (Taf. II).

Beide Äste sind gut erhalten. Kleine Beschädigungen in der Gegend der Inzisiv-Alveolen. Die I. inf. und M_3 sin. fehlen, sonst ist das Gebiß vollständig erhalten (C, P_4 - M_3). Alveolen vorderer Prämolaren sind nicht vorhanden. Die I zeigen keine Kulissenstellung. Was die Form des Unterkiefers anlangt, so ist vor allem auf die Lage des Condylus mandibulae hinzuweisen, welche deutlich oberhalb der Kaufläche als speläoides Merkmal zu werten ist. Auch ist die Gesamtform als verhältnismäßig gedrungen zu bezeichnen. Über die Maße des Unterkiefers im Vergleich zu den Dimensionen der anderen Bären gibt Tab. II (S. 101) Aufschluß. In der Gesamtlänge übertrifft der Unterkiefer alle gemessenen Braunbären und fällt bereits in die Variationsbreite des Mixnitzer Höhlenbären. In allen übrigen Maßen liegt er knapp an der oberen Grenze der arctoiden Schwankungsbreite. Ein Vergleich mit den Unterkiefern des *U. deningeri* von Mosbach zeigt, daß die Hundsbeimer Werte alle in dessen Schwankungsbreite fallen. Zusammenfassend kann auch für den Unterkiefer eine gewisse Mittelstellung zwischen primitiven und speläoiden Merkmalen festgestellt werden, wobei die letztgenannten überwiegen.

Tabelle II.

Unterkiefer	Gesamtlänge des Kiefers	Länge d. Zahn- lücke P_4 - U (Diastem)	Linguale Entfernung des M_3 vom Condylusrand	Länge $M_1 + M_2 + M_3$ (Alveolarrand)	Höhe des Kiefers zw. M_2 u. M_3	Höhe des Kiefers vor P_4 (Alveolarrand)	Höhe des Proc. coronoidens über dem Unterrand	Breite des Condylus
<i>U. arctos</i> Europa	205 - 254	30 - 44	54 - 91	61 - 72	37 - 54	39 - 51	103 - 142	41 - 60
<i>U. arctos piscator</i> Kamtschatka	222 - 281	33 - 45	72 - 100.5	64 - 75	44.5 - 61	45 - 61	114 - 147	46 - 65
<i>U. deningeri hundsheimensis</i> (Skelettfund)	288	50	106	78	60	60	149	62
<i>U. deningeri</i> Mosbacher Sde.	255 - 314	40 - 65	89 - 119	73.5 - 96	48 - 66	49 - 66	125 - 172	48.5 - 65
<i>U. spelaeus</i> Mixnitz	276 - 333	54 - 67	91 - 124	75 - 96	56 - 85	62 - 82	135 - 204	60 - 87

Zu Tabelle II:

Die angegebenen Werte stammen von den Messungen aller in der Materialübersicht angeführten Schädel von *U. arctos*, *U. arctos piscator* sowie 11 adulten Unterkiefern von *U. spelaeus* aus der Drachenhöhle bei Mixnitz (Orig. im Paläont. u. Paläobiol. Inst. Univ. Wien) und sämtlichen Unterkiefern von *U. deningeri* aus den Sammlungen der Museen in Mainz und Wiesbaden (s. S. 140). Die Art der Messungen ergibt sich aus den Bezeichnungen der Tabelle. Die meisten Maße nach von Reichenau (1906).

Das Gebiß.

I. sup., C sup. fehlen.

P³ Alveole vorhanden.

P⁴ Tetartocon stark abgekaut. Hinter dem Tritocon ein kleiner Nebenhöcker. Zwischen Tritocon und Tetartocon scheint kein Verbindungskamm vorhanden gewesen zu sein (Abkautung).

Maße: Lge. 20·0; Br. 13·0 (65% d. Lge.).

M¹ Linker Zahn leicht beschädigt. Abkautung stärker als bei M².

Protocon und Metaconulus schon stark abgeschliffen. Mittelfeld relativ wesentlich kleiner als bei *U. spelaeus*, infolge Abkautung keine Einzelheiten des Reliefs mehr erkennbar.

Maße: Lge. 25·5, auß. Lge. d. vord. Zahnteiles 12·0,
Br. d. vord. Zahnteiles 18·0 (69·3% d. Lge.),
Br. d. hint. Zahnteiles 18·5 (72·4% d. Lge.),
Br. i. d. Einschnürung 17·8.

M² Das Gesamtbild wird beherrscht durch die geringe Größe. Trotz leichter Abkautung ist noch der vorwiegend flachfaltige Bau der Kaufläche, besonders des Mittelfeldes, erkennbar. Die Höcker des lingualen Kronenrandes scheinen besonders flach gewesen zu sein. Ein getrennter Hypocon ist vorhanden. Der Talon verschmälert sich rückwärts stark, doch ist die speläoide faziale Einbuchtung der Basis kaum angedeutet.

Maße: Lge. 39·0; Lge. v. Paracon u. Metacon 24·0,
vordere Br. 18·5 (47·4% d. Lge.),
hintere Br. vor d. Endrundung 15·0 (81% d. vord. Br.).

I. inf. fehlen.

C inf. beidseitig erhalten. Auffällig ist die geringe Größe.

Die Spitzen sind abgekaut, der linke Zahn trägt medial eine deutliche Schlißfläche vom I³ herrührend.

Maße: Lge. 17·0; Gesamtlge. nicht meßbar,
Br. 13·0 (76·5% d. Lge.).

P₄ Das Protoconid ist stark nach außen geneigt, Paraconid schwach entwickelt, kräftiges Deuteroconid. Die übrigen Höcker undeutlich klein und durch Abkautung verwischt.

Maße: Lge. dext. 16·0; Lge. sin. 15·0,
Br. 9·5 (59% d. Lge.).

M₁ Einschnürung zwischen Trigonid und Talonid schwach. Lage des Paraconids am Vorderrand der Zahnkrone, nach kranial flach abfallend. Das Entoconid lang, kammförmig, Zusammensetzung aus Einzelhöckern kaum erkennbar. Ein hinterer Randhöcker zwischen Hypoconid und Entoconid ist nicht vorhanden.

Maße: Lge. 27·5; äußere Trigonidlge. 17·9,
vordere Br. 10·7 (38% d. Lge.),
hintere Br. 12·5 (44·6% d. Lge.),
Br. i. d. Einschnürung 10·5.

M₂ Vor dem Protoconid und Metaconid stark abgekaut, so daß vom Paraconid nichts mehr zu sehen ist. Einschnürung zwischen Trigonid und Talonid ist seicht. Vor dem Metaconid scheinen mehrere niedrige Nebenhöcker vorhanden gewesen zu sein.

Tabelle III.

Zahnmaße	<i>U. arctos</i> Europa	<i>U. taubachensis</i> Taubach	<i>U. arctos</i> sp. ⁴ Ehringsdorf	<i>U. deningeri hunds-</i> <i>heimensis</i> (1909 III) Coll. TOULA Hundsheim	<i>U. deningeri</i> <i>hundsheimensis</i> (Skelettfund) Hundsheim	<i>U. deningeri</i> Mosbacher Sdte.	<i>U. spelaeus</i> versch. Fundorte
P₄							
Zahnlänge	18·2—18·2	16·0—20·1	17·2—19·4	17·0	20·0	16·2—21·0	17·2—23·7
Zahnbreite in % d. Lge.	62·3—92·2	64·8—81·0	68·6—67·0	74·1	65·0	65·2—80·5	59·4—84·3
M₁							
Zahnlänge	19·2—25·0	20·2—26·3	22·9—27·0	24·0	25·5	24·0—29·8	24·9—32·5
Br. d. vord. Zahnt. in % d. Lge.	62·8—74·7	65·7—76·7	67·7—70·3	66·6	69·3	61·5—74·7	61·3—75·9
Br. d. hint. Zahnt. in % d. Lge.	68·0—79·8	67·3—80·3	70·3—73·4	75·0	72·4	67·2—75·5	61·0—75·2
M₂							
Zahnlänge	29·5 39·5	36·4—44·4	41·9—50·1	37·0	39·0	37·0—49·4	40·3—54·2
vord. Br. in % d. Lge.	46·2—56·8	44·3—57·7	47·5—50·2	55·4	47·4	47·6—56·7	42·4—56·2
hint. Br. in % d. vord. Br.	58—90	67—101	—	68·2	81·0	66·6—86·5	52—98
C. inf.							
Zahnlänge	15·7—26·3	19·9—24·9	—	—	17·0	—	20·1—34·5
Breite in % d. Lge.	60·8—76·8	64·4—70·4	—	—	76·4	—	62·7—81·0
P₃							
Zahnlänge	10·3—15·1	12·6—16·8	13·5—16·2	—	16·0	14·0—17·0	12·3—18·3
Breite in % d. Lge.	48·4—68·3	51·6—61·3	43·2—70·2	—	59·0	53·5—64·8	56·4—79·2
M₁							
Zahnlänge	19·6—26·3	23·8—28·3	27·2—30·2	—	27·5	23·5—29·0	26·5—34·4
Br. d. vord. Zahnt. in % d. Lge.	34·5—46·8	37·8—48·3	40·8—43·3	—	33·0	33·1—43·8	35·9—44·1
Br. d. hint. Zahnt. in % d. Lge.	44·6—55·0	43·5—56·8	48·6—53·2	—	44·6	44·8—51·0	44·7—53·2
M₂							
Zahnlänge	20·0—27·3	24·5—31·0	28·0—30·0	—	27·0	25·0—31·0	26·1—35·7
vord. Br. in % d. Lge.	51·5—66·8	55·2—65·4	59·2—65·8	—	55·5	53·4—66·6	51·2—64·8
hint. Br. in % d. Lge.	55·8—70·8	55·8—68·8	61·3—65·8	—	57·3	57·2—68·0	54·8—70·4
Br. i. d. Einschnürg. i % d. Lge.	51·9—65·7	53·0—65·0	50·7—62·4	—	53·3	48·2—62·7	43·5—62·0
M₃							
Zahnlänge	15·4—22·5	19·7—27·5	23·6—28·2	—	23·0	21·0—27·0	21·3—32·4
vord. Br. in % d. Lge.	67·2—88·3	64·4—88·3	67·0—77·2	—	73·9	62·9—83·2	62·0—81·5
hint. Br. in % d. Lge.	57·0—73·8	56·2—78·7	56·8—78·8	—	60·8	58·3—81·2	56·3—78·0

Das Entoconid ist relativ groß, bedeutend größer als der davor liegende Sekundärhöcker.

Maße: Lge. 27·0; ; faziale Lge. d. vord. Zahnteiles 17·0,
linguale Lge. d. vord. Zahnteiles 14·3,
vordere Br. 15·0 (55·5% d. Lge.),
hintere Br. 15·5 (57·3% d. Lge.),
Br. i. d. Einschnürung 14·4; Abstand Metaconid-Protoconid 8·5.

M_3 Nur rechtseitig erhalten. Abgekaut, das Relief scheint mehr minder flachfältig gewesen zu sein. Umriß der Zahnkrone eiförmig. Faziale Einbuchtung kaum angedeutet. Hypoconid vorhanden. Das Entoconid ist nicht als selbständiger Höcker erkennbar; es zieht vom Metaconid ein einheitlicher Kamm nach hinten.

Maße: Lge. 23·0,
vordere Br. 17·0 (73·9% d. Lge.),
hintere Br. 14·0 (60·8% d. Lge.).

In seinen morphologischen Einzelheiten — soweit diese bei dem Abkautungsgrad erkennbar — zeigt das Gebiß ein verwickeltes Bild primitiver und speläoider Merkmale, die bisweilen beide an einem Zahn ausgeprägt sind. So erweist sich der M^2 speläoid durch das Vorhandensein des Hypocons, während das flachfältige Relief und die geringe Größe durchaus primitiv zu bewerten sind. Ähnlich verhält sich der M_3 mit einem ausgeprägten Hypoconid speläoid, in der flachfältigen Ausbildung des Kronenreliefs primitiv. Die Form des Paraconid bei M_1 ist speläoid, ebenso die Sekundärhöcker vor dem Metaconid bei M_2 . Form und Größe der C inf. ist primitiv, arctoid. Die rechtseitige P^3 -Alveole ist ein primitives Merkmal; P^3 tritt nach Rode (1935) unter den diluvialen Bären am relativ häufigsten beim Bären von Taubach auf, während er beim Höhlenbären bekanntlich sehr selten ist.

In den absoluten Maßen (s. Tab. III) zeigen fast alle Zähne eine gewisse Einheitlichkeit. Sie bewegen sich im Grenzbereich zwischen Braunbär und Höhlenbär, vielfach in der Zone, wo sich die Schwankungsbreiten beider überschneiden. Eine Ausnahme bilden die oberen und unteren P^4 , welche deutlich in die speläoide Schwankungsbreite fallen, während C inf. und M^2 dem arctoiden Bereich angehören.

Besonders auffällig sind die sehr geringen Dimensionen der unteren Eckzähne, die aber z. T. geschlechtsbedingt sein können. Bemerkenswert ist noch die Tatsache, daß die Maße aller erhaltenen Zähne — mit Ausnahme der C inf. — in die Schwankungsbreite des *U. deningeri* aus Mosbach fallen.

Von den relativen Maßen gelten nach Rode (1935) die geringe relative Zahnbreite des P^4 als speläoid, bei P^4 als arctoid, die geringe relative vordere Breite des M_2 und M_3 als speläoid.

Zu Tabelle III:

Sämtliche Maße von *U. arctos*, *U. spelaeus*, sowie der Bären von Taubach und Ehringsdorf sind der Arbeit von Rode (1935) entnommen. Die Werte für *U. deningeri* aus Mosbach sind eigene Messungen am gesamten Material der Museen in Mainz und Wiesbaden (s. S. 142). Die an dem Material der klassischen Lokalität genommenen Maße schienen mir für den Vergleich besser geeignet als die Werte bei Rode, welche den inzwischen von *U. deningeri* abgetrennten *U. eberbachensis* miteinbegreifen (Heller, 1939). Es sei dabei schon hier darauf hingewiesen, daß sich auf Grund dieser Messungen eine sehr weite Variabilität des Mosbacher *U. deningeri* vom

primitiven, arctoiden bis tief in den speläoiden Bereich offenbart. — Aus den zahlreichen Maßen von Rode wurden die wichtigsten Längen- und Breitenmaße ausgewählt.

Die Wirbelsäule.

Die prä-sacrale Wirbelsäule ist verhältnismäßig gut erhalten. Es fehlen vollständig der 5. Halswirbel, der 9. und 10. Rückenwirbel, sowie der 2. und 4. Lendenwirbel. Vom Kreuzbein und der Schwanzregion sind nur geringe Reste erhalten. Für die Messungen wurde fast durchwegs das von Ehrenberg (1942) angewandte Verfahren benutzt, um einen einwandfreien Vergleich mit den dort veröffentlichten Messungen an Skelettresten des jungpliozänen Höhlenbären zu ermöglichen. Für einzelne besonders gut erhaltene Wirbel sind noch zusätzliche Maße angegeben³⁾.

Cervicalregion:

Atlas. Beschädigungen an beiden Flügelfortsätzen. Verhält sich in den bei Bürgl (1933) angegebenen Merkmalen arctoid (Stellung der Gelenkflächen).

Epistropheus. Beide Bogen ergänzt, daher keine Höhenmaße. Bemerkenswert die besonders zierliche Form. Beilförmiger Proc. spinosus nach Bürgl (1933) arctoid. Größte Br. \sim 79.0.

C 3 Beschädigungen an den Enden der Proc. transv., des Proc. spin. und über den Postzygapophysen.

C 4 Proc. transv. dext. ergänzt, Proc. spin. beschädigt. Gr. Br. \sim 100.
C 5 fehlt.

C 6 Kleine Defekte an beiden Proc. transv. und am Proc. spin. Gr. Br. 103.

C 7 Ein Teil des Zentrum ergänzt, Proc. transv. fehlen, Proc. spin. beschädigt.

Thoracalregion:

Th 1 Kleine Ergänzungen an den Proc. transv., Spitze des Proc. spin. abgebrochen.

Th 2 fehlt; ein isolierter Proc. spin. dürfte diesem Wirbel angehören.

Th 3 Nur das Zentrum und Proc. transv. sin. vorhanden.

Th 4 Ergänzungen an beiden Proc. transv., am linken Hinterrand des Zentrums und der rechten Postzygapophyse. Proc. spin. abgebrochen. Kleine Exostosen am vorderen Unterrand des Zentrums.

Th 5 Proc. transv. sin. und Postzygapoph. dext. ergänzt. Proc. spin. abgebrochen.

Th 6 Proc. transv. sin. und Spitze des Proc. spin. abgebrochen. Am rechten unteren Hinterrand des Zentrums eine starke hakenförmig nach hinten reichende Exostose.

Th 7 Es fehlt die hintere Epiphyse des Zentrums und der Proc. spin.

Th 8 Proc. transv. sin. ergänzt, sonst vollständig. Gesamthöhe d. W. 114.

Th 9 Nur Proc. spin. mit dem Proc. transv. dext. vorhanden.

Th 10 fehlt.

Th 11 Rechte Metapophyse beschädigt, sonst vollständig. Gesamthöhe d. W. 97; Gr. Br. 75.

³⁾ Größte Breite (Querfortsatzbreite) = Abstand der äußersten Enden der Proc. transvers. Gesamthöhe des Wirbels = Abstand der Spitze des Proc. spinosus von der Wirbelkörperunterkante, in der Projektion gemessen.

Th 12 Linke Anapophyse beschädigt, sonst vollständig. Über der linken Präzygapophyse eine kleine Exostose. Gesamthöhe d. W. 88; Gr. Br. (zw. d. Anapoph.) 65.

Th 13 Nur das Zentrum mit dem linken Bogen erhalten. An der Unterseite des Zentrums kleine Exostosen.

Th 14 Proc. spin. abgebrochen, linke Postzygapophyse und Anapophyse ergänzt, rechte Anapophyse beschädigt. Kleine Exostosen auf der linken Unterseite des Zentrums.

Lumbalregion:

L 1 Beide Proc. transv. und linke Anapophyse abgebrochen. Auf der Unterseite des Zentrums links eine große hakenförmig, 32 mm nach hinten vorspringende Exostose. Gesamthöhe d. W. 103.

L 2 fehlt.

L 3 Es fehlen die Proc. transv. Auf der Unterseite des Zentrums Exostosen. Gesamthöhe d. W. 114.

L 4 fehlt.

L 5 Enden der Proc. transv. und des Proc. spin. abgebrochen. Linke Postzygapophyse beschädigt. Exostosen auf der Unterseite des Zentrums und an den Rändern der Epiphysen.

L 6 Beschädigungen der Proc. transv. und des Proc. spin., rechte Präzygapophyse abgebrochen. Exostosen auf der gesamten Unterseite des Wirbelkörpers und an den Rändern der Epiphysen. Eine große Exostose reicht hakenförmig rechts 40 mm unter den Körper des L 5 nach vorn und greift in die Exostosen dieses Wirbels ein.

Sacralregion:

Nur ein Fragment, bestehend aus drei ankylosierten Pseudosacralwirbeln, vorhanden.

Caudalregion:

Es sind vier Schwanzwirbel erhalten, die mit größter Wahrscheinlichkeit diesem Skelett angehören.

Die gesamte erhaltene Wirbelsäule ist gekennzeichnet durch ihre geringen, fast grazilen Ausmaße. Alle bei den einzelnen Wirbeln vermerkten Längen- und Höhenmaße liegen unter den entsprechenden Vergleichsmaßen eines mittelstarken Braunbären. Die morphologischen Merkmale des Atlas und soweit feststellbar am Epistropheus sind arctoid. — Für die Halswirbelsäule wurden die von Ehrenberg (1942) für den jungpliozänen Höhlenbären angewandten Breiten- und Höhenmessungen vorgenommen. Ehrenberg stellte dabei fest, daß die Halswirbelsäule eines mittelstarken Höhlenbären um etwa 30% breiter und mindestens 40% höher ist, als die eines mittelstarken Braunbären. Die vorliegende Halswirbelsäule verhält sich in den betreffenden Maßen bei Vergleich mit demselben Braunbärenskelett ungefähr wie 1:1, worin die arctoiden Dimensionen wieder deutlich in Erscheinung treten. Auf eine detaillierte Wiedergabe aller dieser Abmessungen konnte im Hinblick auf das einheitliche Ergebnis verzichtet werden. — Ein ganz ähnliches Verhalten zeigt sich in den medianen Längen der Wirbelkörper, die in Tab. IV für die vorliegende Wirbelsäule im Vergleich mit Braunbär und Höhlenbär (nach Ehrenberg, 1942) dargestellt sind. Die Maße stimmen mit nur kleinen Abweichungen mit den Werten des Braun-

Tabelle IV.

Mediane Wirbel- körper- längen		<i>U. arctos</i> ♀ adult	<i>U. deningeri</i> <i>hundsheimensis</i> (Skelettfund)	<i>U. spelaeus</i> fast adult, Salzofen	<i>U. spelaeus</i> adult, Winden	<i>U. spelaeus</i> adult, Mixnitz
Halswirbel	C 1	26·7	29·5	28·7	—	35·2 e
	2	75·5	72·0	82·4 e	—	94·5
	3	35·5	33·0	39·8 e	—	48·3
	4	85·0	35·0	37·1 e	—	45·8
	5	33·3	83·5 e	37·4 e	—	45·0
	6	32·6	32·5	} 70·6 e	—	44·0
	7	33·0	31·0		—	43·5
Rumpfwirbel	Th 1	32·3	29·5	33·0 e	43·0 e	41·5
	2	32·2	30·0 e	33·0 e	42·5	40·0
	3	30·4	30·0	31·9 e	40·7	—
	4	31·6	31·0	33·2 e	41·3	—
	5	32·0	31·0	33·6 e	43·5 e	—
	6	31·9	31·5	34·0 e	45·3	—
	7	31·9	~31·0	34·0 e	43·7 e	—
	8	31·7	30·5	33·0 e	41·8	—
	9	31·8	33·0 e	37·0 e	44·0	—
	10	32·3	36·0 e	36·0 e	44·3 e	—
	11	33·8	39·0	38·2 e	46·4	—
	12	35·6	37·5	42·0	49·8	—
	13	38·0	39·0	44·0	53·3	—
	14	41·0	42·0	46·5	51·6	—
Lendenwirbel	L 1	42·8	44·0	49·0	55·4	—
	2	44·4	46·0 e	50·0	57·3	—
	3	45·8	48·5	52·0	62·3	—
	4	47·3	48·5 e	52·0 e	65·3 e	—
	5	45·4	49·0	51·3 e	61·4	—
	6	37·3	~46·0	42·1 e	56·8	—

e = ergänzte oder errechnete Werte

bärenskelettes überein. Ebenso verhalten sich natürlich die Längen der knöchernen Wirbelsäulenabschnitte auf Tab. V. Auf das ganz andersartige Verhältnis der Schädelgröße zur Länge der präsakralen Wirbelsäule wird noch zurückzukommen sein.

Tabelle V.

Längen der knöchernen Wirbelsäulenabschnitte	<i>U. arctos</i> ♀ adult	<i>U. deningeri</i> <i>hundsheimensis</i> (Skelettfond)	<i>U. spelaeus</i> fast adult Salzofen	<i>U. spelaeus</i> Wildkirchli (n. Bächler 1940)	<i>U. spelaeus</i> Mixnitz u. Winden
Basilarlänge des Schädels	308	370	383	443	429 e
Zervikalwirbelsäule	252	249	252	370	321
Thorakalwirbelsäule	467	471	509	690	631
Lumbalwirbelsäule	263	282	296	401	358
Sakrallänge	159	170 e	178 e	205	212 e
Länge d. präsakralen Wirbelsäule	991	1002	1057	1461	1311
Gesamtlänge (Wirbelsäule + Basilarlänge)	1448	1542	1631	2109	1953

e = ergänzte oder errechnete Werte

Schließlich wären noch die krankhaften Erscheinungen im Bereich der Wirbelsäule zu erwähnen. Es handelt sich um die bei den jungpliozänen Höhlenbären häufigen arthritischen Erkrankungen, die sich in der Bildung von Exostosen am Rande und der Unterseite des Wirbelkörpers dokumentieren (z. B. Th 6, L 1 u. a.). In einem Falle — bei L 5 und L 6 — bewirkten die sich verzahnenden großen Exostosen offenbar eine Fixierung der beiden Wirbel, so daß die Erkrankung als Spondylitis deformans bezeichnet werden darf.

Fassen wir die Ergebnisse der an der Wirbelsäule gewonnenen Befunde kurz zusammen, so kann ein fast durchgängiges primitives, arctoides Verhalten in morphologischer und metrischer Beziehung festgestellt werden. Nur das verhältnismäßig ausgedehnte Auftreten pathologischer Erscheinungen kann mit Vorbehalt als Ähnlichkeit mit dem jungpliozänen Höhlenbären gewertet werden.

Zu Tabelle IV und V:

Vergleichswerte für Höhlenbär und Braunbär nach Ehrenberg (1942). Die Maße für Winden und Mixnitz stützen sich auf zwei Funde zusammenhängender Wirbelsäulenabschnitte (Mixnitz: Fundplatz 59, Winden: „Südhalde“), die sich bei ungefähr gleicher Größe ergänzen. In Tab. V sind die Basilarlänge des Schädels und die Sacrallänge des Mixnitzer Höhlenbären errechnete Mittelwerte aus einem größeren Material.

Schultergürtel.

Beide Scapulae sind stark beschädigt. Links sind nur Teile der Cavitas glenoidalis mit dem Acromion scapulae erhalten. Rechts ist

die Partie um die Cav. glen. mit dem Acromion und der ganzen Spina scapulae vorhanden, die nur am oberen Ende etwas beschädigt ist; der prä- und postcapulare Teil des Schulterblattes fehlt. Von den Maßen stimmt der Durchmesser der Cavitas-Gelenkfläche mit dem Skelett eines mittelstarken Braunbären überein, während die Länge der Scapula auch unter Berücksichtigung der Beschädigung um etwa 10 mm geringer zu sein scheint. In morphologischer Hinsicht wäre nur die schwächere Konkavität und die mehr ovale Form der Cav. glen. gegenüber dem Braunbären zu bemerken. Die langovale Form der Cav. glen. scheint für *U. spelaeus* kennzeichnend zu sein.

Maße: Größter Durchmesser der Gelenkfläche der Cav. glen. 60.
Länge vom Unterrand der Cav. glen. zum oberen Ende der Spina
— 250.

Vom Sternum ist nur eine Sternebra erhalten.

Beckengürtel.

