



universität
wien

DIPLOMARBEIT / DIPLOMA THESIS

Titel der Diplomarbeit / Title of the Diploma Thesis

„Ökologische Klassifizierung der Wirbeltierfunde aus
Nexing, NÖ, Miozän.“

verfasst von / submitted by

Mag.iur. Lydia Waldmüller

angestrebter akademischer Grad / in partial fulfilment of the requirements for the degree of
Magistra der Naturwissenschaften (Mag.rer.nat.)

Wien, 2016 / Vienna, 2016

Studienkennzahl lt. Studienblatt /
degree programme code as it appears on
the student record sheet:

A 190 445 482

Studienrichtung lt. Studienblatt /
degree programme as it appears on
the student record sheet:

Lehramtsstudium UniStG
UF Biologie und Umweltkunde UniStG
UF Bewegung und Sport UniStG

Betreut von / Supervisor

Ao. Univ.-Prof. Mag. Dr. Doris Nagel

Ehrenwörtliche Erklärung

Ich erkläre ehrenwörtlich, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig und ohne fremde Hilfe verfasst, andere als die angegebenen Quellen nicht benutzt und die den Quellen wörtlich oder inhaltlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe. Die Arbeit wurde bisher in gleicher oder ähnlicher Form keiner anderen inländischen oder ausländischen Prüfungsbehörde vorgelegt und auch noch nicht veröffentlicht. Die vorliegende Fassung entspricht der eingereichten elektronischen Version.

A handwritten signature in blue ink, appearing to read 'Lydé U', followed by a long horizontal flourish.

Wien, 20.11.2016

Unterschrift

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis	3
1 Einleitung	5
1.1 Paläontologie	5
1.2 Fossilien	6
1.2.1 Fossilisation	6
1.2.1.1 Nekrotische Vorgänge	7
1.2.1.2 Biostratonomie	7
1.2.1.3 Fossildiagenese	8
1.2.2 Altersbestimmung	9
1.2.2.1 Stratigraphie - Relative Altersbestimmung	10
1.2.2.2 Absolute Altersbestimmung	11
a) Physikalische Zeitmessung	11
b) Andere Methoden	12
1.3 Paläobiogeographie	13
1.4 Das Antlitz der Erde unter ständiger Veränderung	15
1.5 Methoden der Klimarekonstruktion	17
1.6 Das Zeitalter	20
1.6.1 Zeitliche Gliederung des Miozäns	21
1.6.2 Die Gestalt der Erde im Miozän	23
1.6.3 Das Miozän in Europa – Klima, Flora und Fauna	24
1.7 Das Wiener Becken	33
1.7.1 Entstehungsgeschichte des Wiener Beckens	34
1.7.2 Sedimente des Wiener Beckens	36
1.7.3 Das Wiener Becken im Miozän – Entwicklung, Vegetation und Klima	37
1.7.3.1 Entstehung der Paratethys	37
1.7.3.2 Eggenburgium und Ottnangium	38
1.7.3.3 Karpatium und Badenum	39
1.7.3.4 Sarmatium	40
1.7.3.4.1 Das Sarmatische Meer und seine Vegetation	42
1.7.3.4.2 Sedimente des Sarmatiums im Wiener Becken	44
1.7.3.5 Pannonium	45
1.8 Fundstelle Nexing	46

2 Forschungsfrage	49
3 Das Material.....	49
4 Die Wirbeltiere der Fundstelle Nexing.....	66
4.1 <i>Palaeomeryx eminens</i> ‚Meyer‘ 1847	66
4.2 <i>Protragocerus chantrei</i> ‚Deperet‘ 1887	68
4.3 <i>Listriodon</i> sp. ‚Meyer‘ 1846	69
4.4 <i>Deinotherium aff. giganteum</i> ‚Kaup‘ 1829.....	70
5 Ergebnis	72
6 Abstract	74
7 Danksagung	75
Abbildungsverzeichnis	76
Tabellenverzeichnis.....	78
Verwendete Literatur	79
Verwendete Internetquellen.....	81
Anhang – Plakat.....	82

1 Einleitung

Diese Diplomarbeit beschäftigt sich mit fossilisierten Überresten von Wirbeltieren die in Nexing, einem Ort in Niederösterreich im Wiener Becken, gefunden wurden. Das Material stammt aus dem Naturhistorischen Museum Wien und umfasst überwiegend Zähne aber auch einige mittelgroße Knochen und Knochenreste. Ziel dieser Arbeit ist diese Fossilien zu bestimmen und zu beschreiben unter welchen Bedingungen diese Tiere gelebt haben. Anschließend wird überprüft ob eine parallele Existenz dieser Tiere möglich war.

1.1 Paläontologie

Ausgangslage dieser Arbeit bilden Wirbeltierfunde aus lang vergangener Zeit. Während gegenwärtig nur rund ein Prozent aller Arten lebt, die jemals existiert haben, ist es die Aufgabe der Paläontologie die Lebensweise der übrigen 99 Prozent aufzudecken. Die Wissenschaft der Paläontologie beschäftigt sich somit mit den Lebewesen der Vorzeit. Um den Prozess der Evolution der Organismen sowie die Entstehung der Biodiversität verstehen zu können, ist die Untersuchung der Überreste ausgestorbener Organismen, die als Fossilien erhalten geblieben sind, notwendig. Zusätzlich bedarf es einer sorgfältigen Interpretation unter Einbeziehung von evolutionsbiologischen, stammesgeschichtlichen, ökologischen, genetischen und/oder geologischen Hypothesen. Die moderne paläontologische Forschung gilt somit als eine hochgradig interdisziplinäre Wissenschaft die Kenntnisse aus vielen Bereichen der Biologie aber auch aus anderen Fächern wie Chemie, Klimatologie und vor allem der Geowissenschaften voraussetzt (Rust 2011).

Die Paläontologie schlägt also auch die Brücke zwischen Geologie und Biologie und übernimmt von beiden Fächern Grundlagen sowie Methoden. Für beide Fächer liefert sie ein zeitliches Bezugssystem. Der Geologie verhilft sie zusätzlich zu Erkenntnissen über die Entstehung von Sedimenten. Während sie für die Biologie den tatsächlichen Verlauf der Entwicklung der Organismen rekonstruiert (Ziegler 1992).

Den Beweis für das Vorhandensein ausgestorbener Arten erbrachte erst G. CUVIER im Jahre 1796 indem er darlegte, dass der fossile Elefant – also das Mammut – spezifische Unterschiede zu den beiden rezenten Arten aufweist. Etwa zur gleichen Zeit erkannte W. SMITH, dass Fossilien in den Gesteinen nicht wahllos vorkommen,

sondern an unterschiedlichen Orten immer die selbe Abfolge einhalten. Dies war die Geburtsstunde der Biostratigraphie. Somit stand die Paläontologie von Anfang an auf zwei Beinen: dem biologischen, das dem Verständnis der Organismen gilt. Und dem geologischen, welches die biostratigraphische Zeitskala der Erdgeschichte entwickeln sollte (Ziegler 1992).

1.2 Fossilien

Fossilien sind allgemein Reste vorzeitlicher Organismen, völlig unabhängig vom Erhaltungszustand. (Ziegler 1992) Dazu zählen Rest von Lebewesen oder Lebensspuren von Lebewesen, die vor mehr als mindestens 10.000 Jahren gelebt haben. Normalerweise werden Organismen nach ihrem Tod durch Bakterien vollständig abgebaut oder gefressen. Manchmal können aber vor allem die mineralisierten Hartteile zu denen Schalen, Knochen oder Zähne gehören, als Fossilien erhalten werden. Unter bestimmten besonderen Bedingungen gelingt diese Erhaltung sogar bei weichen Geweben (Rust 2011).

Fossilien gelten als wichtige Belege der Evolution und ermöglichen zusätzlich die Altersbestimmung der Gesteine in denen sie sich befinden. Sie sind somit auch für die Gliederung der Erdgeschichte verantwortlich, da geologische Zeitabschnitte entweder mit dem Erstauftreten oder dem Aussterben von bestimmten Organismen(gruppen) definiert werden (Schuster et al. 2015).

1.2.1 Fossilisation

Fossilisation meint den Übertritt eines Körpers aus der Biosphäre in die Lithosphäre. Dies ist nur möglich wenn der übliche Kreislauf – die Zersetzung der organischen Materie in seine anorganischen Grundbaustoffe – unterbrochen wird. (Ziegler 1992)

Damit der weitere Abbau verhindert werden kann und die Organismen bzw. deren Überreste somit als Fossilien weiterbestehen können, müssen sie in einem entsprechenden Milieu eingebettet werden. Häufig dienen dazu Sedimentablagerungen von Flüssen, Seen oder Meeren. Auf dem Festland kommt es im Gegensatz dazu weitaus schwieriger zur Fossilisation. Durch Erosion werden hier die Sedimente mitsamt der eingeschlossenen Organismen abgetragen, wodurch

Sedimente ausfallen oder abgelagerte Gesteinsschichte abtransportiert werden. Ebenso tragen plattentektonische Prozesse zu einem hohen Verlust von Sedimenten bei (Rust 2011).

Man muss bedenken, dass alle Lebewesen in Gemeinschaften leben und diese unter dem Einfluss der selben ökologischen Bedingungen und auch der Wechselbeziehungen zwischen den Mitgliedern stehen bzw. gestanden haben. Da aber nicht all diese Organismen dem gleichen Fossilisationspotenzial unterliegen, werden auch nur Ausschnitte dieser Gemeinschaften fossil überliefert. Es kann hier auch leicht zur Durchmischung unterschiedlicher Lebensgemeinschaften kommen, wenn Fossilien weit transportiert wurden oder zu unterschiedlichen Zeiten gelebt haben (Rust 2011).

Die Fossilisationslehre beinhaltet drei wichtige Teilbereiche: die nekrotischen Vorgänge, die Biostratonomie und die Fossildiagenese.

1.2.1.1 Nekrotische Vorgänge

Bei den nekrotischen Vorgängen geht es um den Tod, seine Ursachen und seinen Verlauf. Die Todesursachen sind am Fossil selbst aber nur selten festzustellen (Ziegler 1992).

1.2.1.2 Biostratonomie

Die Biostratonomie behandelt alle Vorgänge vom Beginn des Absterbens bis zur Einbettung. Dabei wird zwischen den organischen Substanzen und den Hartteilen unterschieden. Die wichtigsten organischen Substanzen umfassen Eiweiß, Fett und Kohlehydrate. Nach dem Tod beginnt die Zersetzung. Diese kann in Gegenwart von Wasser und Sauerstoff durch Verwesung erfolgen. Wenn Sauerstoff fehlt, kommt es hingegen zur Fäulnis, bei der anaerobe Bakterien für die Verwertung der organischen Substanzen zuständig sind. Nur durch Fäulnis können fossil erhaltungsfähige Stoffe entstehen. Echte Weichteil-Erhaltung kann hingegen nur durch Mumifizierung, Gefrieren oder Einbettung in dichten wasser- und sauerstoffabhaltenden Medien wie Harz stattfinden (Ziegler 1992; Müller 1992).

Für diese Arbeit wichtiger ist hingegen die Erhaltung der Hartteile. Die gängigsten Grundbausteine für die schützenden und stützenden Hartteile umfassen Kalk als Calcit oder Aragonit, Calciumphosphat, Skelettopal, Chitin und Zellulose. Während Kalk vor allem bei Muscheln, Krebsen, Cephalopoden, Korallen, Brachiopoden u.a. vorkommt, spielt Calciumphosphat vor allem bei den Wirbeltieren in der Knochensubstanz eine wichtige Rolle. In neutralem Milieu ist es kaum löslich und auch in schwach alkalisch sowie schwach saurem Milieu gut beständig. Nur in sauren Umgebungen wie beispielsweise Mooren, löst sich Calciumphosphat nach längerer Zeit auf, wodurch Knochen weich und biegsam und später völlig zersetzt werden. Kieselsäure findet ihr Vorkommen hauptsächlich in Kieselschwämmen, Diatomeen und Radiolarien. Chitin wiederum findet sich größtenteils in Pilzen und bildet das Skelett von Arthropoden. Die Zellwände der Pflanzen bestehen aus Zellulose (Ziegler 1992).

Findet die Einbettung am Lebens- bzw. Todesort statt, spricht man von autochthoner Einbettung. Fallen diese Orte allerdings nicht zusammen, nennt man dies allochthone Einbettung. Hierbei spielt vor allem die Schwebfähigkeit der Körper eine große Rolle. Je größer die Schwebfähigkeit, desto leichter findet ein Transport statt. So werden organische Reste nach Größe, Schwere und Form sowie nach deren Widerstandsfähigkeit sortiert, da robuste Elemente länger erhalten bleiben. Somit ist es – wie oben schon erwähnt - nahezu unmöglich, dass eine Gemeinschaft lebender Organismen fossil unverändert überliefert ist. Totengemeinschaften, oder Thanatozönosen, sind Gemeinschaften abgestorbener Organismen, die früher zusammen lebten und auch noch am Lebensort erhalten sind. Im Gegensatz dazu bilden die Grabgemeinschaften, oder Taphozönosen, Gemeinschaften toter Organismen die aus unterschiedlichen Lebensbereichen stammen (Ziegler 1992).