Von beiden Hüftbeinen fehlen die Symphysenregion des Ischium und ein großer Teil des Pubis. Am Vorderrand des Darmbeines (Crista ilei) links nur unbedeutende, rechts größere Partien ergänzt. Die Größe stimmt mit dem Skelett eines mittelstarken Braunbären überein. Morphologische Besonderheiten sind nicht zu bemerken.

Maße: Größte meßbare Länge vom Tuber ischii zum Darmbeinrand
— 305⁴⁾.

Vorderextremität.

Humerus.

Beide Humeri gut erhalten; der linke durch kleine Unregelmäßigkeiten bei der Präparation etwas in der Länge verändert. Keine wesentlichen morphologischen Besonderheiten. Erwähnenswert wäre nur die für die relativ kleine und schlanke Gesamtform des Knochens kräftige Ausbildung der Crista supinatoria. Die relativ starke Entwicklung der Supinatorleiste scheint — soweit aus dem vorliegenden Vergleichsmaterial ersichtlich — die rezenten Braunbären zu kennzeichnen. Ebenso ist die Krümmung des Schaftes, bes. die Rückwärtskrümmung des distalen Teiles, bei dem vorliegenden *arctos*-Material stärker als bei *spelaeus*. Die vorliegenden Humeri verhalten sich in diesem Merkmal intermediär.

Maße: Größte Lge. 343; Gr. prox. Br. 73,
Gr. dist. Br. 105; Br. d. Trochlea 74.

Radius.

Beide Radii — abgesehen von kleinen Ergänzungen am Schaft — gut erhalten. Deutliche primitive Züge in der Schlankheit der Diaphyse und der geringen Größe.

Unterschiede in der Form des Radius bei Braunbär und Höhlenbär: Beim Braunbären schlanke, gegen die Volarseite gekrümmte Diaphyse, Crista interossea \pm gerade, viel schwächer entwickelt als bei *spelaeus*; bes. im distalen Abschnitt, wo beim Höhlenbären eine

⁴⁾ Diese Meßpunkte sind nicht exakt und es soll nur die ungefähre Größe des erhaltenen Beckenteiles angedeutet werden.

kräftige Tuberosität meist auf die Ober-, bezw. Außenseite des Radius sich erstreckt. Infolge der Schlankheit des Schaftes erscheinen die Epiphysen breiter, stärker vorspringend und abgesetzt als bei *spelaeus* (bes. das Capitulum radii). Für den Höhlenbären ist abgesehen von den größeren Dimensionen vor allem die Plumpheit des geraden Schaftes und dessen erhebliche Verbreiterung gegen das distale Ende, sowie die kräftige Ausbildung aller Leisten und Tuberositäten (bes. Crista interossea) bezeichnend.

In allen diesen Merkmalen verhalten sich die vorliegenden Radii arctoid.

Maße: Größte Lge. 290; Br. d. prox. Gelenkgrube 44,
Br. d. dist. Epiphyse 61; Br. d. Carpalgelenkfl. 43.

Ulna.

Beidseitig ganz erhalten. Rechts kleine Ergänzungen am Olecranon. In der Form der Ulna finden sich keine durchgreifenden Unterschiede zwischen *arctos* und *spelaeus*. Einzig die Form des Olecranon scheint zu differieren. Beim Braunbären ragt es über den die Fossa sigmoidea nach oben begrenzenden Vorsprung noch deutlich hinaus, während beim Höhlenbären die Oberkante dieses Vorsprungs mit dem Oberende des Olecranon auf gleicher Höhe abschneidet oder sogar noch etwas weiter vorragt.

Die vorliegenden Ulnae zeigen in diesem Merkmal ein speläoides Verhalten, während die geringen Dimensionen und der schlanke Schaft durchaus braunbärartig sind.

Maße: Größte Lge. 320; Höhe d. Cav. sigmoidea 37,
Br. d. Cav. sigm.-Gelenkfl. 52.

Carpus.

Es sind vorhanden: Ulnare dext., Carpale II sin., Carpale IV + V dext. et sin., Pisiforme sin.

Von besonderem Interesse ist das morphologische Verhalten des Ulnare und Carp. IV + V. Während das Ulnare wie beim typischen Höhlenbären eine deutliche Gelenkfacette für das Mc V trägt, hat das Carp. IV + V mehr minder arctoide Form; es fehlt die große mediale Ausdehnung der Gelenkfläche unter das Rad. + Im., wie sie für *spelaeus* kennzeichnend ist (Abb. 1 u. 2). Alle erhaltenen Carpalknochen liegen bezüglich ihrer Größe unter den Dimensionen des Höhlenbären.

Maße: Ulnare
antero-post. Br. 33,
medio-lat. Br. 27,
Carpale IV + V
antero-post. Lge. 30,
medio-lat. Br. 27,
dorso-plant. Höhe 25.

Carpale II
dorso-plant. Höhe 24,
medio-lat. Br. 18,

Pisiforme
größte Lge. 45,
Br. d. Gelenkfl. 27.

Metacarpus.

Rechts vollständig erhalten, links fehlt Mc II. Bezüglich Form und Proportionen des Metacarpus besteht in der Plumpheit der Knochen eine beträchtliche Annäherung, in manchen Punkten schon Übereinstimmung mit typisch speläoiden Werten. Die durchgängige geringe Länge der Metacarpalia und die gedrungene Form bes. des

Mc V sind durchaus speläoid. Die Längenmaße liegen alle unter den arctoiden Werten. (Vgl. Tab. VI).

Maße:	Lge.	prox. Br.	dist. Br. bzw. Epiphysenbr.
Mc. I.	59·0	23·0	17·0
II.	70·5	17·0	21·5
III.	76·0	19·0	22·0
IV.	75·0	20·0	24·0
V.	76·0	26·0	25·0

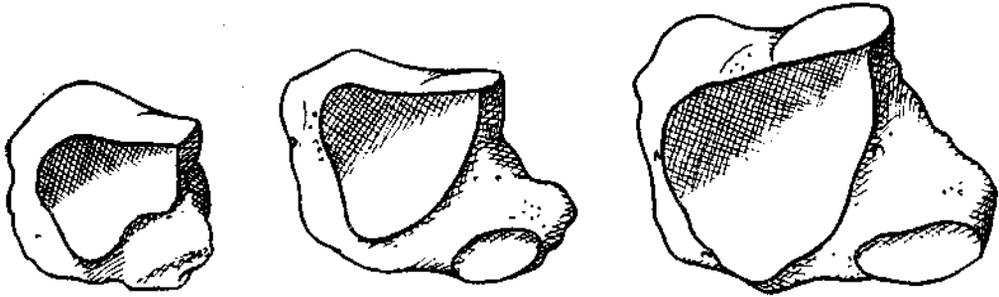


Abb. 1.

Ulnare, dext.

Ausbildung der Gelenkfläche für das Metacarpale V.

- a) *U. arctos* b) *U. deningeri hundsheimensis* (Skelettfund) c) *U. spelaeus*
Etwa $\frac{1}{1}$ n. Gr.

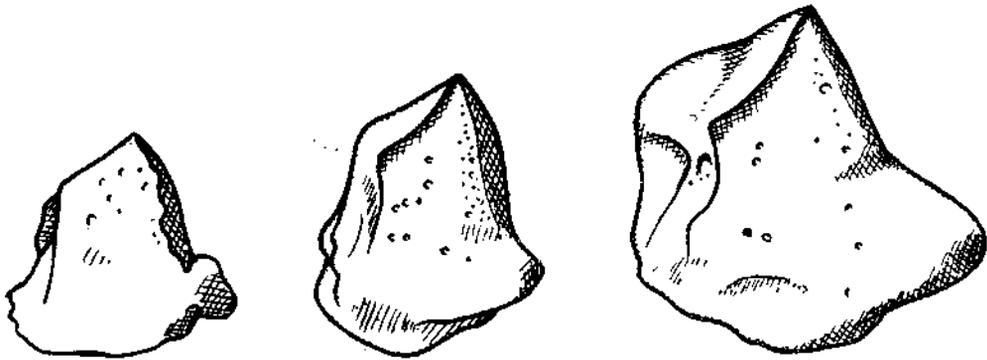


Abb. 2.

Carpale IV + V (Unciforme), sin.

Stellung und Ausdehnung der Gelenkfläche für das Radiale + Intermedium (Scapholunatum).

- a) *U. arctos* b) *U. deningeri hundsheimensis* (Skelettfund) c) *U. spelaeus*
Etwa $\frac{1}{1}$ n. Gr.

Hinterextremität.

Femur.

Beide Femora vollständig erhalten. Collum und Caput femoris ist wie bei *spelaeus* schräg aufwärts gerichtet, während es bei *arctos* beinahe waagrecht absteht. In Maßen und Proportionen (Schlankheit) zeigen sich die beiden Femora dagegen arctoid.

Maße: Größte Lge. 385; gr. prox. Br. 107,
gr. dist. Br. 82; gr. Br. d. Caput fem. 51.

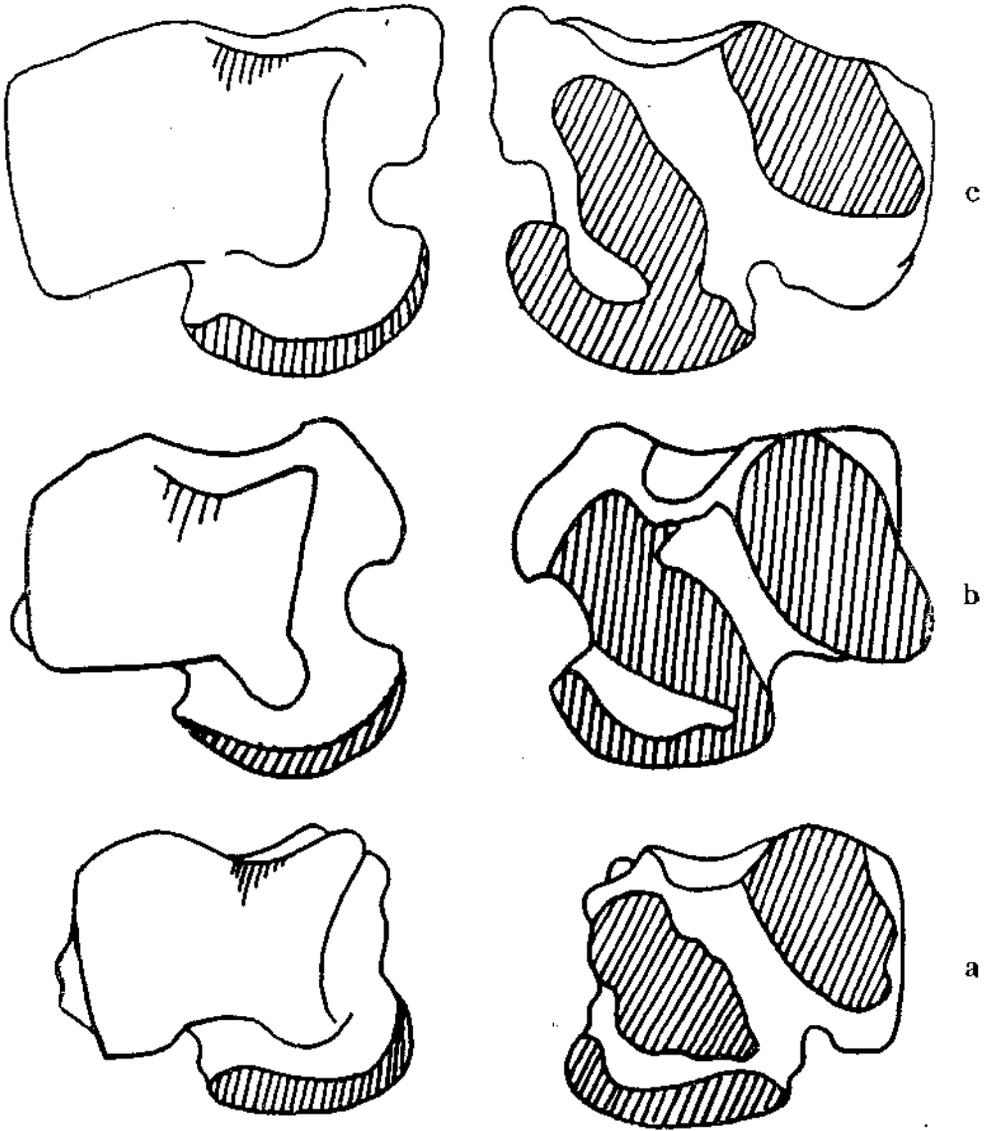


Abb. 3.

Astragalus, dext.

Form der Gelenkflächen, Ausbildung des speläoiden medialen Processus.

a) *U. arctos* b) *U. deningeri hundsheimensis* (Skelettfund) c) *U. spelaeus*Etwa $\frac{4}{5}$ n. Gr.

(a und c nach Mottl 1933 ungez.)

Patella.

Beidseitig vorhanden, arctoide Dimensionen.

Maße: Gr. Lge. 540; mediolat. Br. 390.

Tibia.

Beidseitig erhalten. Die linke unbeschädigt und ohne Deformation. Die rechte mit leichter Verzerrung am Schaft. — Wichtigstes Unterscheidungsmerkmal zwischen Braunbär und Höhlenbär ist die speläoide Torsion und relative Verkürzung der Tibia (u. a. Mottl,

1933). Die beiden Tibien zeigen eine deutliche, wenn auch nicht extreme Torsion. Die Dimensionen liegen im arctoiden Bereich, während die Breitenproportion deutlich den speläoiden Werten angenähert ist (Tab. VI).

Maße: Größte Lge. 266; gr. prox. Br. 86; gr. dist. Br. 64.

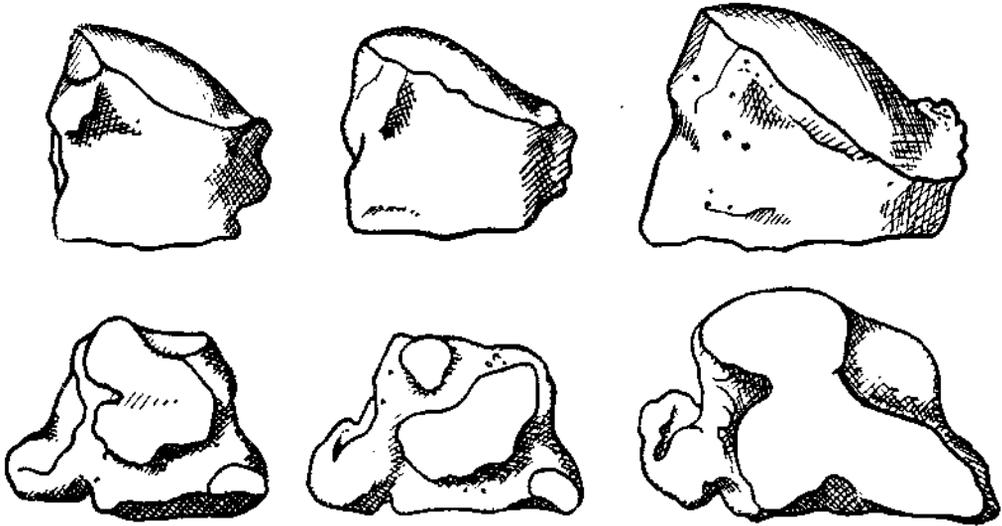


Abb. 4.

Tarsale IV + V (Cuboid), sin.

Obere Reihe: Form und Neigung der Calcaneus-Gelenkfläche.

Untere Reihe: Gelenkfläche für das Tarsale III.

a) *U. arctos* b) *U. deningeri hundshelmensis* (Skelettfund) c) *U. spelaeus*
Etwa $\frac{1}{2}$ n. Gr.

Fibula.

Beide Fibulae erhalten; die rechte stark ergänzt, die Krümmung bei der Präparation unrichtig wiedergegeben. — Auch in der Fibula sind Unterschiede zwischen Braunbär und Höhlenbär vorhanden.

Kennzeichnend für *spelaeus*: Schraubiger Verlauf der Cristae, stärkere gegenseitige Verdrehung der proximalen und distalen Gelenkfacetten, bedingt durch die speläoide Torsion der Tibia. Plumpere Gesamtform, distaler Teil des Schaftes verbreitert, häufig mit Exostosen, schwach aber stets deutlich rückwärts gekrümmt. — Die beiden Fibulae zeigen in diesen Merkmalen ein intermediäres Verhalten.

Maße: Größte Lge. 239; gr. prox. Br. 24; gr. dist. Br. 31.

Tarsus.

Es sind vorhanden: Calcaneus dext. et sin., Astragalus dext., Centrale tarsi sin., Tarsale IV + V dext. et sin., Tarsale III dext., II dext. et sin., I sin.

Calcaneus: Kleine Beschädigungen, vor allem an den Rändern der Gelenkflächen. Stellung und bes. die starke Krümmung der Facetten ist arctoid, die plumpe Gestalt des Schaftes höhlenbärartig.

Maße: Größte Lge. 84.5; gr. dist. Br. 54.0.

Astragalus: Der einem Quadrat angenäherte Umriß (antero-post. Lge. \approx medio-lat. Br.), sowie die starke Krümmung der Calcaneus-Facetten sind arctoid. Die starke mediale Einschnürung sowie die Ausbildung eines medialen Fortsatzes (Mottl, 1933) nähern sich der speläoiden Form (Abb. 3). Der Umriß der medialen Calcaneus-Facette vermittelt zwischen den von Mottl für Braunbär und Höhlenbär angegebenen typischen Formen. Gelenkung mit Tarsale IV + V fehlt, wie bei *spelaeus*. Die Dimensionen sind die eines starken Braunhären.

Maße: Antero-post. Lge. 54; medio-lat. Br. 53; dorso-plant. Höhe 32.

Tarsale IV + V: Die geringe Neigung der Calcaneus-Facette, sowie die geteilte Gelenkfläche gegen das Tarsale III sind arctoid (Sivers, 1931), Fehlen der Astragalus-Facette ist speläoid. Größe wie bei starkem Braunbären (Abb. 4).

Maße: Antero-post. Lge. 22; medio-lat. Br. 28; dorso-plant. Höhe 34.

Tarsale I, II, III: Außer den arctoiden Dimensionen keine Besonderheiten.

Maße:	Tarsale I	Tarsale II	Tarsale III
medio-lat. Br.	15	13	18
dorso-plant. Höhe	20	21	28

Metatarsus.

Beidseitig vollständig erhalten; beide Mt I am distalen Ende beschädigt. — Die Metatarsalia sind im Vergleich zum Braunbären relativ kurz und gedrungen, verhalten sich somit in den Proportionen speläoid (vgl. Metacarpus). Daß der Metatarsus beträchtlich schwächer und kürzer sei als der Metacarpus, wie dies Sivers, (1931) für den Höhlenbären von Mixnitz angibt, kann jedoch nicht behauptet werden. Es scheint dies auch beim Höhlenbären nur für Mt I—III zuzutreffen.

Maße:	Lge.	prox. Br.	dist. Epiphysenbr.
Mt I.	55·0	21·0	—
II.	65·0	15·0	19·0
III.	72·0	16·0	19·0
IV.	79·0	21·0	20·5
V.	78·0	27·0	21·0

Phalangen (Hand und Fuß).

Es sind erhalten: 2 Grundphalangen des I. und 12 des II.—V. Strahles, 14 Mittelphalangen, 5 Krallenphalangen und 5 Fragmente von Krallenphalangen.

Die Phalangen haben die Größe eines starken Braunhären und haben nur eine etwas plumpere Form. Die kleine Grundphalange der Großzehe unterscheidet sich durch ihre Größe deutlich von der des Daumens. Die Krallenphalangen sind kleiner als bei *spelaeus*.

Fabellae (Hand und Fuß) sind 13 vorhanden.

Das Skelett des Schulter- und Beckengürtels sowie der Extremitäten zeigt in morphologischer Hinsicht in seiner Gesamtheit ein Vorherrschen arctoider, primitiver Merkmale, seltener ein inter-

mediäres Verhalten, während speläoide Formen nur vereinzelt auftreten.

Die Verteilung dieser Merkmale wurde bei der Beschreibung der einzelnen Elemente dargestellt. Es ist dabei auch schon mehrfach auf den Unterschied zwischen Braunbär und Höhlenbär in den Proportionen der einzelnen Knochen Bezug genommen worden, der in der bekannten Plumpheit der meisten Knochen des Höhlenbären zum Ausdruck kommt. Es stellte sich heraus, daß dieser Unterschied metrisch erfaßbar ist, wenn man neben der Gesamtlänge für jedes Element eine charakteristische Breitendimension in Prozent der Länge ausdrückt. Der Höhlenbär zeigt dabei an den meisten seiner Extremitätenknochen ein deutliches Zunehmen der relativen Breitenmaße gegenüber dem Braunbären. Tab. VI bringt diese Verhältnisse zur Darstellung. Während die absoluten Längen der Extremitätenknochen bei *arctos* im allgemeinen deutlich unter denen von *spelaeus* liegen, ist der Unterschied in der Längen-Breitenproportion nicht bei allen Langknochen durchgängig vorhanden; der Humerus verhält sich indifferent, während sich die Werte der Fibula weitgehend übergreifen. Bei Radius, Ulna, Femur und Tibia ist der Proportionsunterschied aber gut ausgeprägt und es wird darauf noch zurückzukommen sein.

Die langen Extremitätenknochen des Hundsheimer Skelettes zeigen sich in den absoluten Längen durchaus arctoid. Für die Proportionen gilt dies nicht in dem Maße: Humerus und Ulna verhalten sich indifferent, bezw. intermediär, während Tibia und Fibula eine deutliche Annäherung an speläoide Verhältnisse erkennen lassen.

Ganz anders als die langen Extremitätenknochen verhalten sich die Metapodien von *arctos* und *spelaeus*. Während sich infolge der langgestreckten, schlanken Form beim Braunbären die absoluten Längenmaße mit denen des Höhlenbären weitgehend übergreifen und decken, findet sich in den Proportionen ein sprunghafter, außerordentlich scharfer Unterschied zwischen den breiten und plumpen Formen bei *spelaeus* und den schmalen, schlanken Metapodien bei *arctos*.

Die absoluten Längenmaße der Hundsheimer Metapodien (Metatarsus und Metacarpus) liegen teils im indifferenten Mittelbereich, teils zeigen sie eine über den Höhlenbären hinausgehende „speläoide Kürze“.

Die Proportionen liegen deutlich abseits der arctoiden Schwankungsbreite, teils im speläoiden Bereich, teils diesem unmittelbar angenähert. Es ist somit in Mittelhand und Mittelfuß des Hundsheimer Bären ein vom übrigen Skelett abweichendes speläoides Verhalten festzustellen, ein Merkmal, auf dessen stammesgeschichtliche Bedeutung noch hinzuweisen ist (S. 154).

Zusammenfassend kann für das ganze Rumpfskelett in Morphologie, Dimensionen und Proportionen der einzelnen Knochen ein Überwiegen braunbärenähnlicher Verhältnisse neben vereinzelt speläoiden Eigenschaften festgestellt werden.

Tabelle VI.

Maße und Proportionen der Extremitätenknochen	Bezeichnung der Maße	<i>U. arctos</i> Revent Europa	<i>U. deningeri</i> <i>hundshelmensis</i> Hundsheim (Skelettfund)	<i>U. deningeri</i> Mosbacher Sde.	<i>U. spelaeus</i> Mixnitz (z. T. Winden)
Humerus	Größte Länge	290—353	343	315	388—456
	dist. Epiph. Br. in % d. Lge.	28·6—31·0	30·6	27·8	28·0—31·6
Radius	Größte Länge	272—306	290	—	317—356
	dist. Epiph. Br. in % d. Lge.	19·1—21·5	21·0	—	23·0—24·9
Ulna	Größte Länge	311—358	320	325	334—414
	dist. Epiph. Br. in % d. Lge.	13·4—14·5	16·2	15·3	16·8—20·2
Femur	Größte Länge	341—399	385	342—452	388—501
	dist. Epiph. Br. in % d. Lge.	18·8—21·1	21·3	22·1—24·3	21·9—24·3
Tibia	Größte Länge	266—299	266	260—321	295—323
	prox. Epiph. Br. in % d. Lge.	27·4—28·5	32·3	30·2—31·1	32·8—36·9
Fibula	Größte Länge	242—280	239	—	256—299
	dist. Epiph. Br. % in d. Lge.	10·7—11·5	12·9	—	10·3—13·5
Metacarpale I	Größte Länge	66—76	59	—	60—74
	dist. Br. in % d. Lge. . . .	22·7—23·9	28·8	—	29·3—33·7
Mc II	Größte Länge	74—78	70·5	—	70—85
	dist. Epiph. Br. in % d. Lge.	22·4—25·6	30·4	—	32·1—36·0
Mc III	Größte Länge	76—84	76	—	75—87
	dist. Epiph. Br. in % d. Lge.	22·2—25·0	28·9	—	30·9—34·5
Mc IV	Größte Länge	77·5—83	75	—	76—92
	dist. Epiph. Br. in % d. Lge.	23·1—25·3	32·0	—	30·0—34·9
Mc V	Größte Länge	76—88	76	76	79—83·5
	dist. Epiph. Br. in % d. Lge.	25·1—26·9	32·9	36·8	30·3—37·3
Metatarsale I	Größte Länge	60—63	55	—	55—57
	dist. Br. in % d. Lge. . . .	21·6—25·8	—	—	32·7—36·8
Mt II	Größte Länge	68—77	61	—	68—77
	dist. Epiph. Br. in % d. Lge.	22·0—23·3	29·2	—	30·8—34·2
Mt III	Größte Länge	72·5—83	72	—	71—86
	dist. Epiph. Br. in % d. Lge.	19·5—21·6	26·3	—	26·7—32·8
Mt IV	Größte Länge	80—92	79	—	79—93
	dist. Epiph. Br. in % d. Lge.	20·1—20·6	25·9	—	25·3—33·3
Mt V	Größte Länge	81—95	78	—	86—98
	dist. Epiph. Br. in % d. Lge.	21·4—23·4	26·9	—	26·5—32·2

Zu Tabelle VI:

Die Werte für *U. arctos* gründen sich auf die Messungen an drei Braunbärenskeletten (vgl. S. 96):

- a) Zerlegtes Skelett ♀, Zool. Inst. Univ. Wien.
- b) Acqu. Nr. 1312, Naturhist. Mus. Wien.
- c) Acqu. Nr. 1256, Paläont. u. Paläobiol. Inst. Univ. Wien.

Von *U. deningeri* wurden die wenigen im Mainzer Museum vorhandenen vollständigen Extremitätenknochen herangezogen. Nur vom Femur waren mehrere Belegstücke verfügbar (Humerus 1931/58; Ulna 1938/61; Mc. V 1912; Femora 1916/18, 1930/2, 1938/60, 1939/1099, 1939/1100; Tibia 1930/131). Die Werte der Tibia nach Kinkelin (1911) ergänzt.