1.2.1.3 Fossildiagenese

Was mit dem organischen Körper nach seiner Einbettung passiert, umschreibt die Fossildiagenese. Hauptsächlich steht sie unter dem Einfluss sedimentologischer Faktoren (Ziegler 1992).

In jungen Sedimenten in denen die Zirkulation der Porenwässer möglichst gering ist, bleiben Fossilien oft in ihrer ursprünglichen Substanz erhalten. In paläozoischen Sedimenten ist dies allerdings sehr selten, da die Wahrscheinlichkeit, dass sich

Fossilien in irgendeiner Weise verändern, größer wird je älter sie sind. Durch reines Wasser und vor allem durch Säuren oder Basen können Organismen(reste) aufgelöst werden. Während Aragonit hier sehr anfällig ist, sind die anderen Hartteils-substanzen beständiger (Ziegler 1992).

Neben der Lösung kommt es auch oft zu molekularen Umsetzungen. Bleibt dabei der Chemismus eines Fossils unverändert, spricht man von Umkristallisierung. Ein Beispiel dafür ist wenn instabile Modifikationen einer polymorphen Substanz – wie Aragonit - zu stabilen Modifikationen - wie Calcit – umgewandelt werden. Wird die ursprüngliche Skelettsubstanz allerdings durch einen chemisch anderen Stoff ersetzt, spricht man von Stoffaustausch. Hauptsächlich kommt es hierbei zu Verkieselung, Verkalkung oder Verkiesung, die jeweils abhängig von der ursprünglichen Skelettsubstanz, dem Sediment und dem Milieu das sie umgibt, eintreten. Der Vollständigkeit halber muss hier auch die Inkohlung erwähnt werden die bei pflanzlichen Substanzen unter Ausschluss von Sauerstoff stattfindet und bei hoher Temperatur und Druck bis zur Verkohlung weiter gehen kann (Ziegler 1992).

Die Hartteile können auch – hauptsächlich durch Kalk, Kieselsäure und Baryt – imprägniert werden, wenn sich diese Substanzen in den Poren einlagern. Durch Algentätigkeit oder Ausfällung von Material – meist Kalk – aus übersättigten Lösungen auf Kristallisationskeime (wie bei Ooiden) werden Hartteile von Krusten überzogen (Ziegler 1992).

Das Innere einer Schale kann mit dem umgebenden Sediment oder bei dichteren Schalen mit wässrigen Lösungen aufgefüllt werden, wobei diese dann eine Kristallfüllung bilden. Dieser Ausguss der Schale bildet dann einen Steinkern (Ziegler 1992).

Ebenso können Fossilien deformiert werden und somit ihre ursprüngliche Form verlieren, oder korrodieren – also durch Wasser, Säuren oder Basen angelöst werden (Ziegler 1992).

1.2.2 Altersbestimmung

Hat man ein Fossil gefunden, wird der nächste wichtige Schritt sein, herauszufinden aus welcher Zeit es stammt bzw. wie alt es ungefähr ist. Dafür gibt es unterschiedlichste Datierungsmethoden, die nachstehend genauer beschrieben

werden. Wie oben bereits erwähnt, spielt hier die Brücke zwischen Geologie und Biologie eine wichtige Rolle.

1.2.2.1 Stratigraphie - Relative Altersbestimmung

Die Stratigraphie ordnet die Gesteine nach ihrer zeitlichen Bildungsfolge und stellt eine Zeitskala zur Datierung der geologischen Vorgänge und Ereignisse auf (Rey 1991). Das Lagerungsgesetz von Nikolaus STENO bildet die Grundlage der Lithostratigraphie und besagt, „dass Gesteine, die in einer Schichtfolge unten liegen, älter sind als Gesteine, die oben liegen“ (Schuster et al. 2015; Ziegler, 1992). Dies setzt allerdings voraus, dass keine gebirgsbildenden Prozesse stattgefunden haben, die diese Reihenfolge verändern konnten. Um eine zeitliche Einstufung vornehmen zu können, ist ein Kalender bzw. eine Zeitskala nötig, die allgemeine Gültigkeit besitzt. Dies kann mittels relativer oder absoluter Altersdatierung geschehen (Rey 1991).

Um Fossilfunde in das lithostratigraphische Gerüst einzuordnen, bedient man sich der Biostratigraphie (Ziegler 1992). Durch den biostratigraphischen Maßstab kann eine relative Altersdatierung stattfinden. Das heißt, dass mittels Fossilien das relative Alter der Gesteinseinheiten zueinander bestimmt wird. Dabei liegt das Hauptaugenmerk auf sogenannten Leitfossilien. Sie zeichnen sich dadurch aus, dass sie eine rasche Evolution durchlaufen haben, geographisch weit verbreitet waren und meist in sehr großen Mengen vorkamen (Schuster et al. 2015; Rey 1991). Vor allem einzellige Organismen wie Foraminiferen oder bestimmte Algen erfüllen diese Kriterien, aber oft auch Muscheln, Schnecken oder Ammoniten (Schuster et al. 2015). Aufgrund der fortschreitenden Evolution gab es somit zu unterschiedlichen Zeitpunkten unterschiedliche Leitfossilien. Weit voneinander entfernte, scheinbar unabhängige Gesteinsschichten müssen somit in etwa gleich alt sein, wenn sie die gleichen Leitfossilien aufweisen. Zusätzlich erscheinen sowohl Pflanzen als auch Tiere im Laufe der Evolution mit zunehmender Komplexität. Somit kann auch bei zwei getrennten Gesteinsschichten festgestellt werden welche jünger und welche älter ist je nachdem ob sie jüngere oder ältere Leitfossilien beinhalten (Rey 1991).

Das zeitliche Auflösungsvermögen biostratigraphischer Methoden ist allerdings von der Evolutionsgeschwindigkeit der Organismen abhängig und unterliegt damit einer natürlichen Grenze der Genauigkeit. Zusätzlich kann es durch das Fehlen von Organismen oder Fossilien überhaupt zu einer Informationslücke kommen. Auch

ökologische Faktoren greifen insofern ein, als dadurch einerseits reversible morphologische Veränderungen auftreten können und andererseits der Organismus vom Vorhandensein eines spezifischen Biotops abhängig ist. Eine kontinuierliche Evolution ist auch nur im ständigen geographischen Verbreitungsgebiet des Organismus gesichert. Außerdem können terrestrische Ablagerungen mit jenen unter Wasser mit biostratigraphischen Methoden nur sehr schwer verglichen werden. Diese Faktoren müssen bei der Interpretation berücksichtigt werden (Rey 1991).

1.2.2.2 Absolute Altersbestimmung

Da mittels Biostratigraphie nicht bestimmbar ist, wie viel Zeit zwischen den einzelnen Schichten vergangen ist, muss man auf andere Methoden zurückgreifen um die gefundenen Leitfossilien auf absolute Werte zu datieren.

a) Physikalische Zeitmessung

Verschiedene Methoden physikalischer Zeitmessung werden dazu angewendet. Sie beruhen auf der Umwandlung radioaktiver Elemente die gesetzmäßig abläuft und auch von äußeren Eingriffen nicht beeinflussbar ist. Aus dem Zerfallsgesetz weiß man wie schnell die jeweiligen radioaktiven Elemente umgewandelt werden und welche Mengen an Zerfallsprodukten dabei entstehen. So kann man die seit dem Zeitpunkt ihrer Bildung verflossene Zeit berechnen (Müller 1992).

Mit einer Halbwertszeit von 4,47 Milliarden Jahren wandelt sich beispielsweise $^{238}\text{Uran}$ über zahlreiche Zwischenglieder zu $^{206}\text{Blei}$ um (Schuster et al. 2015). Dieses unterscheidet sich durch sein geringeres Atomgewicht (206) vom normalen Blei (207). Ähnlich verhält es sich bei der Umwandlung von Thorium. Zusätzlich werden dem Atomkern bei der Umwandlung entsprechende Teilchen des Edelgases Helium ausgeschleudert, wodurch sich eine bestimmbar Menge Helium sammelt, die ebenso dem Zerfallsgesetz unterliegt. Je nachdem ob man vom Verhältnis zwischen Bleiisotopen zu Uranium ausgeht oder vom Verhältnis zwischen Helium und Uranium, spricht man von der Blei- oder von der Heliummethode (Müller 1992).

Eine weitere Möglichkeit physikalischer Zeitbestimmung bildet die Kalium-Argon-Methode. Das instabile Kaliumisotop ^{40}K kommt in Gesteinen sehr häufig vor und hat eine Halbwertszeit von 1,3 Milliarden Jahren. Somit eignet sich auch diese Methode für sehr altes Material, konnte aber auch bei Zeiträumen mit weniger als 1 Milliarde

Jahren erfolgreich angewendet werden. ^{40}K kann allerdings auf zweierlei Weise zerfallen. Einerseits kann durch Abgabe eines Elektrons ^{40}Ca entstehen. Dieser Zerfallsverlauf eignet sich nicht für Altersdatierungen, da ^{40}Ca mit 97 Prozent das häufigste Kalziumisotop auf unserer Erde darstellt. Beim anderen Verlauf wird vom Kern ein unmittelbar benachbartes Elektron aus der Elektronenschale eingefangen und die dadurch entstandene Lücke durch ein Elektron aus der Außenhülle aufgefüllt. Dadurch entsteht das Edelgas $^{40}\text{Argon}$, das ausgezeichnete Möglichkeiten zur Altersbestimmung bietet (Müller 1992).

Methoden mit ähnlich großen Halbwertszeiten – und damit für jüngere Fossilbestimmungen zu ungenau, stellen die Rubidium-Strontium-Methode und die Methode der spontanen Kernspaltung dar (Müller 1992).

Als wichtige Methode für relativ exakte Zeitangaben aus den letzten Jahrtausenden der Erdgeschichte gilt die Radiokarbon-Methode. Hierbei wird das radioaktive Isotop ^{14}C zur Altersbestimmung verwendet. Dieses Isotop wird durch kosmische Strahlung und dem in der Atmosphäre vorkommenden Stickstoff ständig erzeugt. Alle organischen Substanzen bestehen aus Kohlenstoff, welcher in Form stabiler Isotope als ^{12}C und ^{13}C und dem instabilen Isotop ^{14}C vorkommt. Durch den Stoffwechsel findet beim lebenden Organismus ein ständiger Austausch von Kohlenstoffverbindungen statt, wobei der Prozentsatz an Radiokarbon konstant bleibt. Mit dem Tod hört auch der Austausch auf und die zu diesem Zeitpunkt vorhandene Radiokarbonmenge beginnt zu zerfallen. Durch Bestimmung der spezifischen Aktivität des Kohlenstoffes kann somit die Zeit seit dem Tod berechnet werden. Durch die geringe Halbwertszeit von ^{14}C sind mit dieser Methode allerdings bestenfalls Zeitbestimmungen bis vor ca. 70.000 Jahren möglich (Müller 1992; Libby, 1969).

b) Andere Methoden

Nachfolgende Methoden sollen vor allem die physikalischen Methoden ergänzen die vorwiegend für die älteren Gesteine herangezogen werden und somit zur Altersbestimmung der jüngsten Gesteinsschichten verhelfen. Im Hinblick auf ihre Genauigkeit sind sie allerdings fragwürdig (Müller 1992).

Voraussetzung für die Warvenchronologie ist ein jahreszeitlicher Wechsel des Klimas. Vor allem an ufernahen Teilen des Gewässers werden Menge und Art der sich ablagernden Sedimentteilchen von diesem Klimawechsel beeinflusst. Eine Warve wird aus einer Sommer- und einer Winterschicht gebildet und weist eine Dicke von wenigen Millimetern bis Zentimetern auf. Aus der Feinschichtung des Sediments lässt sich einerseits der jahreszeitliche Wechsel ablesen und andererseits sogar das Jahr ableiten. Für die Praxis sind hier vor allem Anomalien – also besonders dünne oder dicke Lagen – von Bedeutung (Müller 1992; Rey 1991).

Eine ähnliche Methode stellt die Dendrochronologie dar. Durch den Wechsel der Jahreszeiten, verändert sich die Tätigkeit des Kambiums wodurch bei Bäumen Jahresringe entstehen. Während im Frühjahr weitlumige Gefäße gebildet werden, fallen diese im Herbst enger aus. Durch die Unterbrechung der Holzbildung zwischen August und dem nächsten Frühjahr, zeigt sich zwischen dem Spätholz und dem nächsten Frühholz eine scharfe Grenze. Auch Klimaschwankungen lassen sich als Wachstumsschwankungen in den Jahresringen ablesen wodurch nicht nur das Alter des Baumes feststellbar ist, sondern auch die einzelnen Jahre nachvollziehbar werden. Die Jahresringe besonders langlebiger Bäume können somit kombiniert und korreliert werden, wodurch die absolute Zeit ablesbar wird und klimatische Abläufe anschaulich gemacht werden können (Müller 1992; Rey 1991).