Von *U. spelaeus* stand das Material aus der Drachenhöhle bei Mixnitz, Stmk., aus dem Paläont. u. Paläobiol. Inst. Univ. Wien zur Verfügung.

Von den verschiedenen Extremitätenknochen wurden je 8–10 verschiedener Größe adulter Individuen so ausgewählt, daß die Schwankungsbreite möglichst erfaßt wurde. Es wurden daher auch Knochen kleinerer Individuen miteinbezogen als die der extrem großen *spelaeus*-Formen. Für die Maße der Fibula wurden auch Belegstücke aus der Bärenhöhle von Winden, Bgld., vermessen.

Obwohl das für diese vergleichende Untersuchung verwendete Material relativ klein ist, wäre bei weiterer Ausdehnung der Messungen wohl nur ein gewisses Übergreifen der Schwankungsbreiten im Grenzbereich zwischen *arctos* und *spelaeus* aber keine wesentliche Änderung der Ergebnisse zu erwarten. Es gilt dies besonders für die Längen von Tibia und Fibula, wo extrem kurze Tibiae, bezw. Fibulae des Höhlenbären manchmal ganz in den arctoiden Bereich hineinfallen mögen.

Gesamtproportionen des Skelettes.

Untersuchungen über die Körperproportionen sind nur an zusammenhängenden Skeletten oder wenigstens großen Teilen von solchen möglich.

Trotz der großen Häufigkeit und Verbreitung sind derartige Funde von pliozänen Bären selten. Schon im Vorbericht über die Bearbeitung des Hundsheimer Bären wurden diesbezügliche Ergebnisse erstmalig mitgeteilt (Zapfe, 1939a). Die Veröffentlichung der Skelettfunde von *U. spelaeus* aus dem Wildkirchli (Bächler, 1940) und aus der Salzofenhöhle (Ehrenberg, 1942) hat hierzu so wertvolles Material beigebracht, daß für eine vergleichende Untersuchung über die Proportionen des Hundsheimer Skelettes nunmehr eine breitere Grundlage vorhanden ist.

In Tab. VII sind die wichtigsten Längenmaße am Skelett von Hundsheim mit den entsprechenden von *U. arctos*, *U. etruscus* und *U. spelaeus* vergleichend dargestellt.

Vergleichen wir zunächst mit dem größten (♀) Braunbärenskelett, so fällt die relative Größe des Hundsheimer Schädels im Gegensatz zur geringen Differenz in der Länge der Wirbelsäule auf. Es kommen in diesem Verhältnis die deutlichen speläoiden Züge des Schädels gut zum Ausdruck. Die Längenmaße der Extremitätenabschnitte liegen alle im arctoiden Schwankungsbereich, nur der Unterschenkel erweist sich im Vergleich zum Braunbären stark verkürzt und die relative Tibienlänge von 69% weist deutlich in die speläoide Richtung.

Vergleichen wir mit dem „fast adulten“ Höhlenbären aus der Salzofenhöhle, einer „alpinen Kleinform“ mit verschiedenen arctoiden Einzelmerkmalen (Ehrenberg, 1942), so stellt sich eine Ähnlichkeit in den absoluten Maßen und Proportionen heraus, auf die

schon Ehrenberg ausdrücklich hingewiesen hat. Es ist dabei eine geringe Verschiebung in der speläoiden Richtung zu erkennen, die wahrscheinlich am voll adulten Tiere deutlicher geworden wäre.

Das Höhlenbärenskelett aus dem Wildkirchli, das ungefähr dem „Vollstadium“ des Mixnitzer Höhlenbären entspricht, zeigt die von Ehrenberg (1942) ausführlich beschriebenen speläoiden Proportionen: Die Wirbelsäule ist länger, das Längenverhältnis des Schädels zur Wirbelsäule ist ausgeglichener. Im Verhältnis von Oberarm- zur Unterarmlänge wird eine relative Verkürzung des Unterarmes erkennbar (73% der Humeruslänge). Ebenso ist die Tibienverkürzung noch extremer (64% der Femurlänge). Betrachtet man die knöchernen Gesamtlänge der Vorder- und Hinterextremität beim Wildkirchli-Höhlenbären, so erweisen sich im Gegensatz zu *U. arctos* diese Längen nahezu gleich. Es ergibt sich daraus eine Verlängerung der gesamten Vorderextremität bei gleichzeitiger relativer Verkürzung des Unterarmes, das heißt, der Humerus des typischen Höhlenbären ist relativ bedeutend länger, als bei *U. arctos* usw. Diese Verlängerung des Humerus bedingt die bekannte „Überbauung“ des Höhlenbären im Bereich der Vorderextremität, wie sie in der Rekonstruktion des Höhlenbären von Abel (1931) zur Darstellung gebracht ist. Aus der Verlängerung des Humerus erklärt sich aber auch die Tatsache, daß man gerade bei diesem Knochen des Höhlenbären die typische Plumpheit im Längen-Breitenverhältnis metrisch nicht feststellen kann (Tab. VI).

Ein Vergleich mit *U. etruscus* zeigt diesen in seinen Proportionen durchgehend primitiver als den Bären von Hundsheim, fast durchaus in die Schwankungsbreite der Braunbären fallend.

Betrachtet man die Reihe *U. etruscus* bis *U. spelaeus*, wie sie auf Tab. VII angeordnet ist, so findet man eine bemerkenswerte stufenweise Progression in der Änderung der Proportionen: Vergrößerung des Schädels, parallel dazu eine bedeutendere Verlängerung der Wirbelsäule. Rasche Zunahme der Oberarmlänge, relative Verkürzung des Unterarmes von 91 auf 73% der Humeruslänge, zunehmende relative Verkürzung des Unterschenkels (Tibia) von 81 auf 64% der Femurlänge.

Die Gesamtproportionen des Hundsheimer Skelettes lassen sich zusammenfassend in folgender Weise kennzeichnen: Relativ großer Schädel, geringe Körperlänge; arctoide Dimensionen und Proportionen der Extremitätenabschnitte, die speläoide Tibienverkürzung aber schon erkennbar.

Lebensalter.

Das Alter des Individuums ist im Hinblick auf die mäßige Abkautung, den Verschluß der Epiphysennähte usw. als volladult anzugeben.

Geschlecht.

Die sehr zierlichen C inf. können als Hinweis auf das weibliche Geschlecht des Tieres gedeutet werden.

Krankheiten.

Hier sind nur die arthritischen Erkrankungen im Bereich der Thorakal- und Lumbalwirbelsäule zu erwähnen.

Tabelle VII.

Skelettproportionen	Basilarlänge d. Schädels	Lge. d. präskr. knöchernen Wirbelsäule	Oberarmlänge (Lge. d. Humerus)	Unterarmlänge (Lge. d. Radius)	Lge. d. Radius in % d. Lge. d. Humerus	Oberschenkel-länge (Lge. d. Femur)	Unterschenkel-länge (Lge. d. Tibia)	Lge. d. Tibia in % d. Lge. d. Femur	Knöcherne Lge. d. Vorderextremität	Knöcherne Lge. d. Hinterextremität
<i>U. arctos</i> juv. (Skelett, Tierärztl. Hochsch. Wien)	240	720	278	246	88	332	251	75	524	583
<i>U. arctos</i> (Skelett, Tierärztl. Hochsch. Wien)	263	745	260	250	96	313	253	80	510	566
<i>U. arctos</i> (Acqu. Nr. 2567, Naturhist. Mus. Wien)	254	887	290	253	87	341	258	75	543	599
<i>U. arctos</i> (Mont. Skelett, Zool. Inst. Univ. Wien)	298	913	330	300	90	392	292	74	630	684
<i>U. arctos</i> (Acqu. Nr. 1312, Naturhist. Mus. Wien)	—	—	290	272	93	341	266	78	562	607
<i>U. arctos</i> ♀ (zerlegt. Skelett) (Zool. Inst. Univ. Wien)	307	981	356	307	86	395	302	76	663	697
<i>U. arctos</i> (Acqu. Nr. 1256, Paläont. u. Paläobiol. Inst. Univ. Wien)	310	—	339	278	82	398	283	71	617	681
<i>U. etruscus</i> (n. Ristori 1898) Schädel: Ind. v. Faëlla, Skel.: Ind. v. Gaville	345	—	327	300	91	350	286	81	627	636
<i>U. deningeri hundsheimensis</i> Hundsheim, (Skelettfund)	370	1001	343	290	84	385	266	69	633	651
<i>U. spelaeus</i> (n. Ehrenberg 1942) Salzofenböhle	383	1057	358	287	80	391	267	68	645	658
<i>U. spelaeus</i> (n. Bächler 1940) Wildkirchli	443	1461	465	340	73	490	305	64	805	795

Zu Tabelle VII:

Nähere Angaben zu den Braunbärenskeletten in der Materialübersicht (S. 96). Das ♀ Skelett ist der von Ehrenberg (1942) in seinen vergleichenden Untersuchungen benützte „mittelstarke Braunbär“. — Bei *U. etruscus* gehören Schädel und Extremitätenskelett zwei verschiedenen Individuen an, scheinen sich aber in Alter und Größe zu entsprechen (Ristori, 1898). — Auf den Vergleich der gesamten Wirbelsäulenlängen wurde verzichtet, da dem Hundsheimer Skelett das Sacrum fehlt und in diesem Zusammenhang keine ergänzten oder errechneten Maße verwendet wurden (vgl. Tab. V).

IV. Einzelfunde von Bärenresten aus Hundsheim.

a) Material der Grabung Sickenberg.

Hier soll das außer Skelettverband gefundene Bärenmaterial sowie einige im N.-Ö. Landes-Museum in Wien aufbewahrten Bärenreste beschrieben werden. Das Material aus dem N.-Ö. Landes-Museum⁵⁾, hier durch die Buchstaben „N.-Ö.“ gekennzeichnet, während die Funde der Grabung Sickenberg (Paläont. u. Paläobiol. Inst. Univ. Wien) unbezeichnet bleiben, oder die Buchstaben und Nummern beigefügt haben, die bei der Ausgrabung auf die Stücke geschrieben wurden. Hinsichtlich der angewandten Terminologie, Maße usw. gelten die Angaben der „Vorbemerkung“ (S. 98).

Schädel.

Schädelfragment (IV, J 7) bestehend aus den Supramaxillaria, Prämaxillaria und Palatina. P⁴—M² beiderseits erhalten.

Maße: Fazialge. 173; Infraorbitalbr. ca. 97.

Die Alveolen erweisen kräftige I. und C. Unmittelbar hinter den C-Alveolen liegen beiderseits die Alveolen des P⁴; P³ scheint nicht vorhanden gewesen zu sein, doch ist der Kieferknochen an diesen Stellen beschädigt. P⁴—M² schwache Abkautung, rechts stärker als links.

P⁴ zwischen Tritococon und Tetartococon ein Verbindungskamm, hinter dem Tritococon ein Nebenhöcker.

Maße: Lge. 21·0; Br. 14·0 (66·6% d. Lge.).

M¹ Mittelfeld deutlich entwickelt, soweit nicht abgekaut ein höckeriges Relief erkennbar. Vor dem Paracon und hinter dem Metacon kräftige Nebenhöcker.

Maße: Lge. 29·0; auß. Lge. d. vord. Zahnteiles 13·1;

vord. Br. 20·5 (70·6% d. Lge.); hint. Br. 21·0 (72·4% d. Lge.);

Br. in d. Einschnürung 19·5 (67·2% d. Lge.).

⁵⁾ Ein Material von Einzelzähnen aus dieser Sammlung, dessen Fundort lt. Etikette nicht mehr genau bekannt ist (Hundsheim oder Deutsch-Altenburg?) wurde wohl vermessen und untersucht, ist hier aber nicht mit einbezogen. Erhaltungszustand, sowie die vorwiegende arcto-speläoide Mittelstellung, die sich teils in der Morphologie, teils in der Größe der Zähne manifestiert, stimmen weitgehend mit Hundsheim überein. (3 I stark abgekaut, 1 I², 1 C sup., 2 C inf., 1 P₄, 2 P⁴, 3 M₁, 1 M¹, 4 M₂, 2 M², 2 M₃).

M² Verjüngung der Zahnkrone im Talon. Höcker im Mittelfeld stellenweise zu Längsjochen angeordnet. Ein selbständiger Hypocon ausgebildet.

Maße: Lge. 45·0; Lge. v. Paracon u. Metacon 27·2;
vord. Br. 22·1 (49·1% d. Lge.); hint. Br. 15·5 (70% d. vord. Br.).

Vereinigung arctoider und speläoider Züge. Die geringe Größe (Faziallge., vgl. Tab. I, S. 100), sowie das Vorhandensein des P¹ sind als primitive Merkmale zu werten. Der offenbar kräftige Eckzahn, die Größe und die wesentlichen Details der Backenzähne sind speläoid.

Fgmt. eines linken Supramaxillare (D 13) mit P⁴, M¹—M². Wurzeln bei allen Zähnen noch offen.

P³ durch die Alveole nachgewiesen.

P⁴ Tritocon und Tetartocon sind durch eine tiefe Furche getrennt. Am Hinterrand des Tritocons ein Sekundärhöcker.

Maße: Lge. 17·0; Br. 13·0 (76·4% d. Lge.).

M¹ Das kleine Mittelfeld weist körnig-höckeriges Relief auf. Große Nebenhöcker vor dem Paracon und hinter dem Metacon.

Maße: Lge. 24·5; Lge. d. vord. Zahnteiles 12·0; vord. Br. 17·0 (69·3% d. Lge.);
hint. Br. 17·0 (69·3% d. Lge.); Br. in d. Einschnürung 16·0 (65·3% d. Lge.).

M² Talon beschädigt, kaum angekauft. Reiche Höckerentwicklung im Mittelfeld. Kein selbständiger Hypocon.

Maße: Lge. + 39·0; Lge. d. Paracon u. Metacon 22·0; vord. Br. 21·0;
hint. Br. 17·2 (81·9% d. vord. Br.).

Vorwiegend speläoide Entwicklung der Zähne. Vorhandensein des P³ und geringe Größe als primitive Merkmale.

Supramaxillare dext. Fgmt. (N.-Ö.), stark versintert, P⁴—M² ziemlich abgekaut. Infolge Versinterung keine genauen Maße.

Supramaxillare sin. Fgmt. (N.-Ö.), C und P⁴, C Spitze abgebrochen, auffallend schwach, Diastem beschädigt, P⁴ kein Verbindungskamm zwischen Tritocon und Tetartocon, Größe aber speläoid. (Lge. 19·2; Br. 14.)

Unterkiefer.

Zwei auscheinend zusammengehörige Unterkieferäste. Der linke bis auf kleine Beschädigungen im Diastem und an den Inzisivalveolen vollständig. Vom Gebiß nur mehr M₃ erhalten. Dem rechten fehlt der Ramus ascendens. Etwas beschädigt an den Alveolen der I, des P₄ und M₁. Erhalten sind C, M₂ und M₃. Geringe Abkautung. Condylus liegt über der Kaufläche. Kulissenstellung der I-Alveolen. Zähne und Dimensionen vorwiegend speläoid.

Maße: ⁵⁾ Gesamtige. 309; Lge. v. M₁ + M₂ + M₃ 89 (am Alv.-Rand); Lge. d. Zahnlücke P₄—C 47; Linguale Entfernung d. M₃ vom Condylusrand 116; Br. d. Condylus 57; Höhe d. Kieferastes zw. M₂ u. M₃ 72; Höhe d. Kiefers vor P₄ (am Alv.-Rand) 64; Höhe d. Proc. coron. üb. d. Unterrand 179.

C Spitze stark abgekaut.

Maße: Zahnige. 25·9; Zahnbr. 19·0 (73·3% d. Lge.).

⁵⁾ Vgl. Tab. II, S. 101.

M₂ Starke Einschnürung zwischen Trigonid und Talonid. Zwei Nebenhöcker vor, einer hinter dem Metaconid. Entoconid klein, großer Nebenhöcker vorgelagert. Mittelfeld stark abgekaut.

Maße: Lge. 31·4; vord. faz. Lge. 19·0; vord. ling. Lge. 16·0; Abstd. Metaconid Protoconid 11·0; vord. Br. 18·0 (57·3% der Lge.); hint. Br. 19·2 (61·1% d. Lge.); Br. in d. Einschnürung 16·0 (50·9% d. Lge.).

M₃ faziale Einbuchtung der Krone, Entoconid deutlich entwickelt. Großes Protoconid, anschließend scharf abgegrenztes Hypoconid. Mittelfeld reich gegliedert aber noch nicht im Maße des typischen *spelaeus*.

Maße: Lge. 25·0; vord. Br. 19·0 (76% d. Lge.); hint. Br. 17·8 (71·2% d. Lge.).

Mandibula sin. (N.-Ö.), nur die vordere Partie erhalten, sämtliche Zähne fehlen, im Diastem beschädigt, daher Zahl der P unbekannt.

Mandibula dext., es fehlen alle Zähne, Ramus ascendens abgebrochen, Beschädigungen der Alveolen. Speläoide Größe.

Mandibula dext. juv. (D 12), C schon weit entwickelt, übrige Zähne fehlen. M₃ war zweiwurzellig (primitiv). Proc. coron. abgebrochen, Alveolen beschädigt. Auf dem Knochen periostale Auflagerung unbekannter Ursache.

Maße: Lge. ~ 174.

Einzelzähne.

I¹ oder I² sin., zwei stark abgekaute Zähne.

I² dext. (A 143), leicht angekauft.

Maße:	Bezeichng.	Zahlng.	Zahnbr.	Zahnbr. in % d. Zahlng.
	sin. —	10·1	10·8	107
	sin. —	8·6	10·0	116
	dext. A 143	7·5	10·9	145

I₁ dext. (A 48—14), angekauft, Wurzel beschädigt.

Maße: Zahlng. 6·0; Zahnbr. 8·9 (148% d. Zahlng.).

I₂ dext. stark angekauft.

Maße: Zahlng. 8·8; Zahnbr. 10·0 (113% d. Zahlng.).

I³ drei adulte Zähne, angekauft; ein Zahn juv. (C 84).

Maße vorwiegend arctoid. Proportionen (nach Rode 1935) speläoid.

Maße:	Bezeichng.	Zahlng.	Zahnbr.	Zahnbr. in % d. Zahlng.	Gesamtng.
	sin. —	13·0	11·0	85	~ 37·0
	sin. C 32	18·0	14·0	78	48·0
	dext. C 41	16·0	12·8	80	40·7
	dext. C 84	12·5	11·5	92	~ 29·0

I₃ sin. (C 41) leicht angekauft. Größe schwacher *spelaeus*, Proportionen indifferent.

Maße: Zahlng. 12·0; Zahnbr. 11·8 (98% d. Zahlng.); Gesamtng. 33·9.

C sup., drei Zähne und ein Zahnkeim. Bemerkenswert ist der „keilförmige Defekt“ mesial am Zahn F 6. Die Größen entsprechen einem starken Braunbären bis schwachen Höhlenbären.

Maße:	Bezeichng.	Zahlng.	Zahnbr.	Zahnbr. in % d. Zahlng.	Gesamtng.
	dext. A 48	22·5	19·5	87	—
	dext. F 6	18·2	13·6	75	94·5
	sin. X 15	17·1	13·8	81	—
	Zahnk. —	23·0	16·4	71	—

C inf., sechs Zähne und ein Zahnkeim. Am Zahn C 21 Schliffe von C sup. und I³ sowie ein starker „keilförmiger Defekt“ mesial bis fazial. Keilförmige Defekte auch bei A 22 und VI J 11. Mehrere Zähne auffallend grazil cf. ♀? In Maßen und Proportionen ähnliches Verhalten wie die C sup. (vgl. Tab. III, S. 103).

Maße:	Bezeichnung.	Zahlge.	Zahnbr.	Zahnbr. in % d. Zahnige.	Gesamtige.
	sin. III F 41	25·3	19·0	75	~ 98·0
	dext. —	19·0	14·3	75	85·0
	sin. C 21	23·7	17·2	72	—
	sin. A 136	21·2	15·0	71	~ 70·0
	sin. A 22	18·4	13·2	72	~ 77·0
	— VI J 11	20·4	16·6	81	—
	sin. A 48	26·0	17·1	66	—
	Zahnk.				

P₄ sin. (A 149), einfacher Bau der Krone, nur das Protoconid, von dem nach vorne ein, nach hinten zwei scharfe Kämme ausgehen. Form und Dimensionen primitiv (vgl. Tab. III, S. 103).

Maße: Lge. 15·0; Br. 8·4 (56% d. Lge.).

M¹ (D 51), stark abgekaut, Gestaltung des Innenfeldes nicht mehr erkennbar. Kleiner Nebenhöcker vor dem Paracon und hinter dem Metacon. Maße und Proportionen im arcto-spläoiden Mittelbereich. (VIII K 9), nicht abgekaut, Mittelfeld klein, teils höckeriges, teils faltiges Relief. Maße im arcto-spläoiden Mittelbereich. Breitenverhältnis arctoid.

(A 48—20), kaum angekaut, Metacon und Metaconulus grenzen mit einer Furche aneinander, daher kein Mittelfeld. Kleiner Nebenhöcker vor dem Paracon und hinter dem Metacon. Größe ± spläoid; Kronenrelief, bes. die beträchtliche Größe des Metacon arctoid. (C 83), Zahnkeim. Reiche Differenzierung der Kaufläche, großes höckeriges Mittelfeld. Morphologie der Krone spläoid. Geringe Größe arctoid.

Maße⁶⁾:

Bezeichnung.	Lge.	Lge. d. vord. Zahnteiles	vord. Br. in % d. Lge.	vord. Br. in % d. Lge.	hint. Br. in % d. Lge.	hint. Br. in % d. Lge.	Br. in d. Einsch.
dext. D 51	25·0	12·0	18·0	72	18·5	74	17·0
dext. VIII							
K 9	25·0	12·5	17·2	69	16·8	67	16·8
dext. A 48-							
-20	26·0	12·4	17·5	67	19·0	73	16·9
sin. C 83	24·5	10·8	17·0	69	16·9	69	16·0

M₁ Ein vollständiger rechter Zahn (D 23), zwei beschädigte Zähne und ein Fragment (A 48—17).

(D 23) nicht abgekaut, Paraconid nicht am unmittelbaren Kronenrand, hat eine steil nach kranial abfallende Fläche. Zwei Nebenhöcker vor dem Metaconid. Zwischen Hypoconid und Entoconid ein kleiner Randhöcker. Vorderer Entoconidhöcker klein; keinerlei Falten und Runzeln. Morphologie vorwiegend arctoid, geringe relative Breiten (nach Rodé) spläoid.

Maße⁶⁾: Lge. 26·0; vord. Br. 10·0 (38% d. Lge.); auß. Trigonidlge. 16·7; hint. Br. 11·5 (44% d. Lge.); Br. in d. Einschnürung 9·5.

⁶⁾ Vgl. Tab. III, S. 103.

M² (VIII K 9) ein rechter Zahn, Talon beschädigt. Vorwiegend speläoide Differenzierung der Kaufläche, aber kleinere Dimensionen als *spelaeus*.

(C 32) Fragment, Trigonidpartie sin. Keine Maße.

(A 31) rechter Zahn, stark abgekaut, selbständiger Hypocon.

Morphologie speläoid, Größe an der Untergrenze der speläoiden Schwankungsbreite.

Maße⁶⁾: Lge. 42·0; vord. Br. 20·5 (49% d. Lge.); Lge. v. Paracon u. Metacon 21·0; hint. Br. 17·0 (83% d. vord. Br.).

M₂ (ohne Bez.) linker Zahn, wenig abgekaut, starke Einschnürung zwischen Trigonid und Talonid. Metaconid relativ klein. Drei Nebenhöcker vor, einer hinter dem Metaconid. Kräftiger Hypoconidkomplex.

Mittelfeld flach und wenig differenziert. Dimensionen und einzelne Kronendetails (Höcker vor dem Metaconid) speläoid. Mittelfeldrelief primitiv.

(149) linker Zahn, stark abgekaut. Einschnürung zwischen Trigonid und Talonid schwach. Vor und hinter dem Metaconid ein Nebenhöcker. Kronenrelief und Umrißform arctoid. Größe arctospeläoider Mittelbereich.

(C 32) Fragment, sin. Talonidpartie. Keine Maße.

(VIII K 6) Fragment, dext. Trigonidpartie. Keine Maße.

(ohne Bez.) ein linker und ein rechter Zahn, Schmelz teilweise abgesplittert; der rechte stark beschädigt. Keine Maße.

Maße⁶⁾:

Bezeichnung	Lge.	Faz. Lge. d. vorderen Zahnteiles	Linguale Lge. d. vord. Zahnteiles	vordere Breite	vordere Breite in % der Lge.	hintere Breite	hintere Br. in % der Länge	Breite in der Einschnür.	Br. in der Einschnür. in % d. Lg.	Abstand Proconid. Metaconid.
sin. —	32·0	19·5	17·0	17·7	55	19·0	59	15·5	48	10·0
sin. A 149	26·0	15·5	14·0	15·3	59	17·0	65	15·2	58	—

M₃ (ohne Bez.) ein rechter und ein linker Zahn nach Erhaltung usw. zusammengehörig. Stark abgekaut, buccale Höckerreihe abgeschliffen. Metaconid kräftig, Entoconid klein. Lingualer Rand des Talonid eingeschnitten, Wurzel durch tiefe Furchen dreigeteilt. Größe schwacher Höhlenbär.

(A 149) linker Zahn, abgekaut. Soweit erkennbar kompliziertes Mittelfeld. Metaconid groß. Kronenumriß rechteckig, keine faciale Einbuchtung. Talonid durch tiefe Furche an der Wurzel eingekerbt. Wurzel dreigeteilt. Form speläoid, Größe Untergrenze der speläoiden Schwankungsbreite.

Maße ⁶⁾ : Bezeichng.	Lge.	vord. Br.	vord. Br. in % d. Lge.	hint. Br.	hint. Br. in % d. Lge.
dext. et sin. —	24·4	16·9	69	16·0	65
sin. A 149	24·2	16·4	68	15·4	64

Vorderextremität.

Humerus.

(IX 1) Humerus dext., vollständig erhalten. Bemerkenswert ist die starke Cristabildung.

(A 125) Humerus dext., vollständig. Crista sup. weniger stark entwickelt.

(VII i 6) Humerus sin., nur die proximale Hälfte erhalten. Starke Deltoidleiste und Crista sup.

Größe und Proportionen aller Humeri im arcto-speläoiden Mittelbereich.