1.3 Paläobiogeographie

Ein weiterer Punkt der als Grundlage für diese Arbeit wichtig ist, ist die Paläobiogeographie. Diese behandelt die Verbreitung und Vergesellschaftung der fossilen Tiere und Pflanzen auf der Erde. Jede Region der Erde besitzt zu unterschiedlichen Erd-Zeiten ihre jeweils besonderen, unverwechselbaren Tier- und Pflanzengemeinschaften, da jede Art auf ein bestimmtes Gebiet begrenzt ist (Müller 1992).

Ob bestimmte Tier- bzw. Pflanzenarten in einem Gebiet vorkommen oder nicht, hängt primär von ihren ökologischen Ansprüchen ab. Somit sind bestimmte Arten – oder auch Gattungen, Familien usw. – auf ein Areal beschränkt. Die Größe des Areals spielt dabei keine Rolle. Nah verwandte Arten haben oft sehr ähnliche Ansprüche wodurch sie untereinander konkurrieren und meistens eine Art die anderen beinahe oder

vollkommen verdrängt. Die Arealgrenzen sind allerdings relativ instabil. Einerseits reagieren die Organismen auf veränderte Umweltbedingungen. Andererseits werden, vor allem in der jüngsten Zeit, Arten in ökologisch geeignete Räume eingeschleppt wodurch auch natürliche Barrieren – wie beispielsweise breite Meeresräume, hohe Gebirgszüge, Tiefseebecken uvm. – überwunden werden konnten. Auch die Isolierung von Gebieten spielt bei der Ausbreitung von Organismen eine Rolle. Einige Tiere wandern im Laufe ihres Lebens. Sie verlassen also „ihren Wohnraum“ um sich fortzupflanzen oder sie pendeln zwischen zwei Orten wie beispielsweise Zugvögel (Ziegler 1992).

Um die Biogeographie rezenter Tiere nachvollziehen zu können, muss man den historischen Werdegang berücksichtigen. Die Lage der Kontinente und Meere zueinander und zu den Polen ist nicht konstant. Die erdgeschichtliche Vergangenheit zeigt starke Abweichungen in der Gestalt der Länder und Meere (Abb.1). Während heute etwa 70 Prozent der Erdkruste vom Meer bedeckt sind, entstehen starke Meeresspiegelschwankungen wenn Plattformen der Tiefsee durch Aufsteigen oder Absinken Wasser verdrängen bzw. aufnehmen oder sich Eis auf den Kontinenten bildet (Ziegler 1992). Meeresspiegelschwankungen entstehen also nicht durch Änderungen des Wasservolumens auf der Welt – dieses ist seit dem frühen Präkambrium in etwa gleich – sondern sind vor allem auch Konsequenz von Änderungen der Ozeanbecken in Größe und Form.

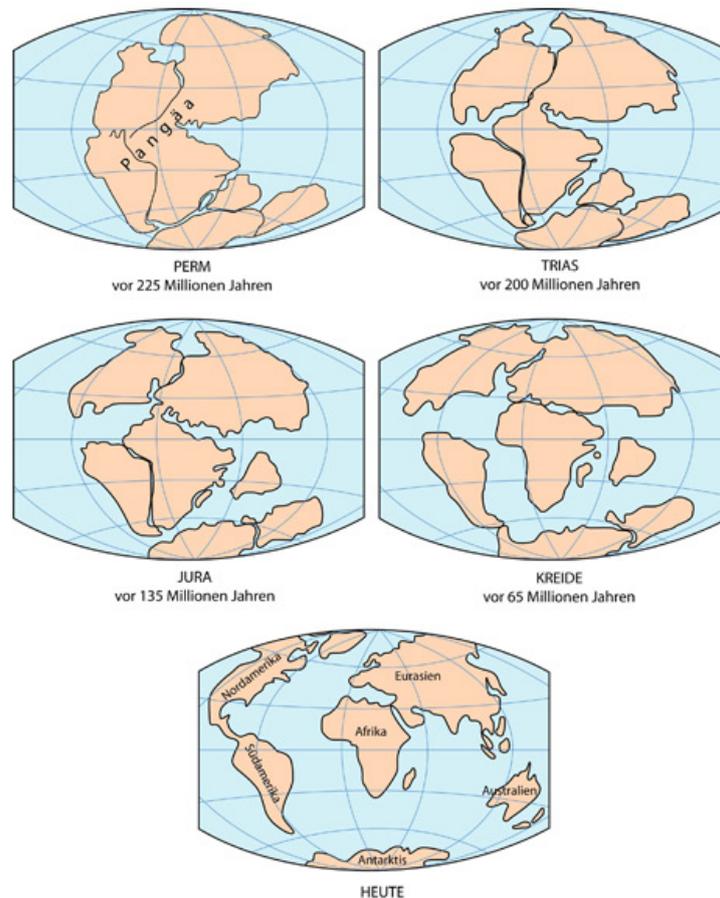


Abb. 1: Änderung der Gestalt der Landmassen und Meere im Laufe der erdgeschichtlichen Entwicklung (www.earth-in-progress.de).

1.4 Das Antlitz der Erde unter ständiger Veränderung

Die Erde wie wir sie heute kennen, hat also nicht immer so ausgesehen. Ganz im Gegenteil hat sie ihr heutiges Erscheinungsbild erst seit – relativ gesehen – sehr kurzer Zeit und unterliegt nach wie vor stetigen Veränderungen. Unser Sonnensystem mit Sonne, Erde und den anderen Planeten ist vor 4,6 Milliarden Jahren durch Zusammenballung von Gas, Staub, Eis und Gesteinstrümmern aus einer interstellaren Wolke entstanden. Die erste Kruste und mit Wasser gefüllte Becken manifestierten sich danach bereits vor ca. 4,4 Milliarden Jahren. Seither unterliegt die Verteilung von Land und Wasser ständiger Veränderung. Auch heute noch ist der Großteil der Erdoberfläche von Wasser bedeckt aus dem Kontinente und langgezogene Inselketten herausragen. Während die Schelfgebiete um die Kontinente herum nur wenige hundert Meter Tiefe erreichen, befüllen die Ozeane größtenteils 3.500 bis 6.000 Meter tiefe Becken durch die teilweise bis zu 3.000 Meter hohe, vulkanisch

aktive Gebirgszüge – die Mittelozeanischen Rücken – verlaufen. Die Ränder der Becken und Inselketten sind meist mit Gräben umgeben die über 11.000 Meter Tiefe erreichen können. Für all diese Phänomene ist ein Prozess verantwortlich, der seit mindestens 2,5 Milliarden Jahren in Gang ist. Die Plattentektonik (Schuster et al. 2015).

Die Erdoberfläche besteht aus mehreren größeren und einigen kleineren Platten, die relativ starr sind und meist einen Anteil an Kontinent und einen Anteil an Ozeanbecken haben. Die Oberschicht dieser Lithosphärenplatten besteht aus Erdkruste. Die kontinentale Kruste ist mit 30 bis 60 Kilometern Dicke zwar dicker, aber dafür leichter als die nur etwa 6 Kilometer dünne ozeanische Kruste die den Boden der Ozeanbecken bildet. Grund dafür ist der Aufbau durch unterschiedliche Gesteine. Der Lithosphärische Mantel bildet den unteren Teil der Lithosphärenplatten. Mit einer Temperatur von unter 1300 °C sind Lithosphärenplatten relativ starr und schwer und erreichen unter den „alten“ Teilen der Kontinente eine Dicke von bis zu 200 Kilometer während sie beispielsweise an einem Mittelozeanischen Rücken sehr dünn sind und nur gegen den Rand des Ozeans bis auf 60 Kilometer anwachsen. Die Platten schwimmen auf dem leichteren Asthenosphärischen Mantel, der über 1300 °C heiß ist. Die Lithosphärenplatten sind begrenzt durch Mittelozeanische Rücken, Subduktionszonen und Seitenverschiebungen. Durch die Hitze im Inneren der Erde kommt es zu Ausgleichsströmungen in der Asthenosphäre. Dadurch werden die über ihr liegenden Platten bewegt. Sie können sich so voneinander entfernen (divergieren), aufeinander zudriften (konvergieren) oder gegeneinander bewegen (www.earth-in-progress.de). Dort wo sich die Platten gegeneinander bewegen, kommt es vermehrt zu Erdbebenaktivität und Vulkanismus. All diese Bewegungen können heutzutage mittels Satellitenaufnahmen gemessen werden und erreichen manchmal bis über zehn Zentimeter pro Jahr (Schuster et al. 2015).

Am Mittelozeanischen Rücken steigen kontinuierlich Basaltschmelzen aus dem Mantel auf und werden zu ozeanischer Kruste. Der Asthenosphärische Mantel „friert“ unterdessen an während der Lithosphärenmantel immer dicker und die Platte somit immer schwerer wird. Ab einem bestimmten Punkt wird die ozeanische Lithosphärenplatte also schwerer als der Asthenosphärische Mantel auf dem sie schwimmt, reißt diesen durch und beginnt zu versinken. Dadurch entsteht eine

Subduktionszone, die eine Tiefseerinne bildet. An dieser taucht die Lithosphärenplatte dann langsam aber stetig unter die andere Platte. Dabei wird auch Wasser in die Tiefe mitgenommen das bei steigender Temperatur aber wieder freigesetzt wird wodurch es in der darüber liegenden Platte zu Schmelzen kommt die an die Erdoberfläche steigen und dort zu magmatischer Aktivität und zur Bildung von Vulkanketten führen. Nach dem Verschwinden des gesamten ozeanischen Anteils der Platte wird die Subduktionszone mit kontinentaler Kruste verschlossen und lässt sich hier kaum mehr subduzieren (Schuster et al. 2015).

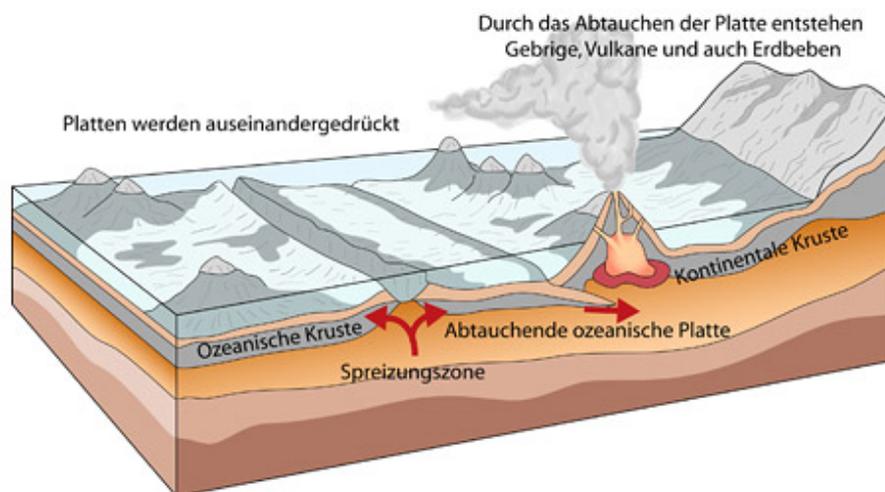


Abb. 2: Absinken ozeanischer Lithosphärenplatte - Subduktion
(www.earth-in-progress.de)

Bei der Kollision zweier kontinentaler Lithosphärenplattenstücke, kommt es zur Deformation der Plattenränder. Der größte Teil der kontinentalen Kruste wird abgeschert und zu einem Orogenkeil – also Gebirgskeil – gestapelt und die restliche Lithosphärenplatte subduziert. Dabei entstehen Gebirge wie die Alpen oder der Himalaya. Vor dem Orogenkeil entstehen Absenkungsbereiche – die Vorlandbecken – die den Schutt des aufsteigenden Gebirges aufnehmen (Schuster et al. 2015).

1.5 Methoden der Klimarekonstruktion

Um das Klima lang vergangener Zeiten rekonstruieren zu können, ist es in erster Linie wichtig die damalige Lage der Kontinente festzustellen. Auf den, mittels paläogeographischer Methoden gezeichneten, Karten wird dann die Verteilung

bestimmter Gesteinstypen markiert, die nur unter ganz bestimmten klimatischen Verhältnissen entstehen konnten (www.scotese.com/climate1.htm).

Um die Positionen der Kontinente rekonstruieren zu können, bedient man sich kumulativ mehrerer Methoden. Durch die paläomagnetische Analyse kann man beispielsweise feststellen ob Gesteinsformationen die Eisen enthalten, nahe eines Pols oder nahe des Äquators magnetisiert wurden. Außerdem gibt sie Aufschluss über die Nord-Süd-Ausrichtung des jeweiligen Kontinents. Nachdem das magnetische Feld der Erde immer wieder seine Polarität ändert, entstehen lineare magnetische Störungen am Meeresgrund parallel zu den Mittelozeanischen Rücken. Das Alter dieser Störungen kann wieder mittels Fossilien bzw. physikalischen Messungen berechnet und danach Störungen des gleichen Jahres zusammengeführt werden (www.scotese.com/method1.htm).