Maße ^{6a)} :	Größte Lge.	gr. prox. Br.	gr. dist. Br.	dist. Br. in % d. Lge.	Br. d. Trochlea
(IX 1)	364	81	113	31	77
(A 125)	361	73	103	29	76
(VII i 6)	—	—	105	—	73

Radius.

(VII i 20) Radius sin., kleine Beschädigung am proximalen Ende, sonst vollständig erhalten. Plumper Schaft, starke Tuberositäten, Crista interossea reicht auf die Dorsalseite des Schaftes (vgl. S. 110). Speläoide Form, arctoide Größe.

(A 145) Radius sin., Krümmung des Schaftes infolge der Reparaturen nicht festzustellen. Schlanke Form und Größe arctoid.

(D 36) Radius sin., juv., ohne Epiphysen. Keine Maße.

(A 117) Radius dext., juv., ohne Epiphysen. Keine Maße.

(A 48, A 143) Distale Radius-Epiphysen dext. et sin. juv.

Maße ^{6a)} :	Größte Lge.	Br. d. prox. Gel.-Grube	Br. d. dist. Epiph.	dist. Br. in % d. Lge.	Br. d. Carpal- Gel.-Fl.
(VII i 20)	289	50	64	22	45
(A 145)	289	43	59	20	40

Ulna.

(A 147) Ulna dext. Fgmt., distales Ende und oberer Rand des Olecranon abgebrochen. Kräftige Leiste für das Lig. interosseum. Größe arctoid.

(F 14) Ulna dext. Fgmt. Proximales Ende mit einem Stück des Schaftes. Form und Größe wie vorher.

(A 147) Ulna dext., distale Epiphyse fehlt, proximales Ende beschädigt, fast adult. Größe im arcto-speläoiden Mittelbereich.

(D 10) Ulna dext. juv., beschädigt.

(C 148) Ulna dext. juv., beschädigt.

Carpus.

Radiale + Intermedium. 3 dext., 5 sin. Die größeren Stücke zeigen auf der distalen Gelenkfläche noch vielfach Spuren einer Spalte zwischen Radiale und Intermedium. Größe arcto-speläoider Mittelbereich bis speläoid (die zwei größten Stücke).

Maße:	antero-post. Lge.:	50	50	51	53	55.5	55.5	59	60
	medio-lat. Br.:	42	45	45	49	50	50	56	55

Ulnare. 3 dext., 3 sin. Keine morphologischen Besonderheiten. Größen im arcto-speläoiden Mittelbereich.

Maße:	antero-post. Lge.:	30.5	32	34	40.5	41
	medio-lat. Br.:	27	28	28.5	34	34

^{6a)} Vgl. Tab. VI, S. 116.

Carpale I—V und das Pisiforme bieten keine morphologischen Besonderheiten. Die Größen liegen vorwiegend im arcto-speläoiden Mittelbereich, nur das größte Carp. III und zwei Pisiformia erreichen speläoide Ausmaße. Die bei *spelaeus* auftretenden Verschmelzungen zwischen Carp. III und Carp. IV + V kommen nicht vor.

Carpale I, 2 sin.

Maße:	antero-post. Lge.	20	21
	dorso-plant. Höhe	26	27

Carpale III, 1 dext., 2 sin.

Maße:	antero-post. Lge.:	25.5	25	29
	medio-lat. Br.:	16	16.5	20
	dorso-plant. Höhe:	31	31.5	34

Carpale IV + V.

Maße:	antero-post. Lge.:	32	32
	medio-lat. Br.:	27	32
	dorso-plant. Höhe:	25	26

Pisiforme, 3 dext., 3 sin.

Maße: Lge.: 41—55.

Metacarpus.

Mc I 3 dext., 4 sin.; Mc II 4 + 1 Fgmt. dext., 1 sin.; Mc III 4 dext., 5 sin.; Mc IV 4 dext., 2 sin.; Mc V 3 dext., 2 sin.

Die Metacarpalia liegen mit ihren Dimensionen vorwiegend im arcto-speläoiden Mittelbereich (vgl. Tab. VI, S. 116). Die Proportionen sind fast alle speläoid oder dem speläoiden Schwankungsbereich ange-nähert.

Maße:

	Gr. Lge.:	56.5	57	62	62	66	67	74
Mc I	dist. Br.							
	in % d. Lge.:	30	28	31	28	31	25	27
	Gr. Lge.:	70	70	71	71	73		
Mc II	dist. Epiph.							
	Br. in % d. Lge.:	21	30	31	29	28		
	gr. Lge.:	72	72	73	74	75	79	80.5 81 83
Mc III	dist. Epiph.							
	Br. in % d. Lge.:	32	30	29	30	32	29	30 28 30
	gr. Lge.:	73	75	75	75	75	84	
Mc IV	dist. Epiph.							
	Br. in % d. Lge.:	33	?	29	31	27	30	
	gr. Lge.:	73	75	77	84	85		
Mc V	dist. Epiph.							
	Br. in % d. Lge.:	34	35	31	32	33		

Hinterextremität.

Femur.

(ohne Bez.) Femur sin., vollständig. Größe und Proportionen eines starken *arctos*.

(III 724) Femur sin., Trochanter maior abgebrochen, sonst vollständig. Größe und Proportionen eines schwachen *spelaeus*.

(N.-Ö.) Femur dext., prox. Fgmt. Größe wie vorher.

(A 146) Femur dext., juv., Caput femoris und die distale Epiphyse fehlen. Speläoide Größe.

Maße ^{6a)} : Größte Lge.	gr. prox. Br.	gr. dist. Br.	gr. dist. Br. in % d. Lge.	gr. Br. d. Cap. fem.
(ohne Bez.) 384	99	82	21	51
(III 724) 409	—	89	22	53

Tibia.

(F 4) Tibia sin., an beiden Epiphysen beschädigt.

(X 136) Tibia sin., vollständig.

Beide Tibien vereinigen speläoide Proportionen und eine leichte speläoide Torsion mit arctoider Größe.

Maße ^{6a)} : Gr. Lge.	gr. prox. Br.	gr. prox. Br. in % d. Lge.	gr. dist. Br.
(F 4) +267	—	—	+58
(X 136) 267	88	83	65

Fibula.

(ohne Bez.) Fibula dext. Fgmt., distales Ende fehlt. Die plumpe proximale Epiphyse, der kräftige Schaft und die Cristae sind speläoid.

Tarsus.

Astragalus. 2 + 1 Fgmt. dext., 4 sin.

Primitiv ist die durchgängig starke Krümmung der Calcaneus-Facetten. Zwei Astragali erreichen *spelaeus*-Dimensionen. Die drei kleineren von arctoider Größe, zeigen auch die arctoide subquadratische Umrißform.

Maße:	antero-post. Lge.	—	40	50	51	55	56
	medio-lat. Br.	—	44	53	52.3	64	64.5
	dorso-plant. Höhe	—	25	29	33	35	35

Calcaneus. 3 dext., 3 sin., z. T. etwas beschädigt. Starke Krümmung der Gelenkflächen arctoid. Größe arctoid bis schwacher *spelaeus*. Breitenproportion arctoid.

Maße:	Größte Lge.	—	78	79	82	84	100	101
	gr. dist. Br.	—	—	—	54	+50	+57	—

Centrale tarsi. 1 dext., 2 sin. Keine Besonderheiten. Das größte Stück erreicht knapp speläoide Größe.

Maße:	medio-lat. Br.	28	42	41
	dorso-plant. Höhe	31	39	40

Tarsale I. 1 sin.

Maße:	medio-lat. Br.	18
	dorso-plant. Höhe	27

Tarsale III. 2 dext., 1 sin. Zwei Stücke erreichen speläoide Größe. Die Gelenkfläche gegen Tarsale IV + V ist aber zweigeteilt, wie bei *arctos*.

Maße:	medio-lat. Br.	17	21	21.5
	dorso-plant. Höhe	24	31	32

Tarsale IV + V. 3 dext., 3 sin. Neigung der Calcaneus-Gelenkflächen bei allen Stücken flach (arctoid). Fläche gegen das Tarsale III stets zweigeteilt. Die arctoide Gelenkung mit dem Astragaluskopf

^{6a)} Vgl. Tab. VI, S. 116.

ist nur an zwei Stücken deutlich. Morphologisches Verhalten arctoid. Größe arctoid bis schwacher Höhlenbär.

Maße: antero-post. Lge.	20	20	25	26	25	26
medio-lat. Br.	28	28	30	32	33	31
dorso-plant. Höhe	30	31	38	38	38	39

Metatarsus.

Mt I 2 dext., 2 sin.; Mt II 1 dext., 1 sin.; Mt III 1 + 1 Fgmt. dext., 3 sin.; Mt IV 2 + 1 juv. dext., 1 + 1 Fgmt. sin.; Mt V 1 + 1 Fgmt. dext.; 3 + 1 Fgmt. sin. Die Größen der Metacarpalia liegen vorwiegend im arcto-speläoiden Mittelbereich. Die Breitenproportionen sind speläoid oder den speläoiden Werten stark angenähert.

Maße^{6a)}:

Mt I	Größte Lge.:	51	58	60	60
	dist. Br.				
	in % d. Lge.:	29	31	32	31
Mt II	gr. Lge.:	63	65		
	dist. Epiph.				
	Br. in % d. Lge.:	29	31		
Mt III	gr. Lge.:	68	73	77	79
	dist. Epiph.				
	Br. in % d. Lge.:	27	25	25	25
Mt IV	gr. Lge.:	78	87	87	
	dist. Epiph.				
	Br. in % d. Lge.:	26	25	25	
Mt V	gr. Lge.:	77	78	84	85
	dist. Epiph.				
	Br. in % d. Lge.:	29	24	27	28

Phalangen (Hand und Fuß).

7 Grundphalangen der I. und 38 des II.—V. Strahles, 30 Mittelphalangen, 11 Krallenphalangen.

Die Phalangen erreichen in der Mehrzahl speläoide Längen, erweisen sich in den Proportionen fast durchgehend als etwas schlanker. Das gilt besonders für die langen Grundphalangen. Die Krallenphalangen sind kürzer als bei *spelaeus*, nur vier erreichen knapp speläoide Länge.

Eine Charakteristik der morphologischen und metrischen Merkmale wurde jedem der in diesem Abschnitte beschriebenen Stücke beigegeben. Es kann deshalb auf eine ausführliche Zusammenfassung verzichtet werden.

Fast allgemein ist eine gewisse Mittelstellung zwischen primitiver und speläoider Entwicklung feststellbar. Neben Zähnen von speläoider Form finden sich die Alveolen der dem typischen Höhlenbären fehlenden Prämolaren. Zähne von speläoidem Bau haben arctoide Größe, wie überhaupt eine größenmäßige Mittelstellung zwischen *arctos* und *spelaeus* für den größten Teil des hier beschriebenen Materiales kennzeichnend ist. Wo sich die Schwankungsbreiten von *arctos* und *spelaeus* annähern oder überschneiden, in dieser Zone — „arcto-speläoider Mittelbereich“ — liegen die meisten Maße dieser Hundsheimer Bären. Daneben sind nur wenige Abweicher nach der arc-

toiden, bzw. speläoiden Seite festzustellen. Vielfach ist auch ein in morphologischer Beziehung indifferentes Verhalten zu beobachten und das betreffende Element ist nur durch die größenmäßige Mittelstellung etwa eines starken Braunbären bis schwachen Höhlenbären gekennzeichnet. Diese Größe finden wir auch unter den Extremitätenknochen vorwiegend vertreten. Dazu kommen noch die Verbindungen arctoider morphologischer Merkmale und Proportionen mit speläoider Größe und umgekehrt.

Vergleichen wir die an diesem Material gemachten Befunde mit dem vorher beschriebenen Hundsheimer Skelettfund, so können wir feststellen, daß die dort erkannte Mittelstellung zwischen primitiven und speläoiden Charakteren auch für die übrigen Bärenreste im allgemeinen zutrifft. Dabei muß aber betont werden, daß auch einzelne Elemente auftreten, bei denen arctoide oder speläoide Züge weitgehend vorherrschen.

Unter Berücksichtigung aller dieser Umstände können wir das hier beschriebene Material auf eine Bärenpopulation beziehen, die in ihrem wesentlichen Teil durch die Vereinigung von primitiven, arctoiden und speläoiden Merkmalen gekennzeichnet war, deren Variationsbreite aber einerseits noch primitivere, mehr arctoide, andererseits auch dem echten *spelaeus* näherstehende, größere Individuen umfaßte.

b) Der Schädel „Hundsheim II“:

Schon nach Abschluß der hier vorliegenden Untersuchungen erhielt ich Kenntnis vom Fund eines weiteren Bärenschädels in Hundsheim während der Kriegsjahre. Der Schädel wurde 1943 durch G. Toth (†), Hütter (†) und G. Kautsky ausgegraben und ist im Paläont. und Paläobiol. Inst. der Universität in Wien unter der Bezeichnung „Hundsheim II“ aufbewahrt.

Der Fundort ist eine von löbartigem Sediment erfüllte, geringmächtige Kluft in dem einige hundert Meter weiter nördlich der Hundsheimer Hauptfundstelle gelegenen nächsten Steinbruch, der ebenfalls die Ballensteiner-Kalke aufschließt.

Der Schädel ist von zahllosen Sprüngen und Brüchen durchsetzt und konnte nur durch sofortige Härtung und Präparation während der Ausgrabung geborgen werden. Trotz dieses ungünstigen Erhaltungszustandes ist die Gesamtform einigermaßen gut erhalten geblieben. Die durch die zahlreichen Sprünge bedingten Verschiebungen, sowie die verschiedenen Beschädigungen verursachen die Ungenauigkeit der auf Tab. I (S. 100) angegebenen Maße.

Abgesehen von verschiedenen kleinen Beschädigungen fehlen von dem Schädel vollkommen beide Jochbögen, Teile der Nasalia, sowie ein Hinterhaupt-Condylus. Vom Gebiß sind nur beide M^2 und der rechte M^1 , sehr stark abgekaut, vorhanden. In der Gegend des P^4 ist der Kieferknochen beidseitig beschädigt. Im Diastem, nahe der C-Alveole, ist jedoch, besonders rechts deutlich erkennbar, die Spur einer verwachsenen Alveole für P^1 oder P^2 zu sehen. Die Eckzähne waren, nach den Alveolen zu schließen, mittelgroß. Die erhaltenen

Molaren lassen infolge der Abkautung keine Einzelheiten mehr erkennen.

Der Schädel in seiner Gesamtform ist durch die Ausbildung einer Glabella mit starker Stirneinsenkung und die außerordentlich geringe Höhe des Hinterhauptes gekennzeichnet. Er entspricht in seinen wesentlichen Merkmalen und seiner Größe vollkommen dem Schädel des Hundsheimer Skelettes (Taf. I) und beweist, daß diese Schädelform innerhalb der Hundsheimer Bärenpopulation mehrfach vorgekommen ist.

Nach dem Grad der Abkautung und Zustand der Schädelnähte handelt es sich um ein altes Individuum.

Obwohl dieser Schädel ohne charakteristische Begleitfauna gefunden wurde, kann er im Hinblick auf seine auffällige Übereinstimmung mit dem Hundsheimer Skelettfund mit diesem als gleichalterig in das Altpliozän gestellt werden.

c) Material der Grabung Toulā („*U. arctos* L. var. *priscus* Goldf.“).

Das in dieser Arbeit bisher beschriebene Material stellt hinsichtlich des Zeitpunktes der Ausgrabung, des Erhaltungszustandes usw. in seiner Hauptmasse einen geschlossenen Komplex dar (Grabung Sickenberg, 1932) und wird hier erstmalig veröffentlicht. Die nunmehr zu behandelnden Bärenreste entstammen dagegen dem Fundmaterial der ersten Ausgrabungen durch Toulā (1902) und sind schon mehrfach Gegenstand wissenschaftlicher Bearbeitung gewesen (Freudenberg, 1914, Ehrenberg, 1929a). Es erscheint daher richtig, dieses Material getrennt unter den neugewonnenen Gesichtspunkten kurz zu beschreiben, zumal eine detaillierte Übersicht dieser oft zitierten Funde bisher fehlt. — Die Originale befinden sich in der Geol.-Paläont. Abteilung des Naturhistorischen Museums in Wien („Coll. Toulā“); die Inventarnummern sind hier jeweils in Klammer beigefügt⁷⁾.

Schädel.

(1909 III) Ein Cranium, Orig. zu Freudenberg (1914), vgl. Taf. III.

Es fehlen die Nasalia, ferner sind beide Frontalia und Parietalia beschädigt. Es fehlt die Schädelwand beiderseits im Bereiche der Orbitae. Am Hinterhaupt fehlen die Exoccipitalia samt den Condylen, links auch die ganze Oticalregion. Im Gegensatz zur Abbildung bei Freudenberg, fehlte zur Zeit meiner Untersuchung auch der rechte Jochbogen. Vom Gebiß sind P^4 bis M^2 beidseitig erhalten (P^4 dext. beschädigt). Von den C und I sind die Alveolen vorhanden. Die C waren, nach den Alveolen zu schließen, klein. Links sind auch die Alveolen für P^2-3 zu erkennen. Die Maße dieses Schädels sind in Tab. I (S. 100) vergleichend dargestellt. Die morphologischen Merkmale,

⁷⁾ Abgesehen von der Inventarnummer des Schädels, ist bei den Nummern aller übrigen hier angeführten Objekte aus Gründen der Platzersparnis der Zusatz „1909 II“ vor der laufenden Nummer weggelassen.

soweit sie an dem beschädigten Cranium erkennbar, sind arctoid. Eine flache Stirneinsenkung war vorhanden, doch ist das Profil durch das Fehlen der Nasalia stark verwischt. Das Hinterhaupt ist niedrig, arctoid. Die Ausmaße des Schädels sind die eines starken Braunbären. Allerdings gehen die „Kleinformen“ und „Zwerge“ der jungpliozänen *spelaeus*-Populationen noch beträchtlich unter diese Maße herab. Man vergleiche dazu die Gesamtschwankungsbreite der Höhlenbären (Schädel) aus dem Drachenloch bei Vättis.

Maße: Tab. I und III (S. 100 und 103).

P¹⁻³ durch Alveolen nachgewiesen.

P⁴ Tetartocon mit vorderem Nebenhöcker. Keine Verbindungskämme zwischen Tritocon und Tetartocon. (Rechter Zahn beschädigt.)

Morphologie arctoid, Größe starker Braunbär.

Maße: Lge. 17.0; Br. 12.6 (74% d. Lge.).

M¹ Metacon und Paracon ziemlich gleich groß, kräftige Sekundärhöcker. Speläoide Züge in der Höckerdifferenzierung, Größe starker Braunbär.

Maße: Lge. 24.0; vord. Br. 16.0 (67% d. Lge.); hint. Br. 18.0 (75% d. Lge.); Br. in d. Einschnürung 15.5 (65% d. Lge.).

M² langer Talon, schwache faziale Einbuchtung, selbständiger Hypocon war vorhanden, aber abgekaut. Höckerige Mittelfeldskulptur. Größe starker Braunbär.

Maße: Lge. 37.0; Lge. v. Paracon u. Metacon 24.0; vord. Br. 20.5 (55% d. Lge.); hint. Br. 14.0 (68% d. vord. Br.).

Das Gebiß zeigt eine Verbindung primitiver und speläoider Merkmale. Die Größe der Zähne entspricht den Maßen eines starken Braunbären und liegt vielfach der unteren Grenze der speläoiden Schwankungsbreite sehr nahe. Das Vorhandensein aller drei vorderen Prämolaren ist besser primitiv als „arctoid“ zu nennen, da dieser Zustand bei *arctos* nur ausnahmsweise auftritt (nur 17.9% der von Rode untersuchten Braunbären), hingegen bei *U. etruscus* allgemein ist. Auf die verhältnismäßige Größe des M¹ gegenüber den anderen Zähnen, bes. M², hat Ehrenberg (1929a) schon hingewiesen.

Zusammenfassend ist der Schädel zu kennzeichnen als vorwiegend arctoid, bezw. primitiv mit einzelnen speläoiden Merkmalen im Gebiß. Eine Darstellung, die mit den Ergebnissen von Ehrenberg (1929a) im wesentlichen übereinstimmt.

(70) Oberes Schnauzenfgmt., Prämaxillaria und Teile des Maxillare, ohne Zähne. C-Alveolen klein, Alveolen für P¹ und P³ vorhanden.

U n t e r k i e f e r .

(72) Mandibula dext. juv. M₃ und C noch nicht vollkommen durchgebrochen, die übrigen Zähne fehlen. Größe des C und M₃, soweit sichtbar, speläoid. Mittelfeld des M₃ reich differenziert. Das Stück war von Freudenberg als „*Ursus arctos* trans. ad *U. spelaeus*“ bestimmt.

Maße: Lge. ~ 192.

(71) Mandibula sin. Fgmt. C-Alveole klein, Alveolen für P₁ und P₃ vorhanden. Arctoide Größe.

- (76) Mandibula dext. Fgmt., völlig zersplittert, mit Wurzel des C.
 (73) Mandibula dext., vorderes Fgmt. bis zur Wurzel des M_1 , ohne Zähne (Orig. zu Ehrenberg, 1929a). Erhaltene Dimensionen des Kieferknochens, Größe der C-Alveole, Kulissenstellung der I-Alveolen sind speläoid. Im Gegensatz dazu steht das Vorhandensein sämtlicher Alveolen der vorderen Prämolaren (P_1, P_2, P_3).
 Maße: Höhe d. Kiefers vor $P_4 + 56$; erhaltene Lge. d. Fgmt. 142.
 (74) Mandibula dext. juv. Fgmt. Milchzähne ausgefallen, P_4 im Durchbrechen, Zahnkeim des C steckt noch im Innern des Kiefers. Von Freudenberg als „*Ursus arctos trans. ad U. spelaeus*“ bezeichnet.

Einzelzähne.

I

- (87) I^3 dext., sehr stark abgekaut.
 I^2 oder I^1 sehr stark abgekaut.
 I^2 sin. Krone.
 Alle Zähne verhältnismäßig klein, arctoid.

C

- (75) C sup. sin. Spitze nur wenig abgeschliffen. Größe speläoid.
 Maße: Gesamtlge. d. Zahnes 104.
 (77) vier C inf. sin., ein Zahn mit starkem keilförmigen Defekt. Geringe Größe.
 P^3 (87a) sin. Das Vorhandensein dieses Zahnes ist als primitives Merkmal zu werten.
 P^1 (83) dext. Längenausdehnung des Tetartocon gering, kein Verbindungskamm zwischen Tritocon und Tetartocon. Geringe Größe, sonst vorwiegend speläoid.
 (80) sin., stark abgekaut, keine Einzelheiten erkennbar. Große relative Zahnbreite arctoid.

Maße:	Bezeichnung.	Lge.	Br.
	(83)	17·0	11·0 (65% d. Lge.).
	(80)	16·5	13·3 (81% d. Lge.).

- M^1 (82) dext., Kaufläche versintert. Starke Sekundärhöcker vor dem Paracon und hinter dem Metacon. Form vorwiegend speläoid, geringe Größe.
 (79) sin., nicht abgekaut, Metacon kürzer und niedriger als Paracon. Kräftige Sekundärhöcker. Flachfaltiges Mittelfeldrelief. Arctoide und speläoide Züge in Form und Proportionen. Größe speläoid.

Maße:	Bezeichnung.	Lge.	Vord. Br.	Vord. Br. in % d. Lge.	Hint. Br.	Hint. Br. in % d. Lge.	Br. in d. Einschnürung.
	(82)	25·0	18·1	64	17·1	68	18·0
	(79)	27·0	20·0	74	20·0	74	19·0

- M_1 (85) sin., fast unabgekaut, Höckerdifferenzierung, Lage des Paraconid und seiner kranialen Fläche sind speläoid. Umrißform ist arctoid (Fehlen einer „echten“ Einschnürung zwischen Trigonid und Talonid). Maße und Proportionen sind intermediär.

Maße: Lge. 26·5; vord. Br. 10·0 (38% d. Lge.); hint. Br. 13·0 (49% d. Lge.); Br. in d. Einschnürung 10·8.

M² (81) zwei rechte Zähne, weitgehend abgekaut, einer beschädigt. Größe und Proportionen arctoid.

(78) dext., Kaufläche versintert, Talon kurz und breit, keine faziale Einbuchtung. Größe und Proportionen arctoid.

Maße: Bezeichng.	Lge.	Lge. v.		vord. Br. in % d. Lge.	hint. Br.	hint. Br.
		Paracon	u. Metacon			in % d. vord. Br.
(81)	34.0	—	—	57	16.0	82
(78)	37.5	25.0	—	—	16.0	—

M₂ (84) dext., nicht abgekaut. Nur ein Höcker vor dem Metaconid, einfache Höckerbildungen im Mittelfeld. Größe und Proportionen intermediär.

Maße: Lge. 27.0; vord. Br. 15.0 (55% d. Lge.); hint. Br. 17.8 (66% d. Lge.); Br. in d. Einschnürung 15.0.

M₃ (86) sin., beschädigt. Flachfaltiges Innenfeld primitiv, Umriß nach hinten stark verjüngt.

Wirbelsäule.

(88) Vier beschädigte Halswirbel.

(89) Vier beschädigte Lendenwirbel.

Alle Wirbel sind von geringer Größe.

Vorderextremität.

Humerus.

(92) Distales Fgmt. sin.

(93) Diaphysenfgmt. dext.

(ohne Bez.) Diaphysenfgmt. sin.

(146) Proximales Fgmt. sin.

Alle Dimensionen klein, arctoid.

Maße:	Bezeichng.	Gr. dist. Br.	Br. d. Trochlea
	(92)	102	66

Radius.

(94) juv. Fgmt. dext., Br. d. dist. Epiph. 51.

Ulna.

(95) Proximales Fgmt. dext. Gelenkfläche beschädigt.

(96) Proximales Fgmt. sin., Gelenkende beschädigt, eigentümlicher, hakenförmiger Fortsatz des Olecranon rückwärts. Form des Olecranon arctoid (vgl. S. 110).

(98) Proximales Fgmt. sin. Gelenkende beschädigt.

(97) Diverse Ulna- und Radiussplitter.

Durchgängig geringe Größen.

Carpus.

(100) Radiale + Intermedium, 3 dext., Spalt zwischen Radiale und Intermedium stets angedeutet. Größe starker Braunbär.

Maße:	antero-post. Lge.	medio-lat. Br.
	49	47
	49	47
	48	46.6

(102) Ulnare dext., die für den Höhlenbären kennzeichnende Gelenkfläche für das Mc V ist deutlich ausgebildet. Dimensionen eines schwachen *spelaeus*.

Maße: antero-post. Lge. 35·0; medio-lat. Br. 28·5.

(104) Carpale I sin., arctoide Größe.

Maße: antero-post. Lge. 18·8; dorso-plant. Höhe 22·0.

(105) Carpale III sin. Gelenkfläche für Radiale + Intermedium steil nach plantar geneigt, arctoid. Größe schwacher *spelaeus*.

Maße: antero-post. Lge. 27·0; dorso-plant. Höhe 32·8; medio-lat. Br. 20·0.

(103) Pisiforme dext., klein.

Maße: Lge. 37·2.

Metacarpus.

(141) Mc I dext.; (111) Mc II dext., (108) Mc II sin.;

(147) Mc III dext.; (144) u. (112) Mc IV dext.; (109) Mc V sin.;

(145) Mc V dext.

Maße:	Gr. Lge	dist. Br. bzw. dist. Epiph. Br. in % d. Lge.
Mc I (141)	65·6	27
Mc II (111)	72·0	30
Mc II (108)	73·0	30
Mc III (147)	86·0	30
Mc IV (144)	69·0	31
Mc IV (112)	73·0	—
Mc V (109)	73·0	34
Mc V (145)	~ 70·0	—

Alle Metacarpalia zeigen in den Breitenproportionen speläoide Werte (vgl. Tab. VI, S. 116).

Hinterextremität.

Femur.

(120) Proximales Fgmt. juv. sin.

(119) Zwei proximale Fgnte.

(118) Epiphyse dist. juv.

(117) Distales Fgmt. sin.

Alle Fragmente haben durchgehend geringe Größen.

Maße:	Bezeichng.	gr. prox. Br.	gr. dist. Br.
	(120)	90	—
	(119)	91	—
	(119)	100	—
	(118)	—	77
	(117)	—	83

Patella.

(126) Vier Patellen. Arctoide Größe.

Maße:	Gr. Lge.	52	53	57	58
	medio-lat. Br.	35	34	36	37

Tibia.

(121) Proximales Fgmt. sin.

(123) Distales Fgmt. dext.

(124) Proximales Fgmt. dext.

(125) Distales Fgmt. sin.

Soweit feststellbar geringe Torsion des Schaftes. Alle Maße entsprechen einem starken Brannbären.

Maße:	Bezeichnung.	gr. prox. Br.	gr. dist. Br.
	(121)	83	—
	(123)	—	62
	(124)	84	—
	(125)	—	65

Fibula.

(127) Distales Fgmt.

Tarsus.

(130) Calcaneus dext., klein, aber gedrungen, speläoide Proportionen.

Maße: Gr. Lge. 76; gr. dist. Br. 50.

(128) Astragalus, 3 dext. und div. Fgnte. Arctoide Größe, aber nur zwei zeigen den arctoiden subquadratischen Umriß.

Maße: antero-post Lge. 42·5 43·5 46·0
medio-lat. Br. 51·0 50·8 48·6

(132) Centrale tarsi sin. et dext. Größe intermediär.

Maße: Medio-lat. Br. 33·8 31·0
dorso-plant. Höhe 33·0 34·0

(104) und (134) Tarsale I, 2 dext. Speläoide Größe.

Maße: Medio-lat. Br. 17 15
dorso-plant. Höhe 27 25

(134) Tarsale II dext.

Maße: Medio-lat. Br. 13
dorso-plant. Höhe 21

(139) Tarsale III dext. et sin., div. Fgnte. Gelenkfläche gegen Tarsale IV + V ungeteilt, speläoid. Größe intermediär.

Maße: Medio-lat. Br. 19·0 19·5
dorso-plant. Höhe 25·0 25·0

(135) Tarsale IV + V dext. et sin. Ungeteilte Gelenkfläche gegen Tarsale III, Calcaneusfacette stark gegen lateral geneigt, speläoid. Größe intermediär.

Maße: Antero-post. Lge. 24·5 25·5
medio-lat. Br. 25·0 29·0
dorso-plant. Höhe 35·8 33·5

Metatarsus.

(136) Mt I, 2 sin.; (142) Mt II, 2 dext.; (143) Mt III dext.;

(138) Mt III 2 sin.; (139) Mt IV sin.; (145) Mt V dext. u. div. Fgnte. Proportionen durchwegs plumper als *arctos*, z. T. den speläoiden Werten stark angenähert (vgl. Tab. VI, S. 116).

Maße:	Gr. Lge.	dist. Br. bzw. dist. Epiph. Br. in % d. Lge.
Mt I (136)	60·2	29
Mt I (136)	65·5	27
Mt II (142)	59·0	29
Mt II (142)	73·5	25
Mt III (143)	79·0	23
Mt III (138)	80·0	23
Mt III (138)	78·5	27
Mt IV (139)	81·0	26
Mt V (145)	85·2	25

Phalangen (Hand und Fuß).

(114) u. (115) 5 Grundphalangen des I. und 12 des II. bis V. Strahles, 11 Mittelphalangen. Erreichen zumeist die Längen schwacher Höhlenbären, erweisen sich aber in den Proportionen in der Mehrzahl als etwas schlanker.

Ein Überblick über das Material in seinen morphologischen und metrischen Merkmalen führt zu folgendem Ergebnis:

Der Schädel (1909 III) zeigt vorwiegend arctoiden Habitus mit speläoiden Tendenzen im Gebiß (Taf. III). Die übrigen Einzelzähne, Kieferstücke usw. zeigen z. T. ein Überwiegen der arctoiden über die vereinzelt speläoiden Merkmale. An Wirbeln und Extremitätenknochen zeigt sich das für das ganze Hundsheimer Material kennzeichnende Vorherrschen der arctoiden Dimensionen im Skelett. Die in den Proportionen aufscheinenden speläoiden Breitenverhältnisse können jedoch an den fragmentären Knochen nicht nachgewiesen werden. Wesentlich ist die Tatsache, daß wieder fast alle Metapodien die plumpe speläoide oder an speläoide Proportionen angenäherte Form aufweisen (vgl. S. 154). Unter dem so zu kennzeichnenden Material fallen einige Stücke mit sehr deutlichem speläoiden Charakter auf, die z. T. von Freudenberg als „*U. arctos* trans. ad *U. spelaeus*“ etikettiert waren. Es sind dies die Mandibula (72), die Mandibelstücke (73) und (74) sowie der große C (75).

Vergleichen wir diese durch ein teilweises Vorherrschen arctoider und primitiver Eigenschaften ausgezeichneten Bärenreste mit dem oben beschriebenen Hauptmaterial der Hundsheimer Bären, so finden wir nur im Schädel (1909 III) einen graduellen Unterschied im weitgehenden Zurücktreten der speläoiden Merkmale. Die wenigen schlechterhaltenen Skelettreste unterscheiden sich in keiner Hinsicht wesentlich von dem Großteil des übrigen Hundsheimer Skelettmateriales. Es werden diese Verhältnisse noch im Zusammenhange mit der Frage der systematischen Stellung zu erörtern sein.

V. *Ursus deningeri* v. Reich. aus den Mosbacher Sanden.

U. deningeri ist der einzige altpliozäne Bär, von dem wesentlich mehr bekannt ist als Einzelzähne und das Gebiß. Es war daher naheliegend, ihn zum Vergleich mit den Hundsheimer Bären heranzuziehen. Da die klassische Bearbeitung v. Reichenaus (1906) nicht alle für den Vergleich nötigen Angaben enthielt, andererseits Ehrenberg (1928) die Frage der systematischen Berechtigung dieser Art aufgerollt und auf neuere Funde aus den Mosbacher Sanden hingewiesen hatte, wurde der Vergleich am Originalmaterial der Museen in Mainz und Wiesbaden durchgeführt. Die Ergebnisse dieser Untersuchung, welche keine Neubearbeitung, sondern nur eine geeignete Grundlage für die Beurteilung des Hundsheimer Materiales bieten sollen, werden hier mitgeteilt. Was in diesem Zusammenhang ohne Belang ist, wurde weggelassen. Besonderes Gewicht ist auf das neuere Fundmaterial, sowie die v. Reichenau noch unbekanntesten Reste des Extremitätenskelettes gelegt. Die Inventarnummern des

Naturhistorischen Museums in Mainz sind in der folgenden Beschreibung einfach in Klammern beige-⁸⁾setzt, während die Nummern des Museums in Wiesbaden besonders bezeichnet sind.

Schädel.

(1939/1093) Großer Schädel, Orig. zu v. Reichenau (1906), eingehende Beschreibung siehe dort. Die enorme Größe ist durchaus speläoid und erreicht die Ausmaße der größten Schädel des Höhlenbären. Im Gegensatz dazu stehen die geringe Glabellabildung, der relativ lange Fazialteil, die geringen Höhendimensionen, vor allem das niedrige Hinterhaupt⁸⁾.

Maße: vgl. Tab. I, S. 100.

Das Gebiß ist ziemlich abgekaut.

C ist groß, speläoid.

P¹- und P³-Alveolen sind links vorhanden.

P¹ relativ breit und plump.

M¹ Metacon kürzer und niedriger als Paracon. Sekundärhocker vor dem Paracon und hinter dem Metacon.

M² Talon stark verjüngt mit leichter fazialer Einbuchtung, Innenfeld zeigt Spuren einer reichen Gliederung.

Das Gebiß ist in seiner Größe und Morphologie speläoid, nur das Vorhandensein der beiden vorderen P ist primitiv.

Maße der Zähne vgl. Tab. IX, S. 142.

Der Schädel in seiner Gesamtheit verbindet primitive Form mit speläoider Größe und einem speläoiden Gebiß mit dem primitiven Merkmal der vorderen P.

(1939/1094) Dieser guterhaltene Schädel stand v. Reichenau (1906) noch nicht zur Verfügung. Er trägt in seiner Gesamtform ein auffallend arctoides Gepräge. Als wesentliche Merkmale seien erwähnt: die geringe Größe, das flache Stirnprofil ohne Spur einer Glabellabildung, die langgestreckte Form des Schädels und das extrem niedrige Hinterhaupt, das mit einer Höhe von 72 unter den gemessenen Werten bei *arctos* liegt.

Das Gebiß ist angekaut.

C beidseitig repariert und ergänzt.

I³ fehlt.

I¹ und I² beidseitig vorhanden.

P¹ kein Verbindungskamm zwischen Tritocon und Tetartocon. Größe und Form arctoid.

M¹ Metacon kürzer und niedriger als Paracon. Sekundärhöcker vor dem Paracon und hinter dem Metacon. Größe im arcto-speläoiden Mittelbereich, Form speläoid.

M² Talon stark verjüngt, deutliche faziale Einbuchtung. Selbständiger Hypocon. Differenziertes Mittelfeldrelief. Größe im arcto-speläoiden Mittelbereich, Form speläoid.

⁸⁾ Bemerkenswert sind die wahrscheinlich von Caniden herrührenden Nage- und Bißspuren. So sind die Proc. postorbitales beidseitig abgebissen. v. Reichenau erwähnt S. 210, daß der Proc. postorbitalis „auf beiden Seiten ausgefallen ist, wiewohl doch das Tier völlig erwachsen war“ (vgl. Zapfe, 1939).

Das Gebiß erweist sich in seiner Morphologie, vor allem aber durch das völlige Fehlen der vorderen P als speläoid.

Maße der Zähne vgl. Tab. IX, S. 142.

Der Schädel ist gekennzeichnet einerseits durch seine arctoide Form und geringe Größe, andererseits durch ein nach seinen morphologischen Merkmalen vorwiegend speläoides Gebiß mit intermediären Dimensionen.

(1933/107) Hinterhauptfgmt. Occipitalregion und Stücke der Parietalia, ein Condylus abgebrochen. Geringe Dimensionen und schwache Crista arctoid.

Maße⁹⁾: Hinterhaupthöhe \sim 87; Hinterhauptbreite \sim 151.

(1939/1106) Hinterhaupt mit Parietalia, Frontalia, beiden Condylen und Stücken der Jochbögen. Geringe Dimensionen und schwache Cristabildung arctoid.

Maße⁹⁾: Stirnbreite 108; Jochbogenbr. 206; Hinterhaupthöhe 91.

(1926/130) Hinterhaupt mit Stücken der Parietalia. Condylen und Jochbögen fehlen. Starke Crista und Dimensionen speläoid.

Maße⁹⁾: Hinterhaupthöhe 122; Hinterhauptbr. \sim 186.

(Wiesbaden 170) Hinterhauptfgmt. Form und Dimensionen arctoid.

Maße⁹⁾: Hinterhaupthöhe 98; Hinterhauptbr. 148.

(Wiesbaden 169) Schnauzenpartie (Prae- und Supramaxillaria) Orig. zu v. Reichenau (1906).

I¹ und I² fehlen.

I³ und C von geringer Größe.

P³ links vorhanden, rechts Alveole.

P⁴ Tetartocon ausgedehnt, kein Verbindungskamm zwischen Tritocon und Tetartocon, arctoid.

M¹ in Größe und Form, soweit nicht durch Abkauung zerstört, speläoid.

M² Geringe Länge des Talon, keine faziale Einbuchtung, flachfaltiges Mittelfeld. Größe und Form arctoid.

Maße⁹⁾: Backenzahlge. 81; Diastem 39; Schnauzenhöhe I 62; Canibr. 83.
Maße der Zähne vgl. Tab. IX, S. 142.

Große Längendimensionen, geringe Höhe des Schädelfragmentes, arctöider Einschlag in Form und Ausmaßen des Gebisses.

(1913/84) Schnauzenfgmt. Nur die rechte Zahnreihe vorhanden, wenig abgekaut.

Maße⁹⁾: Faziallge. 178; Canibr. + 90.

I fehlen.

C beide abgebrochen.

P³ Alveole beidseitig.

P⁴ Kein Verbindungskamm zwischen Tritocon und Tetartocon.

M¹ Metacon und Paracon gleich groß. Keine Sekundärhöcker.

M² Starke Verjüngung des Talon, faziale Einbuchtung, kein selbständiger Hypocon. Reich gegliedertes Innenfeld.

Maße der Zähne vgl. Tab. IX, S. 142.

⁹⁾ vgl. Tab. I, S. 100.

Beträchtliche Länge der Schnauzenpartie. Arctoide und speläoide (M²!) Züge im Gebiß, speläoide Größe.

(1939/1096) Schnauzenfgmt. mit beiden Zahnreihen, geringe Abkautung.

Maße⁹⁾: Faziallge. 182; Caninbr. 86.

I fehlen.

C mittelgroß.

P¹ Alveole beidseitig.

P³ Kräftige Alveole beidseitig.

P² Schmal, geringe Länge des Tetartocon, kein Verbindungskamm zwischen Tritocon und Tetartocon.

M¹ Metacon etwas länger als Paracon, schwache Sekundärhöcker.

M² Kurzer Talon, kein selbständiger Hypocon, Innenfeld flachfältig.

Maße der Zähne vgl. Tab. IX, S. 142.

Stark arctoide Prägung des Gebisses, Größe entspricht starkem Braunbär.

(1926/130) Schnauzenfgmt. mit beiden Molaren, stark abgekaut.

Maße⁹⁾: Faziallge. 190.

P¹ Alveole beidseitig.

P³ Alveole beidseitig, links anscheinend zweiwurzelig!

P² fehlt.

M¹ und M² infolge Abkautung keine Kronendetails erkennbar.

Maße der Zähne vgl. Tab. IX, S. 142.

Speläoide Größe verbunden mit arctoiden Merkmalen im Gebiß (P¹, P³).

(1925/13) Oberkieferfgmt. sin., mit Zähnen, unabgekaut.

P³ Alveole.

P² schmal, keine Verbindungskämme zwischen Tritocon und Tetartocon. Tetartocon lang.

M¹ Metacon kürzer und niedriger als Paracon, kräftige Sekundärhöcker.

M² Talon stark verjüngt, reich gegliedertes Mittelfeld, kein Hypocon. Vorwiegend speläoider Charakter in Größe und Form, Vorhandensein des P³ arctoid.

Maße der Zähne vgl. Tab. IX, S. 142.

(1927/176) Oberkieferfgmt. dext., Zähne abgekaut.

P³ nicht feststellbar, da der Kieferknochen hier abgebrochen.

P² breit, kein Verbindungskamm zwischen Tritocon und Tetartocon.

M¹ Metacon kleiner und kürzer als Paracon, sehr kleiner Sekundärhöcker.

M² lang, Talon wenig verjüngt, keine faziale Einbuchtung, kein selbständiger Hypocon.

Maße der Zähne vgl. Tab. IX, S. 142.

Morphologie intermediär bei teilweise speläoider Größe (M²).

Unterkiefer.

Die Zahl der Unterkiefer hat sich seit der Bearbeitung durch v. Reichenau noch vermehrt, so daß im Rahmen dieser vergleichenden Untersuchung nicht alle Mandibulae beschrieben werden können.

Es wurden insgesamt 20 mehr weniger vollständige Unterkiefer und diverse Bruchstücke untersucht und die besterhaltenen vermessen (Maße vgl. Tab. VIII, S. 141). Auch haben die Unterkiefer schon bei v. Reichenau eine relativ ausführliche Darstellung erfahren, auf die hier verwiesen werden kann. Es sind daher hier nur einige für den Vergleich mit Hundsheim wichtige und charakteristische Beispiele und die aus dem gesamten Material gewonnenen Ergebnisse ausführlicher dargelegt.

(1911) Mandibula dext., Condylus abgebrochen, scheint über der Kaufläche gelegen zu sein.

P₄ kräftige Ausbildung der lingualen Höcker, besonders des Paraconid.
M₁ stark abgekaut.

M₂ nur ein starker Höcker vor dem Metaconid.

M₃ ausgeprägtes Hypocönid, reiche Innenfeldgliederung.

Maße der Zähne vgl. Tab. IX, S. 142.

Der Unterkiefer hat starke Braunbärengröße. Er übertrifft etwas die vermessenen europäischen Braunbären, erreicht aber noch keineswegs die größeren Exemplare von *U. arctos piscator* (vgl. Tab. II, S. 101 und Tab. VIII, S. 141). Auch die Zähne haben durchgehend starke Braunbärengröße, zeigen aber in der Morphologie auch speläoide Merkmale (P₄, M₃).

(1924/183) Mandibula sin., es fehlt der Ramus ascendens.

C mittelgroß, speläoid.

P₄ stark entwickeltes Paraconid.

M₁ abgekaut.

M₂ vor dem Metaconid mehrere niedrige Höcker.

M₃ Hypoconid ausgeprägt, komplizierte Innenfeldskulptur.

Maße der Zähne vgl. Tab. IX, S. 142.

Während der Kieferknochen in den meßbaren Dimensionen und dem Gesamteindruck durchaus arctoid und klein zu bezeichnen ist (Tab. VIII, S. 141), ist die Größe und Form der Zähne speläoid (Tab. IX, S. 142). Es besteht ein deutlicher Gegensatz zwischen dem kleinen arctoiden Kiefer und den großen speläoiden Zähnen.

(1930/523) Mandibula sin., Proc. coronoideus abgebrochen. Vom Gebiß fehlt der C und P₄. Der Kiefer ist auffallend schlank (Höhenmaß!), entspricht aber in seiner Gesamtgröße einem mittelstarken Höhlenbären. Condylus liegt etwas über der Kaufläche. Auch das Gebiß ist in seinen Maßen (vgl. Tab. IX, S. 142) und morphologischen Merkmalen vorwiegend speläoid (Stellung des Paraconid bei M₁ usw.).

(1912) Mandibula dext., verschiedene Beschädigungen, Ramus ascendens fehlt. (Maße vgl. Tab. VIII, S. 141).

Tabelle VIII.

<i>U. deningert</i> Mosbacher Sde. Maße d. Unterkiefer	Gesamtlge. d. Kiefers	Lge. d. Zahnücke P ₄ -C (Diastem)	Linguale Entfernung d. M ₃ vom Condylusrand	Lge. M ₁ +M ₂ +M ₃ (Alveolarrand)	Höhe d. Kiefers zw. M ₂ u. M ₃	Höhe d. Kiefers vor P ₄ (Alveolarrand)	Höhd. Proc. coronoideus üb. d. Unterrand	Breite d. Condylus
(1930/523)	314	65	108	81	61	58	—	+ 55
(1938/63)	304	58	119	78.5	—	50	—	54
(1911)	263	54	—	75	58	54	140	—
(1922/48)	—	∩55	—	80	—	60	—	—
(1924/183)	—	∩30	—	96	∩53	∩55	—	—
(1912)	—	43	—	85	—	54	—	—
(39/1104)	301	—	115	80	66	∩55	172	+ 65
(1910)	285	51	—	77	54	51	+ 125	—
(1939/1105)	274	40	96	77	60	58	147	50
(39/1103)	227	32	73	75	48	45.5	—	—
(1914/67)	—	60	—	75	56	56	—	—
(1925/407)	269	∩50	89	83	58	54	—	—
(1939/1095)	275	57	90	78	52	49	130	48.5
(1938/62)	288	54	107	76	57	51	144	53
(Wiesbaden 167)	—	53	—	89	65	57	—	—
(Wiesbaden 168)	—	55	—	77	—	49	—	—
(Wiesbaden 171)	—	56	—	—	63	54	—	—
(Wiesbaden 172)	—	53	—	79	63	55	—	—
(Wiesbaden 174)	277	—	101	84	65	64	—	+ 58
(Wiesbaden 176)	294	51	102	79	66	66	—	+ 62

P₁ Alveole.

P₄ schwache Entwicklung der lingualen Höcker.

M₁ Paraconid flachgeneigt, lingualer Kronenrand kompliziert, Randhöcker zwischen Hypoconid und Entoconid.

M₂ Sekundärhöcker vor dem Metaconid.

M₃ Hypoconid ausgeprägt, reiche Innenfeldskulptur.

Maße der Zähne vgl. Tab. IX, S. 142.

Kieferknochen, soweit erhalten, klein arctoid. Größe und Form der Zähne speläoid. Nur das Vorhandensein der P₁-Alveole ist primitiv.

Tabelle IX.

P ⁴			M ¹					M ²					U. deningeri Mosbacher Sde. Zahnmaße des Oberkiefers											
Länge	Breite	Br. in % d. Lge.	Länge	Vord. Breite	Vord. Br. in % d. Lge.	Hint. Breite	Hint. Br. in % d. Lge.	Länge	Länge v. Parac. u. Metac.	Vord. Breite	Vord. Br. in % d. Lge.	Hint. Breite		Hint. Br. in % d. vord. Br.										
17.0	12.4	72.9	74.5	17.0	69.5	13.0	73.4	39.0	25.0	20.6	52.8	15.0	72.8	Schädel (1939/1094)										
21.0	15.3	72.8	29.8	21.0	70.4	21.8	78.1	49.4	—	24.0	48.5	17.0	70.8	Schädel (1939/1093)										
19.5	13.0	66.6	26.0	16.0	61.5	17.5	67.2	42.0	25.3	20.0	47.6	14.0	70.0	(1913/84)										
19.0	12.4	65.2	25.5	17.6	69.0	19.6	78.9	37.0	24.0	20.9	56.4	17.5	83.7	(1939/1096)										
—	—	—	28.5	19.8	74.7	19.3	72.4	43.0	—	23.0	51.1	17.0	73.9	(1926/130)										
19.0	12.5	65.7	27.0	19.0	66.6	18.5	68.5	41.0	27.0	20.4	49.3	16.0	78.4	(1925/13)										
16.2	12.5	77.1	24.0	17.6	73.3	17.0	70.8	42.5	27.0	20.8	48.9	18.0	86.5	(1927/176)										
18.0	14.5	80.5	26.2	18.0	68.7	19.3	75.5	37.0	22.5	21.0	56.7	14.0	66.6	(Wiesbaden 169)										
P ₂			M ₁				M ₂				M ₃				Zahnmaße der Unterkiefer									
Länge	Breite	Br. in % d. Lge.	Länge	Vord. Breite	Vord. Br. in % d. Lge.	Hint. Breite	Hint. Br. in % d. Lge.	Breite in d. Einschnürung	Länge	Vord. Breite	Vord. Br. in % d. Lge.	Hint. Breite	Hint. Br. in % d. Lge.	Breite in d. Einschnürung		Br. in d. Einschnürung in % d. Lge.	Länge	Vord. Breite	Vord. Br. in % d. Lge.	Hint. Breite	Hint. Br. in % d. Lge.			
—	—	—	26.5	11.0	32.5	12.6	44.9	10.8	29.0	15.5	53.4	16.6	57.2	15.3	54.4	23.0	—	—	—	—	—	—	(1.30/523)	
—	—	—	26.5	9.5	35.8	12.0	45.2	9.2	25.0	15.0	60.0	15.0	60.0	13.4	58.6	23.0	16.0	69.5	14.7	63.9	—	—	(193~/63)	
15.2	9.8	60.5	25.3	11.0	42.6	12.9	50.0	10.5	25.5	16.2	53.5	17.0	66.6	16.0	62.3	24.0	16.5	77.0	15.2	63.3	—	—	(1911)	
15.2	9.0	59.2	26.0	10.3	39.6	12.3	47.3	10.0	27.0	16.0	55.5	16.0	62.2	14.0	51.5	27.0	17.0	62.9	17.0	62.9	—	—	(1922/48)	
15.3	10.0	63.2	28.0	11.2	40.0	14.2	59.6	11.0	28.4	13.0	53.3	18.5	65.1	17.7	62.3	25.0	20.5	82.0	18.0	72.0	—	—	(1924/183)	
14.5	9.4	64.8	29.0	10.6	38.5	13.6	46.9	11.0	31.0	13.0	58.0	18.5	69.6	17.0	54.3	25.0	20.8	83.2	20.3	81.2	—	—	(1912)	
—	—	—	26.5	10.6	37.7	12.5	47.1	10.2	27.0	16.3	60.3	17.2	63.7	15.0	55.5	—	—	—	—	—	—	—	—	(1910)
—	—	—	27.4	10.5	38.8	13.2	48.1	10.3	28.5	14.2	61.1	15.5	68.4	15.0	56.6	—	—	—	—	—	—	—	—	(1939/1105)
—	—	—	27.4	15.0	27.4	15.0	54.3	16.0	27.4	15.0	54.3	16.0	53.2	14.0	51.0	22.7	18.0	79.2	16.0	70.4	—	—	(1939/1103)	
17.0	10.0	58.6	26.3	11.0	41.0	13.6	50.7	11.0	26.0	16.2	52.3	16.2	62.3	15.8	40.0	24.3	18.2	73.9	6.0	65.0	—	—	(1939/1095)	
15.3	8.2	53.5	29.0	9.6	33.1	13.0	44.8	9.5	29.0	16.0	55.1	17.0	58.6	14.0	43.2	21.0	17.0	80.9	14.0	66.6	—	—	(1938/62)	
15.0	8.5	56.6	—	—	—	—	—	—	27.0	18.0	66.6	18.0	66.6	16.4	60.7	—	—	—	—	—	—	—	—	(Wiesbaden 172)
14.0	8.0	57.1	23.5	10.3	43.8	12.0	51.0	10.0	26.8	15.3	57.0	16.3	60.8	14.0	52.2	25.0	18.5	74.0	16.5	66.0	—	—	(Wiesbaden 168)	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	25.0	16.5	56.0	17.0	69.2	14.5	58.0	24.0	18.2	75.3	16.0	66.6	—	—	—	(Wiesbaden 167)
—	—	—	—	—	—	—	—	—	27.0	18.1	69.6	17.0	62.9	15.0	55.5	24.0	17.0	70.8	+14.0	58.3	—	—	—	(Wiesbaden 171)
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	24.0	+18.0	75.0	+16.0	66.6	—	—	—	(Wiesbaden 174)

Gegensatz zwischen den geringen Dimensionen des Kiefers und der ausgesprochen speläoiden Größe der Zähne.