Auch die oben besprochene Paläobiogeographie gibt Aufschluss über geographische Breite und relative Position der Kontinente. Während die Fauna einen guten Zeiger darstellt für Kalt- oder Warmwasserbedingungen, kann man an der fossilen Flora – wie beispielsweise Pollenresten – die damaligen Temperatur- und Niederschlagsbedingungen nachvollziehen. Ebenso kann aufgrund von ähnlicher Flora und Fauna auf eine frühere geographische Nähe geschlossen werden bzw. deren Evolution Aufschluss darüber geben wann die Kontinente verbunden waren bzw. getrennt wurden (www.scotese.com/method1.htm).

Mithilfe der Paläoklimatologie wird das Klima genauer rekonstruiert. Die wichtigste Grundlage bilden hier die sogenannten Milankovitch-Zyklen. Diese erklären die Klimaschwankungen, die auf der Erde natürlich auftreten und für die seit Jahrhunderttausenden auftretenden Kalt- und Warmzeiten verantwortlich sind. Genauer handelt es sich dabei um zeitliche Muster, bzw. langperiodische Schwankungen, die über die jährlichen Schwankungen hinaus gehen und während denen sich die auf die Erde auftreffende Intensität der Sonneneinstrahlung ändert. Im Allgemeinen handelt es sich um verschiedene Zyklen die auch in Summe wirken. Beim 41.000-jährigen Zyklus geht es um die Neigung der Erdachse, die die jahreszeitlichen Unterschiede der Tageslängen bestimmt. Die Erdachse steht leicht geneigt zur Bahnebene der Erde um die Sonne. Allerdings ändert sich diese Neigung in regelmäßigen Abständen. Alle 41.000 Jahre erreicht sie mit einer Neigung von 24,5° ihre schrägste Lage während sie 20.500 Jahre später mit 22° verhältnismäßig

am aufrechtsten steht. Die derzeitige Neigung beträgt zirka $23,5^\circ$. Die nächste Schwankung ist abhängig von der Exzentrizität der Erdbahn, die die Abweichung der Erdbahn von der Kreisform umschreibt. Nachdem die Erdbahn bekanntlich keine Kreisform sondern eine Ellipse darstellt, ist der Abstand von der Erde zur Sonne im Laufe des Jahres auch nicht gleich. Die Exzentrizität der Ellipse verändert sich aber mit der Zeit. Momentan ist die Exzentrizität mit einem Abstand von 147 Millionen Kilometern im sonnennächsten Punkt und 152 Millionen Kilometern im sonnenentferntesten Punkt eher schwach. Dennoch können wir klimatisch wahrnehmen, dass der Winter auf den Nordhalbkugel sonnennäher ist als der Nordsummer. Die Änderung der Exzentrizität basiert auf einer Überlagerung von vier verschiedenen Zyklen, wobei eine Schwankung mit einer Periode von 100.000 Jahren und eine zweite mit einer Periode von etwa 400.000 Jahren dominant sind. Als dritter Punkt kommt die Präzession der Erdachse hinzu. Die Präzessionsbewegung der rotierenden Erde wird durch die Gravitationskräfte der Sonne, des Mondes und auch der anderen Planeten des Sonnensystems hervorgerufen und bewirkt, dass die Lage des Sommers und des Winters auf der Ellipse wandert. So entsteht ein 23.000-jähriger Zyklus in dem nach der Halbzeit, anders als heute, der Nordsummer der Sonne näher ist als der Nordwinter. Spielen also gleichzeitig eine starke Achsenneigung, starke Exzentrizität und eine Sonnennähe im Nordsummer zusammen, kommt es zu einer besonders starken Sonneneinstrahlung in den klimaempfindlichen hohen Breiten der Nordhalbkugel (www.zamg.ac.at/cms/de/klima/informationsportal-klimawandel/klimasystem/antriebe/astronomische-zyklen).

Nachdem verschiedene Gesteine nur unter bestimmten klimatischen Verhältnissen entstehen, bietet auch ihr Auftreten gute Anhaltspunkte für die Paläoklimatologie. Bauxite beispielsweise brauchen warme und nasse, also tropische Verhältnisse, während Evaporite nur unter warmen und trockenen Bedingungen entstehen. Kohle hingegen kann sowohl unter warmen als auch kalten Bedingungen entstehen, solange es nass ist und Tillit entsteht vorwiegend unter kalten und nassen Verhältnissen. Zusätzlich behilft sich die Paläoklimatologie der Gesetzmäßigkeiten des Klimas in unterschiedlichen geographischen Breiten. So ist es in der Nähe des Äquators warm und rund um die Pole kalt. Genauso herrscht in der Nähe des Äquators und in der gemäßigten Klimazone feuchtes Klima, während die subtropische Zone und die Zone

in der Nähe der Pole eher trocken sind (www.scotese.com/method1.htm). Die Breitengrade der verschiedenen Zonen haben sich im Laufe der Zeit immer wieder geändert, darum müssen zur genaueren Analyse auch die anderen Methoden hinzugezogen werden. Eine der wichtigsten Methoden stellt hier die Paläotemperaturbestimmung mit Isotopen dar. Diese geschieht vor allem mittels der beiden stabilen Sauerstoffisotope ^{16}O und ^{18}O . Bei der Evaporation werden die beiden Isotope selektiert indem ^{16}O vor allem im Wasserdampf vorkommt und ^{18}O hauptsächlich in der Restflüssigkeit. ^{16}O steht im Verhältnis zu ^{18}O 500:1. Allerdings ändert sich dieses Verhältnis in Abhängigkeit vom Milieu. So ist der ^{16}O -Gehalt im Süßwasser höher als im Meerwasser während warmes Wasser vermehrt ^{18}O anreichert. Auch ist in Polarmeeren das Verhältnis geringer als in tropischen Gewässern und im Winter geringer als im Sommer. Das jeweilige Verhältnis wird in den Schalen von Organismen angereichert, die mit ihrer Umwelt im Austausch stehen. So können diese Schalen wiederum Aufschluss über die damaligen Wassertemperaturen und saisonalen Schwankungen ermöglichen wobei die Rekonstruktion weltweiter klimatischer Veränderungen im Vordergrund steht. Auch die Geomorphologie, die verschiedene durch Eis und Wasser entstandene Erosionsoberflächen zu interpretieren versucht, ist Gegenstand der Paläoklimatologie (Rey 1991).

Aus der Kombination aller Methoden kann die ungefähre Lage der Kontinente und ebenso die wechselnden Klimaverhältnisse im Laufe der Zeit abgeschätzt werden (www.scotese.com/method1.htm).