(Wiesbaden 174) Mandibula sin., Proc. coronoideus abgebrochen. Es fehlen die I, C und P₄. P₃-Alveolen mit Wurzel, M₁ und M₂ beschädigt, M₃ von konkretionärem Sand überkrustet. Gesamtform und Größe des Kiefers ist speläoid (Tab. VIII, S. 141). Im Gebiß arctoide Züge (P₃), die übrigen Zähne waren groß.

Maße der Zähne vgl. Tab. IX, S. 142.

Die wenigen Beispiele zeigen die Merkmalskomplexe, die wir in dem untersuchten Gesamtmaterial in den verschiedensten Kombinationen wiederfinden. Im wesentlichen handelt es sich um die verschiedenartige Verbindung arctoider, kleiner und speläoider, großer Gebisse mit großen oder kleinen Mandibeln. Am häufigsten erscheint ein Typus mit vorwiegend speläoider Morphologie der Zähne und großem Kieferknochen, wobei sich sowohl die Dimensionen des Kiefers als die der Zähne im arcto-speläoiden Mittelbereich bewegen, so daß sie am besten als „schwacher Höhlenbär“ gekennzeichnet werden. (1939/1104, 1910, 1939/1105, 1914/67, 1939/1095, 1938/62, Wiesbaden: 167, 174, 176). Arctoide Elemente in Form vorderer P usw. treten dabei stets in Erscheinung. Daneben finden sich kleine Kiefer mit speläoiden Zähnen (1924/183, 1911, 1912, Wiesbaden 168), große, extrem schlanke Kiefer mit arctoidem Gebiß (1938/63) und kleine arctoide Mandibeln mit arctoidem Gebiß (1925/407). Unterkiefer von ausgesprochen speläoiden, großen Ausmaßen sind selten (1930/523).

Die Mannigfaltigkeit der Verhältnisse ist durch die hier gegebene rohe Gliederung noch keineswegs erfaßt. Es kommt noch dazu die Verschiedengestaltigkeit der Unterkiefer (chibamalognath, mesognath, hypselognath bei v. Reichenau, 1906). Die häufige extrem langgestreckte Form ist dabei wohl auch als primitiv zu werten (vgl. Höhenmaße in Tab. VIII, S. 141). Dazu kommt noch das Auftreten kleiner C oder vorderer P (P₁, P₂) in speläoiden Gebissen oder das völlige Fehlen vorderer P und die häufige speläoide Kulissenstellung der I bei arctoidem Gesamtcharakter.

Zu Tabelle VIII und IX: Es wurden sämtliche in den Sammlungen des Naturhistorischen Museums in Mainz und des Museums in Wiesbaden erreichbaren Unterkiefer vermessen. Die bei v. Reichenau (1906) angewandte Meßweise wurde übernommen.

Die in den Kiefern, Schädeln oder Schädeln sitzenden Zähne wurden nach Rode (1935) gemessen. Die wenigen z. T. stark abgekauten oder beschädigten losen Einzelzähne sind in die Tabelle nicht aufgenommen.

Einzelzähne.

Untersucht wurden: 2 I₃, 2 P₄, 6 M₁, 7 M₂, 1 M₃, 2 M₂, 2 M₃.

Der überwiegende Teil läßt infolge starker Abkautung oder Beschädigung keine morphologischen Einzelheiten erkennen. 2 M₂ mit flachfaltigem Innenfeld (1939/69, 1925/79). Die übrigen Zähne zeigen vorwiegend speläoide Merkmale bei mittlerer Größe (arcto-speläoider Mittelbereich).

Vorderextremität.

Humerus.

- (1931/58) Humerus dext., vollständig. Dieser, soweit aus den Bruchstücken zu sehen, allerdings schwächste Mosbacher Humerus ist nach Dimensionen und Proportionen durchaus arctoid und entspricht einem mittelstarken Braunbären¹⁰⁾.
- (1916/28) Distales Fgmt. sin., ist abgesehen von der geringen Größe auch durch das Vorhandensein eines Foramen supratrochleare bemerkenswert.
- (1927/195) Distales Fgmt. sin., erweist sich in seiner beträchtlichen Breitenreduktion als speläoid. Die charakteristische Form der proximalen Bruchfläche deutet auf Zerstörung durch Raubtierfraß, wahrscheinlich Hyäne (vgl. Zapfe, 1939).
- (1933/1020) Distales Fgmt. dext. Speläoide Größe.
- (1933/639) Distales Schafffgmt. sin., ohne Epiphyse.

Maße ¹⁰⁾ :	Bezeichng.	gr. Lge.	gr. prox. Br.	gr. dist. Br.	dist. Br in % d. Lge.	Br. d. Trochlea
	(1931/58)	345	62	96	28	71
	(1916/28)	—	—	98	—	70
	(1933/1020)	—	—	104	—	73
	(1927/195)	—	—	127	—	90

Von den vier gemessenen Stücken liegen drei im arctoiden, bzw. arcto-speläoiden Bereich, während eines (1927/195) speläoide Größe erreicht.

Radius.

- (1916/12) Proximales Fgmt., stark, speläoid.
Maße¹⁰⁾: prox. Br. 46.
- (1925/451) Proximales Fgmt., schlank, arctoid.
Maße¹⁰⁾: prox. Br. 38.

Ulna.

- (1938/61) Ulna dext., vollständig, speläoide Form des Olecranon (vgl. S. 110), Größe und Breitenverhältnis arctoid.
- (1935/285) Ulna-Fgmt. dext., Größe speläoid, infolge Beschädigung keine Maße, starke Tuberosität für Ligamentum interosseum.
- (1926/6) Proximales Fgmt. dext., Olecranon beschädigt, arctoide Form.
- (1928/313, 1935/285, 1926/17, 1928/276, 1938/66) 5 proximale Fgmt., Gelenkenden z. T. beschädigt, Form des Olecranon speläoid.

Maße¹⁰⁾:

Bezeichng.	Gr. Lge.	Höhe d. Cav. sigm.	Br. d. Cav. sigm. Gelenkfl.	Br. d. Cav. sigm. Gelenkfl. in % d. Lge.
(1938/61)	325	50	50	15
(1926/6)	—	44	43	—
(1935/285)	—	—	~ 57	—
(1928/313)	—	~ 57	~ 53	—
(1938/66)	—	45	50	—

¹⁰⁾ vgl. Tab. VI, S. 116.

Morphologie mit Ausnahme von (1926/6) speläoid. Dimensionen arctoid bis arcto-speläoider Mittelbereich, nur (1935/285) hat speläoide Größe. Zwei Fgnte. nicht meßbar.

Metacarpus.

(1912) Mc V dext., gedrungene speläoide Form, in den absoluten Maßen aber kleiner.

Maße¹⁰⁾: Gr. Lge. 76; prox. Br. 27.5; dist. Epiph. Br. 28.0 (37% d. Lge.). Beckengürtel.

(1939/1097, 1939/1098) Zwei fast vollständige Becken mit Sacrum. Größe eines schwachen Höhlenbären.

Hinterextremität.

Femur.

(1916/18, 1939/1100) 2 Femora sin., vollständig, arctoide Größe, speläoide Proportionen.

(1938/60) Femur dext. vollständig. Größe und Form eines schwachen Höhlenbären.

(1939/1099) Femur sin., vollständig, Größe und Form eines schwachen Höhlenbären.

(1930/2) Femur dext., vollständig, Größe und Form eines mittelstarken Höhlenbären.

(1926/124) Femur sin., Beschädigungen am proximalen und distalen Ende. Arctoide Größe.

(1926/16) Femur-Diaphyse dext., ohne Gelenkenden.

(1916/14) Proximales Fgmt. sin., mit einem Stück der Diaphyse. Arctoide Größe.

Maße ¹⁰⁾ :	Bezeichnung.	gr. Lge.	gr. prox. Br.	gr. dist. Br.	dist. Br. in % d. Lge.	gr. Br. d. Cap. fem.
	(1916/18)	342	92	+81	24	43
	(1939/1100)	361	100	80	22	45
	(1938/60)	413	102	93	23	52
	(1939/1099)	428	108	97	23	55
	(1930/2)	452	134	110	24	57
	(1926/124)	340	—	—	—	—
	(1916/14)	—	100	—	—	49

Unter den Femora sind alle Stufen von *arctos* bis *spelaeus*-Größe vertreten. Arctoide und schwache *spelaeus*-Größen herrschen vor.

Tibia.

(1930/131) Tibia dext., prox. Epiphyse fehlt (Raubtierfraß?). Torsion intermediär, starke Braunbärengröße.

Da aus dem Material des Mainzer Museums nur das obige unvollständige Stück mit Sicherheit auf *U. deningeri* bezogen werden kann, werden die von Kinkelin (1911) beschriebenen Tibien aus der Sammlung des Senckenberg-Museums in Frankfurt/M. zur Ergänzung einbezogen.

Von den bei Kinkelin mit I, II und III bezeichneten Tibien hat nur I speläoide Größe, während II und III im arctoiden Bereich liegen. In der charakteristischen Breitenproportion erreicht jedoch

keine die typisch speläoiden Ausmaße. Die Tibientorsion ist vorhanden, ohne die extreme Form zu erreichen.

Maße ¹¹⁾ :	Bezeichng.	gr. Lge.	gr. prox. Br.	gr. prox. Br. in % d. Lge.	gr. dist. Br.
	(1930/131)	—	—	—	72
n.	Kinkel in {	I ~ 321 ¹²⁾	99	31	83
		II ~ 276 ¹²⁾	83·5	30	66
		III ~ 260 ¹²⁾	81·0	31	67

Tarsus.

(1929/350) Tarsale IV + V sin., Facette gegen Tarsale III eingeschnürt aber einheitlich, speläoide Form und Größe.

Maße: antero-post. Lge. 30; medio-lat. Br. 34; dorso-plant. Höhe 49.

Metatarsus.

(1931/23) Mt IV dext. Speläoide Proportionen.

Maße¹¹⁾: Gr. Lge. 82; prox. Br. 18·5; dist. Epiph. Br. in % d. Lge. 26.

Phalangen.

(1930/138) Grundphalange (Hand oder Fuß), schlank, Größe und Proportionen arctoid.

Diese Untersuchungen führen zu folgenden für den Vergleich mit dem Hundsheimer Material wichtigen Ergebnissen.

Die Verbindung arctoïder und speläoïder Merkmale im Schädel ist durch den kleineren Schädel (1939/1094) eindrucksvoller repräsentiert als durch das Original v. Reichenaus (1939/1093). Er hat arcto-speläoïde Mittelgröße in den Gesamtmaßen und im Gebiß. Es verbindet sich die arctoïde Schädelform mit einem speläoïden Gebiß. Das niedrige arctoïde Hinterhaupt findet sich bei diesem Schädel und mehreren Hinterhauptfragmenten. Die Messungen zahlreicher Zähne erweitern die Variationsbreite beträchtlich vor allem auch nach der arctoïden Seite über die von Rode (1935) angegebenen Zahlen hinaus. Zu dem schon lange bekannten primitiven, morphologischen Charakter im Gebiß, stellt sich nunmehr für den Großteil des Zahnmaterials auch eine größenmäßige Zwischenstellung („arcto-speläoïder Mittelbereich“) heraus. Auch die in ihrer Form sehr mannigfaltigen Unterkiefer gehören in der Mehrzahl dieser Größenordnung an, wobei primitive und speläoïde Merkmale im Kiefer und in der Bezahnung in den verschiedensten Kombinationen auftreten können.

Im Skelett finden wir ebenfalls ein Vorwiegen arctoïder und arcto-speläoïder Größen und Proportionen. Speläoïde Formen — z. B. Tibiantorsion — sind vorhanden, aber nie extrem entwickelt. Die zwei vorhandenen Metapodien zeigen speläoïde Verhältnisse.

Ansgesprochen speläoïde Größe tritt vor allem im Skelett nur vereinzelt auf und der riesige Schädel (1939/1093) nimmt unter dem untersuchten Material durch das besondere Hervortreten speläoïder Prägung und Größe eine Sonderstellung ein.

¹¹⁾ vgl. Tab. VI, S. 116.

¹²⁾ Etwas abweichende Meßweise bei Kinkel in.

Ursus deningeri ist, wie schon v. Reichenau (1906, S. 251) feststellte, polymorph und umfaßt einen Formenkreis. Dieser enthält Formen von arctoider Größe und Prägung bis zu speläoiden Typen von beträchtlichen Dimensionen. Die Mehrzahl hält sich aber größtmäßig in einem Mittelbereich, der zwischen der Größe eines starken Braunbären und schwachen Höhlenbären schwankt. In morphologischer Hinsicht sind alle Angehörigen dieser Art gekennzeichnet durch die Vereinigung arctoider (primitiver) und speläoider Formmerkmale, deren quantitative Verteilung in einer Reihe von vorwiegend arctoiden bis zu vorwiegend speläoiden Individuen verschieden ist. Die arctoide, bzw. speläoide Prägung äußert sich dabei in den bekannten Merkmalen des Gebisses (u. a. Rode, 1935), Vorhandensein vorderer P usw., des Skelettes, sowie in der absoluten Größe der Zähne und Knochen und deren Proportionen. Es ist erklärlich, daß unter diesen Umständen die Grenzen dieser Art, vor allem gegen *U. spelaeus* infolge des reichen Belegmaterials unscharf sind, ein Umstand, der Bedenken gegen die Berechtigung der artlichen Abtrennung des *U. deningeri* veranlaßt hat (Ehrenberg, 1928).

Ich glaube aber, daß die obige kurze Sichtung eines großen Teiles des *deningeri*-Materialies der klassischen Lokalität gezeigt hat, daß das zahlenmäßige Schwergewicht dieser Art zwischen den arctoiden und speläoiden Extremen in einem morphologischen und größtmäßigen Mittelbereich liegt, der vom typischen *U. spelaeus* wohl unterschieden, die stammesgeschichtlich wichtige Vorstufe des Höhlenbären repräsentiert. Die von Rode (1935) auf Grund seiner Zahnstudien geäußerte Auffassung erscheint durch die Einbeziehung eines größeren Materialies von *U. deningeri*, vor allem aber des Skelettes, erweitert und bestätigt.

Das sehr starke arctoide Element, das sich in der obigen Weise bei *U. deningeri* manifestiert und für den Charakter dieser Art wesentlich erscheint, spricht gegen die enge Vereinigung mit *U. spelaeus* in der Untergattung „*Spelaearctos*“, der man *U. deningeri* im Hinblick auf seine stammesgeschichtliche Mittelstellung und seinen Artcharakter besser nicht zurechnen sollte.

VI. Die systematische Stellung der Bären von Hundsheim.

Die im vorhergehenden Abschnitt dargelegten Ergebnisse der Untersuchung des *deningeri*-Materialies der klassischen Lokalität ergeben für die Beurteilung der Hundsheimer Bären wesentliche Gesichtspunkte.

a) Der Skelettfund.

Fassen wir zunächst den im Vordergrund dieser Untersuchungen stehenden Hundsheimer Skelettfund ins Auge (S. 98 ff.). Sein morphologischer Mischcharakter wurde schon mehrmals erwähnt und stimmt in dieser Hinsicht mit dem weitaus größten Teil des untersuchten Mosbacher *deningeri*-Materialies überein, wo das Nebeneinander arctoider und speläoider Eigentümlichkeiten vielfach schon in der Form einzelner Knochen und Zähne bei ständig wechselnder Verteilung der Merkmale in Erscheinung tritt (z. B. Zähne und Form des Unter-

kiefers). Es wäre überflüssig, die Kombination der Merkmale des Hundsheimer Skelettes im einzelnen hier noch einmal zu wiederholen. Daß diese Kombination der Merkmale am Schädel mit keinem der Mosbacher Cranien übereinstimmt, erscheint nicht wesentlich, da ja diese beiden in dieser Hinsicht auch untereinander trotz artlicher Zusammengehörigkeit verschieden sind. Gemeinsam ist das Vorhandensein des P^3 , das niedrige Hinterhaupt. Übereinstimmend mit dem Großteil des Mosbacher Zahnmaterials sind die relativ geringen Dimensionen der Zähne, das flachfaltige Kronenrelief einzelner Zähne (z. B. M^2) usw. Soweit uns das Mosbacher Skelettmaterial Aufschluß gibt, finden sich auch unter den Elementen des Extremitätenskelettes in Form und Größe Gegenstücke zu dem Hundsheimer Skelett (vgl. die Beschreibungen von Humerus, Femur, Tibia usw.). Auch die beiden Mosbacher Becken von starker Braunbärengröße stimmen mit dem Hundsheimer Fund gut überein.

Die metrischen Verhältnisse sind auf den Tabellen I—III und VI vergleichend dargestellt. Es zeigt sich hier, daß das Hundsheimer Skelett in allen seinen Einzelmaßen in die Schwankungsbreite des *U. deningeri* von Mosbach fällt, der zum überwiegenden Teil Dimensionen eines starken Braunbären bis schwachen Höhlenbären aufweist. Es besteht daher keine Ursache, das Hundsheimer Skelett, das in so eindrucksvoller Weise in seinem gesamten morphologischen Verhalten zwischen primitiven arctoiden Verhältnissen und den Formen des typischen Höhlenbären vermittelt, artlich von den Mosbacher Bären zu trennen.

b) Einzelfunde.

Das unter dieser Bezeichnung zusammengefaßte Material von Bärenresten (S. 120 ff.) weist in seinem morphologischen wie metrischen Verhalten weitgehende Ähnlichkeiten mit den Mosbacher Bären auf. Hier wie dort handelt es sich um die Reste einer Bärenpopulation, deren Individuen arctoide und speläoide Merkmale trugen, deren Variationsbreite von kleinen vorwiegend arctoiden bis zu großen speläoiden Tieren reichte, wobei die Mehrzahl durch eine arcto-speläoide Mittelstellung in Form und Größe gekennzeichnet war. — Auch unter dem Hundsheimer Material finden wir neben einzelnen kleinen, vorwiegend arctoiden Elementen schon vereinzelte Vertreter typisch speläoider Formen und Dimensionen. Die Mehrzahl der Einzelfunde gehört aber einer Gruppe an, die — wie das Skelett — eine Mittelgröße aufweist. Ebenso wie in Mosbach finden sich Gebisse mit vorderen Prämolaren, flachfaltige, primitive Molaren neben ausgesprochen speläoiden Typen. Wie bei den Mosbacher Bären treten in Hundsheim die verschiedenartigen Merkmalskombinationen auf: große, speläoide Gebisse mit vorderen Prämolaren, arctoide Zahngröße mit speläoidem Kronenbau, kleine, primitive Canine neben großen speläoiden Exzähnen usw. Unter den Skelett-Elementen zeigt sich auch in Hundsheim ein Vorherrschen der arcto-speläoiden Mittelgrößen neben einzelnen vorwiegend arctoiden oder speläoiden Typen. Wie bei den Mosbacher Bären findet sich häufig ein Zusammenauftreten speläoider Breitenproportion mit arctoider Gesamtgröße. Die Mannigfaltig-

keit der Merkmalskombinationen soll hier nicht wiederholt werden und ist in der Materialbeschreibung erschöpfend dargestellt. Auch ein Vergleich der Maße zeigt eine weitgehende Übereinstimmung mit *U. deningeri*.

c) Der Schädel „Hundsheim II“.

Auf die weitgehende Übereinstimmung dieses Schädels mit dem des Hundsheimer Bärenskelettes wurde schon hingewiesen (S. 98). Auch hier sind speläoide Merkmale, vor allem im Schädelprofil, mit dem primitiven extrem niedrigen Hinterhaupt (vgl. Tab. I, S. 100) und den Spuren vorderer Prämolaren verbunden. In den Proportionen scheint dieses Cranium — soweit dies nicht auf nachträgliche Deformation zurückgeht — etwas schlanker und gestreckter zu sein als der Schädel des Skelettes. Auch hinsichtlich seiner systematischen Stellung entspricht dieser Schädel dem Hundsheimer Skelettfund (s. o.).

d) „*Ursus arctos* L. var. *priscus* Goldf.“.

Die unter diesem Namen von Freudenberg (1914) beschriebenen Reste bereiten z. T. einer systematischen Einreihung Schwierigkeiten.

Der Schädel (Taf. III) zeichnet sich durch das Vorherrschen primitiver Merkmale aus: das flache Profil, die geringe Größe, das Vorhandensein aller vorderen Prämolaren im Gebiß. Andererseits sind in Größe und Form der Molaren auch speläoide Züge zu erblicken. Während dieser Schädel in vieler Hinsicht nur den primitivsten Vertreter der Hundsheimer Population darzustellen scheint, der durch Übergänge mit den spezialisierteren *deningeri*-Typen zu verbinden wäre, nimmt er durch seine durchaus arctoide Form und Größe und das weitgehende Zurücktreten speläoider Merkmale gegenüber dem anderen Material vorläufig doch noch eine gewisse Sonderstellung ein.

Die bisherige Bezeichnung als „*U. arctos*“ nimmt aber m. E. eine stammesgeschichtliche Stellung vorweg, die nicht bewiesen ist.

Die an *U. etruscus* erinnernden vollzähligen vorderen Prämolaren, neben den auch von Ehrenberg (1929) festgestellten speläoiden Tendenzen im übrigen Gebiß, scheinen in eine andere Richtung zu weisen. Da überdies der *U. priscus* Goldf. mit *U. arctos* identisch ist, wie Rode (1935, S. 153) auseinandersetzt, ist auch die Bezeichnung „var. *priscus* Goldf.“ für diesen altpliozänen Bären nicht angebracht.

Trotz der morphologischen Sonderstellung dieses Schädels kann aber im Hinblick auf die Variationsbreite des *U. deningeri* der Mosbacher Sande und der übrigen oben beschriebenen Bärenreste von Hundsheim kein Zweifel an der nahen Verwandtschaft mit *U. deningeri* bestehen. Fast alle diesen Schädel kennzeichnenden primitiven Merkmale kennen wir auch von *U. deningeri*, nur sind sie hier in einem Schädel vereinigt. Es wird daher den natürlichen Verhältnissen am besten entsprechen, wenn dieser Bär mit dem übrigen Hundsheimer Material artlich vereinigt bleibt. Er steht am äußersten primitiven Flügel der Schwankungsbreite der Hundsheimer Bären.

An dem übrigen Material ist kein objektiver Unterschied gegenüber dem bisher beschriebenen vorhanden. Es sind wieder von vorwiegend arctoiden bis zu speläoiden Elementen Übergänge und Zwischenstadien vertreten. Bemerkenswert ist das Mandibelstück (73), welches ausgesprochen speläoide Größe mit dem Vorhandensein der Alveolen aller vorderen Prämolaren verbindet.

Einzelne Stücke sind als „*U. arctos* trans. ad *U. spelaeus*“ beschriftet, eine Bezeichnung, die auf den Artcharakter des *U. deningeri* hinweist. — Die z. T. schlecht erhaltenen Reste des Extremitätenskelettes stimmen mit dem Hundsheimer Skelettfund überein.

Überblickt man das Material der Hundsheimer Bärenfunde in seiner Gesamtheit, wie es sich in den vorstehenden eingehenden Beschreibungen darstellt, so kann an der artlichen Zugehörigkeit zu *U. deningeri* nicht gezweifelt werden. Nach dem gegenwärtigen Stand unserer Kenntnis und des Umfanges des verfügbaren Fundmaterials erscheint die primitive, arctoide Komponente in Hundsheim stärker als bei dem klassischen *U. deningeri* der Mosbacher Sande.

Der Formunterschied zwischen dem Schädel des Skelettes (Taf. I u. II) und „Hundsheim II“ einerseits und dem primitiven Schädel (1909 III) der Coll. Touloua andererseits (Taf. III) hat mir hinsichtlich der systematischen Stellung zu verschiedenen Bedenken Anlaß gegeben. Daß ich beide nunmehr unter einer Bezeichnung zusammenfasse, geschieht aus folgenden Gründen und Überlegungen:

Die Bären von Hundsheim — wahrscheinlich einschließlich Hundsheim II — sind als gleichalterig im geologischen Sinne zu betrachten. Sie entstammen einem Lebensraum und gehören wahrscheinlich einer Population an. Die Variabilität der Schädelform der Braunbären, insbesondere des Stirnprofiles, ist allgemein bekannt. Wir treffen diesen Formenreichtum beim jungpliozänen Höhlenbären innerhalb sicher zusammengehöriger Populationen (z. B. Mixnitz). Ein eindrucksvolles derartiges Beispiel beschrieb in neuerer Zeit Hilzheimer (1936) aus der spät- bis postglazialen Fauna des Grubenloches (bei Oberklausen, Franken). Mehrere Schädel von *U. arctos nemoralis* Degerböl, die einer Population angehören sollen, werden abgebildet. Es befindet sich darunter ein Schädel mit sehr kräftiger Stirneinsenkung, sowie ein Schädel mit völlig flachem Stirnprofil, ein Formunterschied, der dem zwischen den Hundsheimer Schädeln durchaus entsprechen würde.

Neben diesen Erwägungen war auch noch der praktische Gesichtspunkt maßgebend, daß eine systematische Herauslösung der arctoiden Komponenten, die einer systematischen Abtrennung des primitiven Hundsheimer Schädels (Taf. III) in konsequenter Weise folgen müßte, weder bei den Mosbacher noch bei den Hundsheimer Bären in befriedigender Form möglich ist. Die arctoiden und speläoiden Einzelmerkmale sind, wie schon mehrfach ausgeführt, so innig verzahnt, daß jede derartige Trennung unnatürlich erscheinen muß.

Da die Hundsheimer Bären einerseits durch eine etwas stärkere arctoide Prägung gekennzeichnet sind, andererseits ein Teil dieser Funde

als „Bären von Hundsheim“ in der Literatur schon oft zitiert wurde, schlage ich vor, sie als

Ursus deningeri hundsheimensis n. ssp.

zu benennen.

Subspezietypus: Schädel des fast vollständigen Skelettes aus dem Altpliozän von Hundsheim, Niederösterreich, in der Sammlung des Paläont. u. Paläobiolog. Inst. d. Univ. in Wien (Taf. I).

In diesem Zusammenhang soll auch das Verhältnis des *U. deningeri* zu den anderen nahestehenden altpliozänen Bären noch kurz zur Sprache kommen. Es sind dies: *U. savini* Andrews (1922), *U. süßenbornensis* Soergel (1926) und *U. eberbachensis* Heller (1939).

U. savini Andrews wird schon von seinem Autor als sehr ähnlich mit *U. deningeri* bezeichnet. Die von Andrews (1922, S. 206 bis 207) angeführten morphologischen Unterschiede im Gebiß gegenüber *U. deningeri* haben keine durchgängige Gültigkeit und hinsichtlich der Zahnmaße bezeichnet Andrews den *U. savini* und *U. deningeri* als „very similar“. Die Maße der besterhaltenen rechten Mandibel liegen alle in der Schwankungsbreite des *U. deningeri* von Mosbach, sind den arctoiden Werten stark angenähert und als arctospeläoide Mittelgröße zu bezeichnen. Diese Dimensionen sind für den Großteil des *deningeri*-Materialies von Mosbach und Hundsheim kennzeichnend.

U. süßenbornensis Soergel gründet sich auf ein außerordentlich spärliches Material von fünf Einzelzähnen, einigen Knocheufragmenen und einer Phalange, wobei auf ein distales Calcaneus-Fragment besonderes Gewicht gelegt wurde. Soergel (1926) erklärt am Ende seiner eingehenden Untersuchung (S. 153), daß der Süßenborner Bär hinsichtlich seiner Backenzähne „als besondere östliche Rasse noch einem weiter gefaßten Kreis des *U. deningeri* einbezogen werden“ könnte. In dem Umstand, daß der Calcaneus „sogar von der *Spelaeus*-Gruppe, der *U. deningeri* in allen bisher gefundenen Resten recht nahe steht, gegen die *Arctos*-Gruppe hin außerordentlich abweicht“, sieht Soergel einen hauptsächlichen Grund zur Aufstellung der neuen Art. Dazu ist zu bemerken, daß sowohl der Mosbacher als auch der Hundsheimer *U. deningeri* im Skelett starke arctoide Prägung aufweisen und daß für die Calcanei des Hundsheimer Skelettes und für die meisten der lose gefundenen Hundsheimer Calcanei dasselbe gilt. Soergel verfügte aber zur Zeit seiner Untersuchung noch über kein derartiges Vergleichsmaterial.

U. eberbachensis Heller wurde vor der Neubearbeitung durch Heller (1939) zu *U. deningeri* gestellt (Rüger 1928). Das Material besteht aus einem C inf., M₁, M₂, M₃ und einem M¹. Während die Unterkieferzähne in Form und Größe sehr primitiv erscheinen, ist der M¹ schon von schwach speläoidem Habitus. Dem *U. eberbachensis* wird eine Zwischenstellung zwischen *U. etruscus* und *U. deningeri* und eine dementsprechende Altersstellung im obersten Pliozän zugesprochen.

Für *U. savini* Andrews und *U. süßenbornensis* Soergel scheint mir ein Weiterbestehen als selbständige Arten nicht mehr begründet,

und ich schlage vor, sie nur mehr als Unterarten des *U. deningeri* weiterzuführen:

U. deningeri savini Andrews,

U. deningeri süssenbornensis Soergel.

U. eberbachensis Heller scheint, soweit das bisher sehr kleine Material ein Urteil ermöglicht, ein primitiveres Stadium als *U. deningeri* zu repräsentieren.

VII. Die stammesgeschichtliche Stellung des *U. deningeri* und der Bären von Hundsheim.

Ehrenberg (u. a. 1928) hat erstmalig auf die große morphologische Variationsbreite des *U. deningeri* von Mosbach hingewiesen und hat sie als noch größer bezeichnet als die des Höhlenbären von Mixnitz. Mit den Hundsheimer *deningeri*-Funden ist noch ein weiteres Material dieses altpliozänen Bären von ähnlicher Schwankungsbreite bekannt geworden.

An der phylogenetischen Zwischenstellung des *U. deningeri* und seines Formenkreises zwischen der arctoiden Stammgruppe und dem jungpliozänen Höhlenbären kann in Übereinstimmung mit Rode (1935) und Heller (1939) u. a. nicht gezweifelt werden. Der Auffassung v. Reichenaus (1906) folgend, wird der Umfang dieser Art bewußt weit gefaßt. Gemeinsam ist allen Vertretern dieser Art die verschiedenartige Verbindung arctoider und speläoider Merkmale. Auf dem „arctoiden Flügel“ der Schwankungsbreite des *U. deningeri hundsheimensis* steht der primitive Schädel (1909 III) der Coll. Toulou (Taf. III).

Aus dem vielgestaltigen *deningeri*-Kreis entwickelt sich der jungpliozäne Höhlenbär, dessen Variabilität oft beschrieben ist und zur Unterscheidung zahlreicher Varietäten Anlaß gegeben hat. Vor allem sind es immer wieder die in jedem größeren *spelaeus*-Material auftretenden arctoiden Individuen oder Gruppen, die systematische Schwierigkeiten bereiten. Ihr Auftreten darf aber im Hinblick auf die schon durchaus verschiedene Entwicklungshöhe innerhalb des altpliozänen *U. deningeri* nicht verwundern.

Die problematischen primitiven „Mitläufer“ des jungpliozänen Höhlenbären, wie sie z. B. aus der Bärenhöhle von Winden im Burgenland beschrieben wurden (Ehrenberg, 1929c) könnten auch auf diese Weise gedeutet werden. Eine ähnliche Vermutung äußert Stehlin (Dubois & Stehlin, 1933) bezüglich gewisser Bären aus dem Pliozän der iberischen Halbinsel (Harlé, 1909), die er als „Nachzügler“ (retardataire) aus der Gruppe des *deningeri* deutet.

Allerdings scheinen für die Ausbildung abweichender arctoider Rassen des jungpliozänen Höhlenbären auch noch Umweltfaktoren von Bedeutung zu sein. Hier wären in erster Linie die hochalpinen „Kleiformen“ des Höhlenbären zu erwähnen, die z. T. auch in ihren Skelettproportionen gut bekannt, auffällige Anklänge an die primitiven Verhältnisse des Skelettes von *U. deningeri hundsheimensis* erkennen lassen. Ehrenberg hat bei Beschreibung des Skelettfundes aus der Salzofenhöhle auf diese Tatsache hingewiesen

(1942, S. 628). Eine ähnliche alpine „Kleinform“ scheint *U. spelaeus* var. *minor* Gaudry zu sein, aus den „Oubliettes de Gargas“ bei Montrejeau in den Pyrenäen (Gaudry & Boule, 1892). Ein interessantes Gegenstück zu diesen beiden Beispielen bildet die „Steppenform“ des Höhlenbären *U. spelaeus rossicus* Borissiak, die u. a. durch die geringe Größe und arctoide Proportionen der Tibia gekennzeichnet ist (Borissiak, 1932).

Es besteht demnach große Wahrscheinlichkeit, daß gerade dort, wo der Höhlenbär gezwungen war in Lebensräumen zu leben, die von seinem normalen Milieu abweichen, sich die primitiven anpassungsfähigen „Nachzügler“ des *deningeri*-Stadiums durchgesetzt haben und es zur Ausbildung besonderer Rassen gekommen ist.

Vielleicht dürfen die großen „Braunbären“ des Jungplistozän ebenfalls aus den arctoiden Formen des *deningeri*-Kreises abgeleitet werden. Rode, der diesen Bären sehr eingehende metrische und morphologische Untersuchungen gewidmet hat (1931 und 1935) spricht von Bärenresten, „die hinsichtlich ihrer Gebißmorphologie den rezenten Braunbären mehr ähneln als den Höhlenbären“ (1935, S. 150). Er beschreibt das Gebiß des *U. taubachensis* als braunbärenähnlich durchschnittlich größer als bei den größten lebenden Vertretern des *U. arctos* und verweist auf vereinzelte speläoide morphologische Merkmale bei M^2 und M_3 . Trotz der weitgehenden Braunbärenähnlichkeit hat Rode diesen Bären bezeichnenderweise im Hinblick auf die Größe (vgl. Tab. III, S. 103) und gewisse „speläoide Spezialisations-tendenzen“ als eigene Art abgetrennt. Der „Ehringsdorfer Bär“ nähert sich in metrischer Hinsicht noch weiter dem Höhlenbären und liegt mit seinen absoluten Maßen schon fast durchaus in der speläoiden Schwankungsbreite (Tab. III). Er ist nach der in dieser Arbeit angewandten Ausdrucksweise wohl schon als „arctoïder Höhlenbär“ zu bezeichnen, wobei noch zu bemerken ist, daß das Belegmaterial nur 27 meßbare Zähne umfaßt.

Es erhebt sich nun die Frage, woher die rezenten Braunbären abgeleitet werden sollen. Auffällig ist die Tatsache, daß bei kritischer Sichtung der Literatur sichere Hinweise auf das Vorkommen von *U. arctos* s. s. im europäischen Jungplistozän nur sehr selten zu finden sind. Vielfach handelt es sich dabei auch nur um spärliche Reste, die etwa auf Grund ihrer schlankeren Proportionen oder morphologischen Merkmale aus einem großen *spelaeus*-Material ausgesondert wurden, ein Verfahren, dem im Hinblick auf die Variabilität des Höhlenbären eine gewisse Unsicherheit anhaftet. Jedenfalls wird der Braunbär erst im ausgehenden Plistozän und im Postglazial häufiger, wo er die Lebensräume des Höhlenbären besiedelt.

Eine Lösung dieser Frage bietet die von Stehlin ausgesprochene Vermutung, das Entstehungszentrum der *arctos*-Gruppe in Asien zu suchen (Dubois & Stehlin, 1933), wobei er aber eine Einwanderung schon im Altplistozän annimmt. Außerdem hat sich in den letzten Jahren auch das Bild der geographischen Verbreitung altplistozäner Ursiden durch die Funde in Ostasien kompliziert. Wir kennen nunmehr einen Angehörigen des *deningeri*-Kreises, „*U. spe-*

laeus var.“ aus Chou-kou-tien (Pei, 1934). Die von derselben Lokalität beschriebenen altpliozänen „Braunbären“ würden ebenfalls in die Richtung der obigen Hypothese weisen, doch ist ein Urteil über die systematische Stellung dieser Bären ohne genaue Kenntnis des Materiales kaum möglich (Pei, l. c.; Zdansky, 1928).

Während die stammesgeschichtliche Entwicklung *etruscus* — *deningeri* — *spelaeus* für den europäischen Raum als gesichert gelten kann, ist der sehr wahrscheinliche Entwicklungsweg aus dem Formenkreis des *U. etruscus* zu den Braunbären noch nicht hinreichend durch Funde belegt. — Sollte sich der *U. cf. etruscus* aus Nihowan (China) als tatsächlich zu dieser Art gehörig herausstellen¹³⁾ (Teilhard de Chardin & Piveteau, 1930), so wäre für die Annahme eines asiatischen Entstehungszentrums der Braunbären eine wichtige Voraussetzung gegeben.

Anhangsweise soll hier noch die stammesgeschichtliche Bedeutung einiger speläoider Merkmale im Skelett erörtert werden.

Abgesehen von vereinzelt morphologischen Merkmalen, die zum großen Teil schon bekannt waren, teils hier neu beschrieben wurden, sind es im Skelett zwei Merkmalskomplexe: die speläoide Größe und die speläoiden Proportionen, die sich vom *etruscus*-Stadium angefangen über *U. deningeri* bis zum typischen Höhlenbären in fortschreitender Weiterentwicklung verfolgen lassen. Diese Entwicklungsreihe wird nur von den Metapodien durchbrochen, die bereits bei *U. etruscus* die „speläoide Plumpheit“ in weitgehendem Maße aufweisen. Stehlin hat auf diese Ähnlichkeit zwischen *etruscus* und *spelaeus* schon hingewiesen und bezeichnet dieses Merkmal, sowie alle arctoiden Tendenzen des Höhlenbären als „etruscoide Reminiszenz“ (Dubois & Stehlin, 1933, S. 56). Dieses primitive Verhalten zeigen auch alle Metapodien aus Hundsheim und die wenigen Stücke aus den Mosbacher Sanden, die in der Plumpheit der Proportionen nur von den extremen jungpliozänen Höhlenbären übertroffen werden (Tab. VI, S. 116). Es ist in diesem Zusammenhang von besonderer Bedeutung, daß arctoide Höhlenbären des Jungpliozän, wie z. B. die „alpine Kleinform“ aus der Salzofenhöhle im Toten Gebirge (Ehrenberg, 1942), sich in der Form der Metapodien speläoid verhalten und nebst anderen auch in diesem Merkmal die schon erwähnte Ähnlichkeit mit dem altpliozänen *U. deningeri* aufweisen.

Eine der wichtigsten Merkmale im Skelett, die Torsion der Tibia, läßt sich ebenfalls in stufenweiser Weiterentwicklung von *etruscus* bis *spelaeus* verfolgen. Die Tibientorsion scheint bei *etruscus* (Ristori, 1898) noch vollständig zu fehlen, sie ist bei dem Mosbacher und Hundsheimer *deningeri* in verschiedenem, vorwiegend intermediärem Ausmaß vorhanden und findet sich erst beim typischen *spelaeus* in der Regel extrem ausgebildet. Die Tibientorsion stellt sich somit als eine Neuerwerbung des Höhlenbären im Laufe seiner Stammesgeschichte dar. Im Hinblick auf die allgemein abgelehnten, von Mottl

¹³⁾ Dies wird von Arambourg (1933) und neuerdings von Thenius (1947a) bezweifelt.

(1933) auf Grund dieses Merkmales konstruierten phylogenetischen Zusammenhänge zwischen dem Höhlenbären und verschiedenen asiatischen Bären sei hier noch folgende Beobachtung mitgeteilt.

In der Sammlung des Naturhist. Museums in Mainz befand sich 1939 eine Ursiden-Tibia aus den Mosbacher Sanden, die in Anbetracht ihrer geringen Größe (Gr. Lge. 231, prox. Epiph. Br. 80, das ist 35% d. Lge.)¹⁴⁾ keinesfalls mehr zu *U. deningeri* gehören kann und als „*U. arvernensis*“ beschriftet war. Diese Tibia zeigte eine kräftige Torsion und durchaus speläoide Proportionen. Ohne auf die systematische Stellung dieses Bären einzugehen, kann also festgestellt werden, daß es schon im Altpliozän einen kleinen Bären mit speläoider Tibia gegeben hat, der in keinem unmittelbaren stammesgeschichtlichen Zusammenhang mit *U. spelaeus* steht.

VIII. Der stratigraphische Wert der Art *U. deningeri* v. Reich und der Bären von Hundsheim.

U. deningeri ist ein charakteristisches Element altpliozäner Faunen. Seine stratigraphische Verbreitung reicht in den Mosbacher Sanden nach Soergel (1923) vom Günz-Mindel-Interglazial bis in das beginnende Mindel-Glazial. Die bisher ältesten, als *U. spelaeus* beschriebenen Funde sind hingegen aus dem Rib-Glazial von Steinheim a. d. Murr bekannt geworden (Rode, 1933). Die stratigraphische Verbreitung des *U. deningeri* kann daher zur Trennung von Alt- und Jungpliozän herangezogen werden.

Im Hinblick auf die große Variabilität dieser Art erscheint es aber wenig aussichtsreich, detaillierte stratigraphische Schlüsse aus der Spezialisationshöhe einzelner Funde zu ziehen.

Trotz des sehr bezeichnenden Gepräges, das sich bei Durcharbeitung eines größeren Materiales ergibt, kann ein kleines, isoliertes Material oder ein einzelner Zahn nur mit Vorbehalt zu *U. deningeri* gestellt werden. So wird es bei einem losen Zahn kaum zu entscheiden sein, ob er zu *U. deningeri* oder einem arctoiden Höhlenbären gehört, während ein speläoider Zahn sowohl dem Gebiß eines Höhlenbären als auch eines *U. deningeri* entstammen kann. Nur ein gewisser Umfang des Materiales, das die hier schon oft erwähnte Kombination der Merkmale aufweist, berechtigt die Bestimmung als *U. deningeri* und die Annahme altpliozänen Alters.

Dieses Verfahren gilt natürlich nur für das Verbreitungsgebiet des typischen Höhlenbären, d. h. für den europäischen Raum, also nicht für N.-Afrika, wo nach Arambourg (1933) im Jungpliozän ausschließlich primitive, arctoide Ursiden vorkommen und die vorherrschenden Formen, *U. arctos tarteti* Bourguignat und *U. arctos* mut. *Faidherbi* Bourguignat in Größe und Form dem europäischen *U. deningeri* ähnlich sind¹⁵⁾. Vielleicht sind diese Verhältnisse so zu erklären, daß im Altpliozän von Europa aus eine Be-

¹⁴⁾ vgl. Tab. VI, S. 116.

¹⁵⁾ Das bei Arambourg (1933) angeführte Vorkommen von „*U. spelaeus* race *minor*“ bezieht sich nur auf eine Mandibel und ist jedenfalls kein typischer Höhlenbär.

siedelung mit Bären des *deningeri*-Kreises erfolgte, die nach Unterbrechung der siculo-tunesischen Landenge isoliert, keine Weiterentwicklung zum *spelaeus*-Stadium mehr mitgemacht haben.

Vergleicht man die Hundsheimer Bärenpopulation in ihrer Gesamtheit mit jener von Mosbach, so findet man, abgesehen von der etwas stärkeren arctoiden Prägung, die hier oft zitierte weitgehende Übereinstimmung. Auf keinen Fall aber kann *U. deningeri hundsheimensis* in seiner Spezialisationshöhe in der speläoiden Richtung als vorge-schrittener bezeichnet werden als die Mosbacher Bären. Die aus dieser Tatsache zu folgernde ungefähre Gleichalterigkeit steht im Widerspruch mit der Einstufung der Hundsheimer Fauna durch Kormos (1937) in das Mindel-Riß-Interglazial, während die Mosbacher Hauptfauna mit *U. deningeri* von Soergel (1923) in das Günz-Mindel-Interglazial, bzw. das beginnende Mindel-Glazial verlegt wird. — Die aus der Untersuchung der Bärenreste gewonnenen Ergebnisse machen ein ungefähr gleiches Alter der Hundsheimer- und der Mosbacher Hauptfauna sehr wahrscheinlich. Diese Auffassung bestätigt sich auch durch einige neue Funde und Revisionen, die Thenius (1947b) in letzter Zeit mitgeteilt hat.

IX. Bemerkungen zur Frage des Vorkommens und des Lebensraumes der Bären von Hundsheim.

Die Entstehung von Knochenanhäufungen in Karsthohlräumen, Felsspalten usw. von Art der Hundsheimer Fundstelle ist ein allgemeines Problem, zu dessen Klärung im Rahmen dieser Arbeit leider wenig beigetragen werden kann. Über die einfache Erkenntnis, daß eine derartige Zusammenhäufung der Reste von Faunenelementen verschiedener Biotope unter einer beschränkten Mitwirkung des Wassers, eventuell auch nach Absturz der Tiere in Spalten u. dgl. zustande kommen kann, ist man meines Wissens noch kaum hinausgekommen.

Spuren einer nennenswerten Abrollung sind von dem Hundsheimer Material nicht bekannt. Sehr erschwerend für die Deutung derartiger Vorkommen ist n. E. der Umstand, daß wir über die Entstehung von solchen Knochenlagerstätten in der Gegenwart noch keine ausreichenden Beobachtungen besitzen.

Die Bildung von verkarsteten Spalten und Höhlen in den Ballenstein-Kalken der Kleinen Karpaten und Hainburger Berge reicht, wie meine noch unveröffentlichten Beobachtungen in den Kleinen Karpaten zeigen, z. T. mindestens in das Mittel-Miozän zurück. Der sackartig erweiterte, spaltenförmige Raum der Hundsheimer Fundstelle (vgl. S. 97) weist an seinen Wänden tiefe Auskolkungen auf, die auf eine wenigstens temporäre Wasserführung in irgendeiner Periode hindeuten. Eine zeitweise Wasserführung ist aber auch für den Vorgang der Ausfüllung im Plistozän wahrscheinlich.

Dieser Umstand, sowie überhaupt die Anwesenheit einer so mannigfachen Fauna in der Umgebung, bzw. im Einzugsgebiet dieses Höhlensystems kann unter Zugrundelegung der heutigen Morphologie

und des gegenwärtigen Landschaftsbildes kaum erklärt werden. Heute ist der Hundsheimer Berg ein ziemlich steil aus der Ebene ansteigender, wenig bewaldeter, felsiger Hügel und es ist sehr unwahrscheinlich, daß z. B. ein *Dicerorhinus etruscus* var. *hundsheimensis* aus der Niederung auf diese wasserlose Höhe gestiegen wäre, um dann in irgendeinen Karstschlot oder eine Spalte zu geraten.

Es ist vielmehr anzunehmen, daß im Altpliozän die Ausräumung der umliegenden jungen Ebenen und die Freilegung der Hainburger Berge aus ihrer jungtertiären Umhüllung noch nicht so weit fortgeschritten war. Der Grundwasserspiegel lag entsprechend höher, wodurch wieder die Wasserführung des Spalten- und Höhlensystems erklärlich würde. — Sicherlich war auch die Ausdehnung der Auwälder der Donau viel größer als heute. Wenn auch die revisionsbedürftigen Faunenlisten (Freudenberg, 1914) eine Rekonstruktion des Lebensbildes dieser Fauna nicht gestatten, so lassen sie doch die Zusammensetzung aus Elementen verschiedener Biotope, vor allem des Waldes und der Ebene erkennen, worauf auch v. Bachofen (1942) hingewiesen hat. Wir dürfen uns demnach die Hainburger Berge im Altpliozän als sanften Hügelzug von relativ geringerer Höhe als heute in einer Waldlandschaft der Donau-Auen vorstellen, an die sich im Süden und Osten die walddarme Ebene anschließt. Vielleicht stand mit dem Hundsheimer Höhlensystem ein Wasservorkommen im Zusammenhang, das die Tiere veranlaßte, diese Stelle aufzusuchen. Die verhältnismäßig häufigen Funde ganzer Skelette (*Dicerorhinus*, *Hemitragus* usw.) können kaum anders erklärt werden als durch den Absturz dieser Tiere in einen Karsthohlraum. Eigene Beobachtungen an ähnlichen Vorkommen in den Kleinen Karpaten und jene von E. Thénius bei Ausgrabungen in Hundsheim stimmen dahin überein, daß zusammengehörige Skeletteile oft schräg übereinander und nicht in einer horizontalen Strate gefunden werden. Es scheint also, daß die Tiere oder deren Leichen über eine schräge Halde gestürzt wären, über deren Oberfläche sich nach Zerfall der Leiche die Knochen zerstreuten. Es wäre daher in solchen Spalten eine Art „Deltaschichtung“ zu erwarten, ein für die stratigraphische Gliederung des Spalteninhaltes, wie für die Grabungstechnik sehr erschwerender Umstand. — Jedenfalls aber scheint die Erhaltung ganzer Skelette in Hundsheim auf einen verhältnismäßig schnellen Ausfüllungsvorgang hinzuweisen.

Hinsichtlich des Lebensraumes gehören die Hundsheimer Bären wohl zusammen mit Edelhirsch, Reh usw. zu den waldbewohnenden Elementen dieser Fauna. Sie waren anscheinend noch keine Höhlenbewohner nach Art des jungpliozänen Höhlenbären. Es besteht kein Grund zur Annahme, daß die Bärenreste auf andere Art an diese Stelle gelangt wären als die anderen Großsäuger dieser Thanatocönose.

Auch die Tatsache, daß unter dem verhältnismäßig umfangreichen Material sich kein einziger Rest eines frühjuvenilen Tieres oder Neonaten befindet, spricht entschieden gegen die Möglichkeit, dieses Vorkommen mit einer Bärenhöhle, also dem Winterlager und Wurfplatz, in Verbindung zu bringen. Es handelt sich vorwiegend um

adulte Tiere und nur wenige Reste noch nicht einjähriger Jungtiere, die im Zahnwechsel zugrunde gegangen waren.

Die bisher vorliegende Individuenzahl ist gering. Bei Durchzählung des Zahn- und Knochenmaterials ergab sich für *U. deningeri hundsheimensis* eine Mindestzahl von acht Individuen. Insgesamt dürfte das Material wohl die Reste von etwa zwölf Tieren, davon zwei bis drei Jungtiere umfassen. Diese Zahlen erweisen eine geringere Häufigkeit des *U. deningeri hundsheimensis* als die des jungpliozänen Höhlenbären, auch wenn man den kritischen Maßstab Soergels (1940) anwendet.

Die arthritischen Erkrankungen an der Wirbelsäule des Skelettes müssen noch nicht mit dem Höhlenleben in Verbindung gebracht werden. Die Neigung zu diesen bei *spelaeus* häufigen Erkrankungen scheint auch stammesmäßig bedingt zu sein. Keilförmige Defekte an den Eckzähnen des Unterkiefers kommen gelegentlich vor, doch seltener als bei *spelaeus* (Breuer, 1933); dasselbe gilt für extrem starke Abkautungen der Backenzähne. Die bei *spelaeus* nachgewiesene Aktinomykose ist bei *deningeri* bisher noch nicht festgestellt worden. *U. deningeri* hat, wenn auch nicht in dem Maße des Höhlenbären, viel Pflanzennahrung aufgenommen.

Der Lebensraum der Hundsheimer Bären waren die Auwälder der Donauniederung in ähnlicher Weise, wie der Mosbacher *U. deningeri* die Waldgebiete des Main- und Rheintales bewohnte.

X. Zusammenfassung.

Es wird ein fast vollständiges Bärenskelett und zahlreiche Einzel-funde, darunter zwei Schädel (Taf. I—III), aus dem Altpliozän von Hundsheim beschrieben (S. 98 ff). Für das gesamte Material ergibt sich in morphologischer und metrischer Hinsicht eine Mittelstellung zwischen arctoiden (primitiven) und speläoiden Verhältnissen, die sich in einer individuell stark variablen Kombination der Merkmale äußert. Neben kleinen, arctoiden und großen speläoiden Dimensionen, herrschen „arcto-speläoide Mittelgrößen“ (starker Braunbär bis schwacher Höhlenbär) zahlenmäßig weitaus vor.

Der Skelettfund zeichnet sich vor allem durch speläoiden Einschlag in der Form und relativen Größe des Schädels aus, während das übrige Skelett vorwiegend arctoide Größen und Formen aufweist. Die genaue Untersuchung erweist aber sowohl für Schädel und Gebiß als auch für Teile des Skelettes die kennzeichnende Mischung beider Merkmalskategorien, Tibienverkürzung und Torsion sind schon in mäßigem Ausmaß vorhanden.

Neben den bisher bekannten morphologischen und metrischen Unterscheidungsmerkmalen, werden auch einige neue Beobachtungen ausgewertet und vor allem auf die metrische Erfassung der „speläoiden Plumpheit“ (Längen-Breitenproportion) der Extremitätenknochen Gewicht gelegt. Es ergeben sich z. T. sehr scharfe Unterschiede im Skelett zwischen *arctos* und *spelaeus* (Tab. VI, S. 116).

Der zusammenhängende Skelettfund gestattet auch Untersuchungen über die Gesamtproportion, sowie über die Größenverhältnisse der

einzelnen Extremitäten-Abschnitte. Es werden die wichtigsten Skelettmaße des Hundsheimer Bären verglichen mit *U. arctos*, *U. etruscus* und *U. spelaeus* (Skelettfunde aus dem Wildkirchli und der Salzofenhöhle). Weitgehende Ähnlichkeit findet sich in den Proportionen von *arctos* und *etruscus*. In der Reihe von *etruscus* bis *spelaeus* findet eine progressive Änderung der Proportionen statt, wobei der Hundsheimer Bär eine Mittelstellung einnimmt und sich gewisse Ähnlichkeiten mit der hochalpinen Form des *spelaeus* aus der Salzofenhöhle zeigen (Tab. VII, S. 119). Es erfolgt in dieser Reihe eine Größenzunahme des Schädels und Verlängerung der Wirbelsäule, Zunahme der Oberarmlänge bei relativer Verkürzung des Unterarmes, fortschreitende Verkürzung des Unterschenkels (Tibia).

Die Proportionen des Hundsheimer Skelettes fallen vor allem durch ein gewisses Mißverhältnis zwischen Schädellänge und Länge der Wirbelsäule auf. Es hat den Anschein, als ob der Schädel dem übrigen Skelett in der speläoiden Entwicklungsrichtung vorausgeeilt wäre, ein Mißverhältnis, das bei der stammesgeschichtlichen Stellung der Hundsheimer Bären mit Ehrenberg (1942) einer juvenilen Disproportionalität im phylogenetischen Sinne zu vergleichen wäre.

Das Skelett gehört einem adulten Individuum an. Die kleinen, zierlichen unteren Eckzähne dürfen vielleicht als Hinweis auf das weibliche Geschlecht des Tieres gewertet werden.

Die arthritische Erkrankung der Lendenwirbelsäule erinnert an den jungpliozänen Höhlenbären.

Die von Freudenberg (1941) als „*U. arctos* race *priscus* Goldf.“ beschriebenen Bärenfunde aus Hundsheim sind in diese Untersuchung miteinbezogen. Der Schädel (1909 III) zeigt eine primitivere Prägung in Form und Größe als das übrige beschriebene Material (Taf. III).

Die Alveolen sämtlicher vorderen Prämolaren sind vorhanden.

Die übrigen Funde zeigen denselben Habitus wie die Hauptmasse des Hundsheimer Materiales.

Zur Klärung der systematischen und stammesgeschichtlichen Stellung der Hundsheimer Bärenreste wurde das Originalmaterial von *U. deningeri* der Museen in Mainz und Wiesbaden einer vergleichenden Untersuchung unterzogen. *U. deningeri* ist durch die Verbindung arctoider und speläoider Merkmale und große Variabilität gekennzeichnet. Er hat im Durchschnitt geringere Größe als *U. spelaeus*.

Individuen von „arcto-speläoider Mittelgröße“ herrschen vor. Größen, wie der von v. Reichenau (1906) beschriebene Schädel sie aufweist, sind selten. Unter den Skelettresten herrschen die erwähnten Mittelgrößen vor.

Aus diesen Untersuchungen ergibt sich, daß die Hundsheimer Bären mit *U. deningeri* v. Reich. in ihrem Gesamtcharakter übereinstimmen und zu dieser Art zu stellen sind. Der an dem einzelnen Belegstück allerdings nur schwer erfassbare Unterschied liegt in der stärkeren Ausprägung der arctoiden Komponente innerhalb des gesamten Hundsheimer Materiales, worauf sich die unterartliche Abtrennung als *U. deningeri hundsheimensis* n. ssp. begründet. Am primitiven

Flügel der Schwankungsbreite der Hundsheimer Bären steht der arctoide Schädel (Taf. III).

Auch die Stellung des *U. deningeri* zu den anderen ihm nahestehenden Bären des Altpliozän wird erörtert. Es wird vorgeschlagen, die Arten *U. savini* Andrews und *U. süssenbornensis* Soergel als Unterarten mit *U. deningeri* zu vereinigen.

Stammesgeschichtlich repräsentiert *U. deningeri*, der im Sinne v. Reichen aus einen Formenkreis umfaßt, zweifellos die Vorstufe des *U. spelaeus*, mit dessen Schwankungsbreite er sich z. T. überschneidet (speläoide *U. deningeri* — arctoide Höhlenbären).

U. deningeri umfaßt in einer weiten Schwankungsbreite Individuen von sehr verschiedener Entwicklungshöhe in speläoider Richtung. Aus diesem Umstand erklärt sich der Formenreichtum der jungpliozänen Höhlenbären und das Auftreten primitiver „Nachzügler“ innerhalb typischer *spelaeus*-Populationen.

In Lebensräumen, die vom normalen Biotop des Höhlenbären abwichen, setzten sich die primitiven, *deningeri*-ähnlichen Elemente infolge ihrer größeren Anpassungsfähigkeit durch und es entstanden arctoide Lokalrassen (z. B. alpine Kleinformen, Steppenform *U. spelaeus rossicus* Borissiak).

Wenn ein größeres Fundmaterial zur Verfügung steht, lassen sich *U. deningeri* und *U. spelaeus* für die Trennung von Alt- und Jungpliozän stratigraphisch auswerten. Geringfügige Reste, wie vereinzelte Zähne, ermöglichen infolge der Variabilität der beiden Arten und der Überschneidung der Schwankungsbreiten keine sicheren stratigraphischen Ergebnisse. Aus denselben Gründen sind detaillierte stratigraphische Schlußfolgerungen, die auf der Spezialisationshöhe dieser beiden Arten beruhen, unsicher. Die Übereinstimmung, die zwischen den Hundsheimer und Mosbacher Bären in ihrer Gesamtheit besteht, sowie der etwas primitivere Charakter des *U. deningeri hundsheimensis* sprechen sehr für ungefähre Altersgleichheit der Fauna von Hundsheim mit der Hauptfauna von Mosbach (Günz-Mindel-Interglazial, bzw. beginnendes Mindel-Glazial, nach Soergel, 1923).

U. deningeri hundsheimensis war wahrscheinlich noch kein Höhlenbewohner nach Art des Höhlenbären. Aus Abkautung und „keilförmigen Defekten“ ist auf Pflanzennahrung zu schließen, die noch nicht in dem Maße vorgeherrscht hat, wie bei *U. spelaeus*.

Der Lebensraum der Hundsheimer Bären waren die Auwälder der Donau-Niederung.

Anhang:

Die Bären von Deutsch-Altenburg.

Dieses im Naturhistorischen Museum in Wien aufbewahrte Material¹⁶⁾ ist schon von Ehrenberg (1929 a) beschrieben worden. Im Hinblick auf die nahe Nachbarschaft des Fundortes zu Hunds-

¹⁶⁾ Die meisten Stücke tragen die Bezeichnung „1911, Nr. 87“.

heim wurde, es auch in diese vergleichenden Untersuchungen einbezogen. Für die Beurteilung dieser Reste scheint mir eine kurze Beschreibung dieser Lokalität nicht unwesentlich.

Über die Art des Vorkommens der Fauna von Deutsch-Altenburg finden sich in der Literatur keine genauen Angaben. Soweit mir bekannt, stammen alle Funde aus dem großen Steinbruch unmittelbar bei der Bahnstation Deutsch-Altenburg. In diesem Steinbruch werden seit Jahrzehnten in großem Maßstab die Ballensteiner-Kalke eines Ausläufers des Hundsheimer Berges abgebaut. Immer wieder werden dabei lehmgefüllte Spalten und Hohlräume angeschnitten, die hin und wieder fossile Knochen führen. Nähere Angaben über die Herkunft aus einer bestimmten Spalte oder Fundstelle finden sich bei dem hier in Rede stehenden Material nirgends. Es scheinen hier auch keine planmäßigen Grabungen stattgefunden zu haben; der zur Zeit meiner Besuche immer sehr rege Sprengbetrieb hätte das auch kaum gestattet. Es scheint sich bei dem Großteil der Funde um Material zu handeln, das beim Sprengen aus den Klüften herunterstürzt, worauf auch der fragmentäre Erhaltungszustand hindeutet. Die Fundortsbezeichnung „Deutsch-Altenburg“ kann sich daher auf verschiedene Fundstellen innerhalb dieses Steinbruches beziehen, wie sie im Laufe der Jahrzehnte durch den Betrieb aufgedeckt und abgetragen wurden. Obwohl das Material der Bärenreste einen im großen ganzen einheitlichen Eindruck macht, so ist es für die Beurteilung doch wesentlich festzustellen, daß einzelne Funde mehreren Spalten verschiedenen Alters entstammen können. Selbstverständlich besteht auch kein Grund, aus der Ähnlichkeit des Vorkommens von Hundsheim und Deutsch-Altenburg — beide in Spalten und Hohlräumen der Balleusteiner-Kalke — auf ein gleiches geologisches Alter zu schließen.

Das Bärenmaterial aus Deutsch-Altenburg wurde nach denselben Gesichtspunkten vermessen und untersucht, wie jenes aus Hundsheim.

Wenn hier von einer ausführlichen Beschreibung abgesehen wird, so geschieht dies, weil der verfügbar Raum diese Beschränkung erfordert und weil diese Beschreibung keine wesentlichen Ergänzungen und Veränderungen gegenüber den Ergebnissen von Ehrenberg (1929a) bringen würde.

Das Material umfaßt: 1 Supramaxillare-Fgmt. juv., Mandibula dext. et sin. (beide Äste beschädigt), 1 Mandibula-Fgmt. sin., 2 C. sup., 3 C. inf., 2 M², 1 M₁, 2 M₂, 1 Hinterhaupt-Fgmt., 2 Femora, 3 Patellae, 2 Calcanei, 1 Astragalus, 1 Radius, 2 Uluæ, 1 Pisiforme, 11 Metapodien, 14 Phalangen und diverse Knochenbruchstücke.

Nach Ehrenberg (1929a) erweist sich der Bär von Deutsch-Altenburg „im großen und ganzen als typischer Vertreter der *Spelaeus*-Stufe, der freilich einerseits noch einzelne primitive Züge bewahrt, andererseits aber auch, soweit wir darüber urteilen können, das höchste Ausmaß der *Spelaeus*-Entwicklung noch nicht erreicht hat“.

Diese Kennzeichnung hat sich durch meine Untersuchungen bestätigt. Das Gebiß zeigt ein überwiegendes Vorherrschen speläoider Formen, wobei überdies in der Bewertung der wenigen arctoiden Elemente die Möglichkeit besteht, daß sie aus einem älteren Spalteninhalt herrühren können. Wesentlich ist weiters die Tatsache, daß alle vor-

handenen Extremitäten-Knochen bereits speläoide Größen aufweisen, während *U. deningeri* in den Mosbacher Sanden und vor allem in Hundsheim durch das Vorherrschende arctoider Dimensionen im Rumpf- und Extremitäten-Skelett ausgezeichnet ist. Die extreme Größe und die metrisch gut erfassbare Plumpheit der Extremitäten-Knochen ist aber noch nicht im Ausmaß des typischen Höhlenbären vorhanden.

Der Bär von Deutsch-Altenburg ist bereits ein Höhlenbär

Ursus spelaeus Rosenm.

doch muß man sich bei dieser systematischen Einordnung bewußt sein, daß man von der künstlichen Trennungslinie zwischen Höhlenbär und *U. deningeri* noch nicht weit entfernt ist.

Obwohl die Gründung detaillierter stratigraphischer Schlußfolgerungen auf ein so bescheidenes Material von Bärenresten aus den oben ausgeführten Gründen (S. 155) nicht ratsam ist, wäre doch darauf hinzuweisen, daß die erkennbare Spezialisationshöhe dieser Bären der von Freudenberg (1914, S. 119) für seine Deutsch-Altenburger Funde angenommenen Zeitstellung im Rißglazial nicht widersprechen würde. Eine Entscheidung dieser Frage ist aber nur von einer Revision der gesamten Deutsch-Altenburger Fauna mit besonderer Berücksichtigung des Vorkommens und der Fundumstände zu erwarten.

Schriftenverzeichnis*)

Abel, O., Das Lebensbild der eiszeitlichen Tierwelt der Drachenhöhle bei Mixnitz. — In: Abel-Kyrle, Die Drachenhöhle bei Mixnitz. — Speläolog. Monogr., 7—8, Wien 1931.

Andrews, C. W., Note on a Bear (*Ursus savini* sp. n.) from the Cromer Forest-bed. — Ann. and Mag. Nat. Hist., ser. 9, 9, London 1922.

Arambourg, C., Revision des Ours fossiles de l'Afrique du Nord. — Ann. Mus. d'Hist. Nat. de Marseille, 25, Marseille 1933.

Bachofen v. Echt, A., Die Geweihe von *Cervus elaphus* aus Hundsheim a. d. Donau, nebst Bemerkungen über Geweihbildung. — Palaeobiologica, 7, Wien 1942.

Bächler, E., Das alpine Paläolithikum der Schweiz. — Monogr. zur Ur- u. Frühgesch. d. Schweiz, 2, Basel 1940.

Beck, H. & H. Vetter, Zur Geologie der kleinen Karpaten. Eine stratigraphisch-tektonische Studie. — Beitr. z. Palaeont. Öst-Ung. u. des Orients, 16, Wien 1904.

Borissiak, A., Eine Rasse des Höhlenbären aus den quartären Ablagerungen des Nordkavkasus. — Trav. Inst. paléozool. Acad. Sci. USSR., 1, Leningrad 1932.

Breuer, R., Über das Vorkommen sogenannter keilförmiger Defekte an den Zähnen von *Ursus spelaeus* und deren Bedeutung für die Paläobiologie. — Palaeobiologica, 5, Wien 1933.

Bürgli, H., Zur Frage der Schädelhaltung des Höhlenbären. — Palaeobiologica, 5, Wien 1933.

Degerbøl, M., Danmarks pattedyr i fortiden i sammenligning med recente former. I. København 1933.

Dubois, A. & H. G. Stehlin, La Grotte de Cotencher, station moustérienne. — Mém. Soc. Paléont. Suisse, 52/53, Bâle 1933.

Duerst, U., Vergleichende Untersuchungen am Skelett bei Säugetieren. — In: Abderhalden, Handb. d. biol. Arbeitsmethoden. Abt. VIII, H. 2, Berlin und Wien 1926.

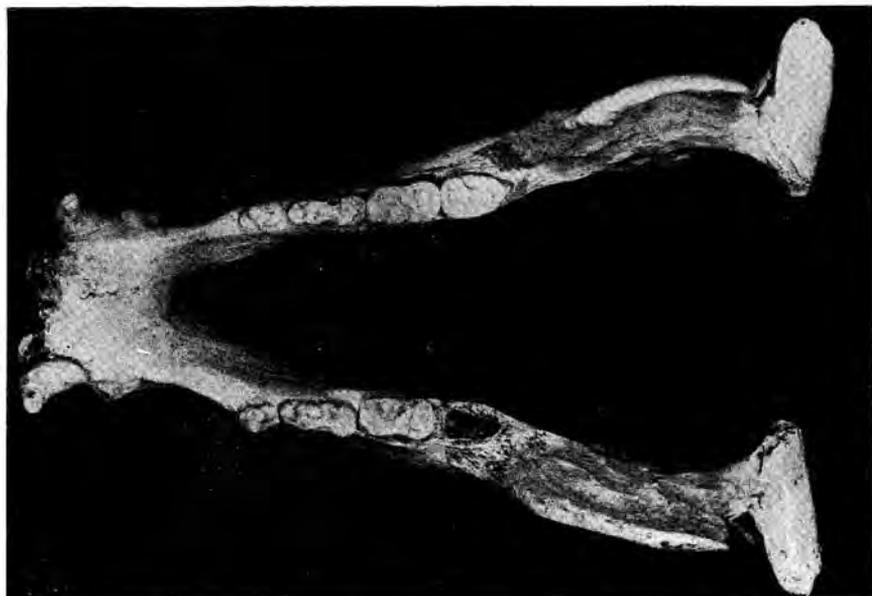
*) Ein umfassendes Verzeichnis der die pliozänen Bären betreffenden Literatur findet sich bei Rode, 1935.

- Ehrenberg, K., *Ursus deningeri* v. Reich. und *Ursus spelaeus* Rosenm. — Akad. d. Wiss. in Wien, mathem.-nat. Kl., Akad. Anz. Nr. 10, Wien 1928.
- Ehrenberg, K., Zur Frage der systematischen und phylogenetischen Stellung der Bärenreste von Hundsheim und Deutsch-Altenburg. — *Palaeobiologica*, 2, Wien 1929a.
- Ehrenberg, K., Gedanken zur Stammesentwicklung der Bären im Plistozän. — *Palaeont. Z.*, 11, Berlin 1929b.
- Ehrenberg, K., Über einen bemerkenswerten Bärenschädel aus der Bärenhöhle bei Winden im Burgenland — Akad. d. Wiss. in Wien, mathem.-nat. Kl., Akad. Anz. Nr. 26, Wien 1929c.
- Ehrenberg, K., Die Variabilität der Backenzähne beim Höhlenbären. — In: Abel-Kyrle, Die Drachenhöhle bei Mixnitz. *Speleolog. Monogr.*, 7—8, Wien 1931.
- Ehrenberg, K., Ein fast vollständiges Bärenskelett aus dem Alt-Diluvium von Hundsheim in Niederösterreich. — *Verh. Zool. Botan. Ges. Wien*, 83, Wien 1933.
- Ehrenberg, K., Berichte über Ausgrabungen in der Salzofenhöhle im Toten Gebirge. II. Untersuchungen über umfassendere Skelettfunde als Beitrag zur Frage der Form- und Größenverschiedenheiten zwischen Braumbär und Höhlenbär. — *Palaeobiologica*, 7, Wien 1942.
- Freudenberg, W., Die Fauna von Hundsheim in Niederösterreich. — *Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst.*, 58, Wien 1908.
- Freudenberg, W., Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa mit besonderer Berücksichtigung der Fauna von Hundsheim und Deutsch-Altenburg in Niederösterreich. — *Geol. u. Palaeont. Abh.*, NF/ 12, Jena 1914.
- Gaudry, A. & M. Boule, Les Oubliettes de Gargas. Matériaux pour l'Histoire des temps Quaternaires. IVe Fasc., Paris 1892.
- Harlé, E., Faune de la grotte à hyènes rayées de Furninha et d'autres grottes du Portugal. — *Bull. Soc. Géol. de France*, 4e Sér., 9, Paris 1909.
- Heller, Fl., Die Bärenzähne aus den Ablagerungen der ehemaligen Neckarschlange bei Eberbach im Odenwald. — *Sber. Heidelberger Akad. d. Wiss., mathem.-nat. Kl.* 1938, Heidelberg 1939.
- Hilzheimer, M., Der Bär aus dem Grubenloch (*Ursus arctos nemoralis* Degerböl). — *Z. f. Säugetierkde.*, 11, Berlin 1936.
- Hilzheimer, M., Ein Braunhärenschilder aus der Neumark. — *Märkische Tierwelt*, 3, Berlin 1937.
- Kinkel, F., Bären aus dem altdiluvialen Sand von Mosbach-Biebrich. — *Abh. Senckenberg. Naturf. Ges.*, 29, Frankfurt/M. 1911.
- Kormos, Th., Revision der Kleinsäuger von Hundsheim. — *Földtani Közlöny*, 67, Budapest 1937.
- Marinelli, W., Der Schädel des Höhlenbären. — In: Abel-Kyrle, Die Drachenhöhle bei Mixnitz. *Speleolog. Monogr.*, 7—8, Wien 1931.
- Mottl, M., Die arctoiden und speläoiden Merkmale der Bären. — *Földtani Közlöny*, 62, Budapest 1933.
- Pei, W. C., On the Carnivora from Locality 1 of Choukoutien. — *Palaeontologia Sinica*, Ser. C, 8, Peking 1934.
- Reichenau, W. von, Beiträge zur näheren Kenntnis der Carnivoren aus den Sanden von Mauer und Mosbach. — *Abh. Großherzogl. Hess. Geol. Landesanst.*, 4, Darmstadt 1906.
- Ristori, G., L'orso pliocenico di Valdarno e di Olivola in Val di Magra. — *Palaeontographia Italica*, 3, Pisa 1898.
- Rode, K., Über die Bären von Taubach und Ehringsdorf. — *Palaeont. Z.*, 13, Berlin 1931.
- Rode, K., Über die Bärenreste von Steinheim an der Murr. — *Z. Säugetierkde.*, 8, Berlin 1933.
- Rode, K., Untersuchungen über das Gebiß der Bären. — *Monographien zur Geol. u. Palaeont.*, Ser. II, H. 7, Leipzig 1935.
- Rüger, L., Beiträge zur Kenntnis der altdiluvialen Fauna von Mauer an der Eisenz und Eberbach am Neckar. — *Geol. u. Palaeont. Abh.*, NF. 16, H. 2, Jena 1928.
- Sickenberg, O., Neue Ausgrabungen im Altpliozän von Hundsheim, — *Verh. Zool. Botan. Ges. Wien*, 83, Wien 1933.

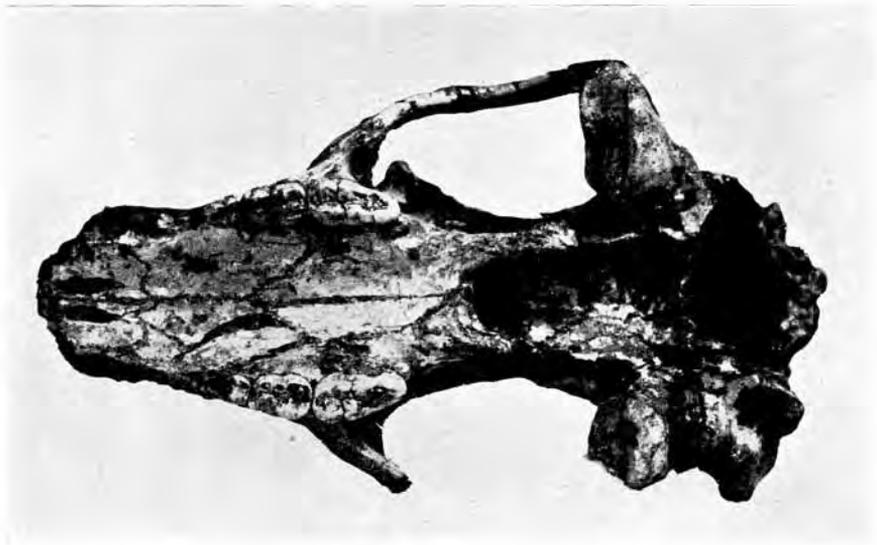
- Sivers, W., Die Struktur der Hand- und Fußwurzel des Höhlenbären von Mixnitz. — *Palaeobiologica*, 4, Wien 1931.
- Soergel, W., Die diluvialen Säugetiere Badens. Ein Beitrag zur Paläontologie und Geologie des Diluviums. — *Mitt. Bad. Geol. Landesanst.*, 9, Heidelberg 1923.
- Soergel, W., Der Bär von Süßenborn. — *Neues Jahrb. f. Min. etc.*, 54, Bg. Bd., Abt. B, Stuttgart 1926.
- Soergel, W., Die Massenvorkommen der Höhlenbären. Ihre biologische und ihre stratigraphische Deutung. Jena (Fischer) 1940.
- Teilhard de Chardin, P. et J. Piveteau, Les Mammifères fossiles de Nihowan (Chine). — *Ann. Paléont.*, 19, Paris 1930.
- Thenius, E., Bemerkungen über fossile Ursiden. — *Sber. österr. Akad. Wiss., mathem.-nat. Kl.* 156, Wien 1947a.
- Thenius, E., Ergebnisse neuer Ausgrabungen im Altpliozän von Hundsheim bei Deutsch-Altenburg (Niederösterreich). — *Akad. d. Wiss. in Wien, mathem.-nat. Kl., Akad. Anz. Nr. 6*, Wien 1947 b.
- Toula, F., Das Nashorn von Hundsheim. *Rhinoceros (Ceratorhinus) hundsheimensis nov. form.* — *Abh. k. k. Geol. Reichsanst.*, 19, Wien 1902.
- Zapfe, H., Über das Bärenskelett aus dem Altpliozän von Hundsheim. — *Verh. Zool. Botan. Ges. Wien*, 88/89, Wien 1939a.
- Zapfe, H., Die Lebensspuren der eiszeitlichen Höhlenhyäne. Die urgeschichtliche Bedeutung der Lebensspuren knochenfressender Raubtiere. — *Palaeobiologica*, 7, Wien 1939.
- Zdansky, O., Die Säugetiere der Quartärfauna von Chou-K'ou-Tien. — *Palaeontologia Sinica, Ser. C*, 5, Peking 1928.



Ursus deningeri hundsheimensis n. ssp.
Altpliozän, Hundsheim, Niederösterreich.
Schädel des Skelettfundes, Profil- und Gaumenansicht (vgl. S. 98).
Etwa $\frac{2}{3}$ n. Gr.



Ursus deningeri hundsheimensis n. ssp.
Altpliozän, Hundsheim, Niederösterreich.
Schädel des Skelettfundes. Unterkiefer (vgl. S. 101).
 $\frac{2}{5}$ n. Gr.



Ursus deningeri hundsheimensis n. ssp.
Altpliozän, Hundsheim, Niederösterreich.
Schädel (1909 III) der Coll. T o u l a. Profil- und Gaumenansicht (vgl. S. 130).
 $\frac{1}{3}$ n. Gr.