Um die frühere Lage der Kontinente rekonstruieren zu können, muss man aber vor allem die Prozesse der Plattentektonik verstehen. Erst wenn man den geologischen und tektonischen Verlauf einer geographischen Region nachvollzogen hat, kann man auch die großen tektonischen Veränderungen ermitteln (www.scotese.com/method1.htm).

1.6 Das Zeitalter

Wie es zur Entstehung des Wiener Beckens bzw. der Fundstelle Nexing gekommen ist, wird weiter unten behandelt. An dieser Stelle wird vorweggenommen, dass das

Hauptaugenmerk dieser Arbeit dem Miozän – genauer gesagt dem Obermiozän und einiger Zeit davor – gilt.

1.6.1 Zeitliche Gliederung des Miozäns

Das Miozän wird in etwa 23 Millionen bis 5,3 Millionen Jahre vor unserer Zeit angesiedelt. Daran schließt das Pliozän an und zusammen bilden sie das Neogen. Das ältere Paläogen bildet gemeinsam mit dem Neogen das „klassische“ Tertiär. Rechnet man das Quartär als jüngstes Zeitalter auch noch dazu, nennt man diese Zeitspanne Känozoikum, das 66 Millionen Jahre vor heute begann.

Während des Miozäns wurden riesige Sediment-Massen in den tektonischen Becken Europas abgelagert. Deswegen wurden für den zentralen Paratethys-Bereich eigene Abschnitte entwickelt die die geologischen Stufen wiedergeben. Im Mittleren und Oberen Miozän heißen diese Badenium, Sarmatium und Pannonium. Die Mächtigkeit der jeweiligen Schicht hängt vor allem von den damaligen Sedimentationsbedingungen ab. In Abbildung 3 lässt sich die Schichtenfolge für die zentrale Paratethys ablesen, die für diese Arbeit grundlegend ist. Die wichtigste Rolle für die in dieser Arbeit behandelte Fundstelle, spielt das Sarmatium, das in die chronostratigraphische Stufe des Serravalliums eingliedert und in etwa 12,7 bis 11,6 Millionen Jahre vor heute anzusiedeln ist (Harzhauser & Piller 2004a).

Der Vollständigkeit halber und zum besseren Verständnis zeigt Abbildung 4 zusätzlich die terrestrische Untergliederung des späten Mittleren und Oberen Miozäns. Dieses gliedert sich in Astaracium, Vallesium und Turolium und soll hier vor allem dem zeitlichen Vergleich dienen. Von Bedeutung sind auch die MN-Zonen. MN steht in diesem Zusammenhang für „Mammals Neogen“. Die Zonen spiegeln den Versuch der Stratigraphie wider terrestrische Ablagerungen mittels Säugetierresten zu untergliedern. Das Sarmatium fällt somit in die MN-Zonen 7 und 8 .

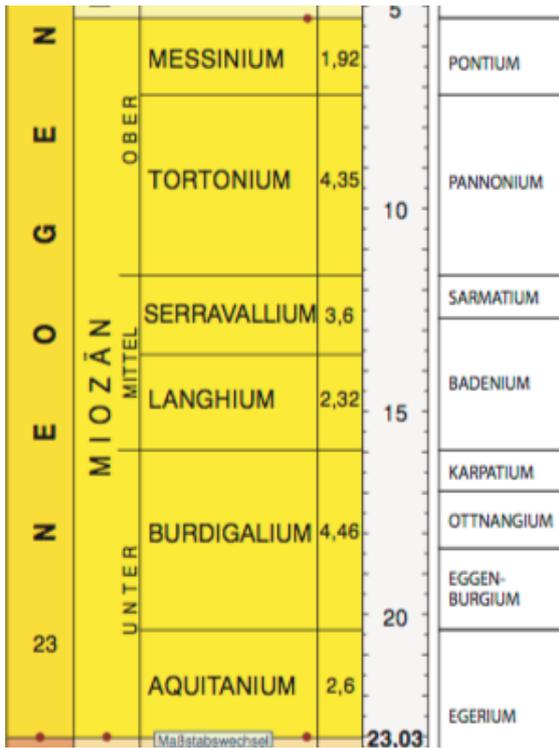


Abb. 3: Stratigraphische Tabelle des Miozäns inklusive sedimentärer Schichtfolgen der zentralen Paratethys (Piller et al., 2004).

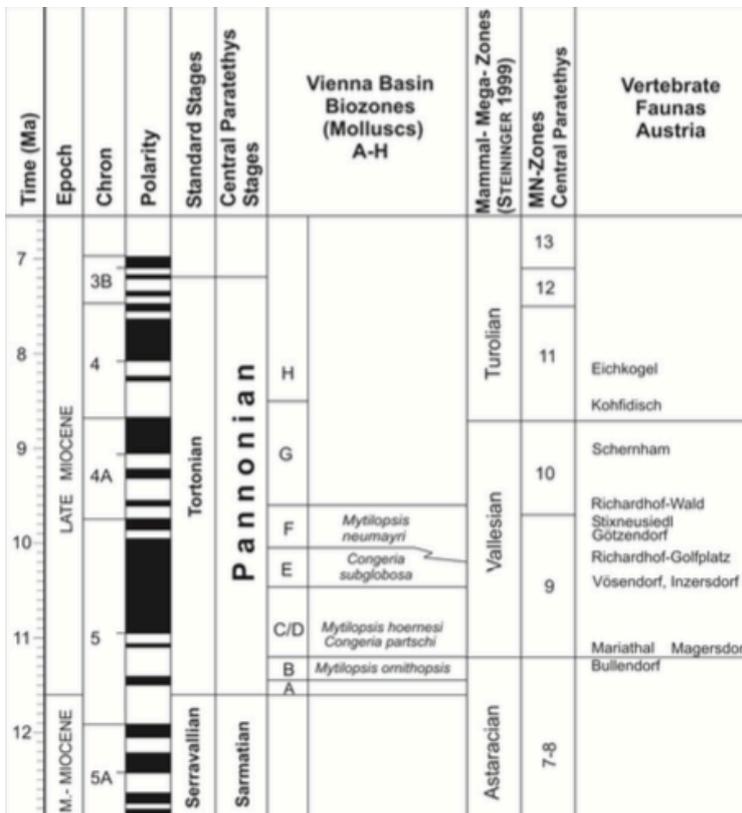


Abb. 4: Zeitlicher Vergleich der stratigraphischen und terrestrischen Gliederung (Daxner-Höck & Höck 2009).

1.6.2 Die Gestalt der Erde im Miozän

Im Miozän nimmt die Erde – wie aus Abbildung 5 ersichtlich – schon in etwa ihre heutige Gestalt an. Vor etwa 20 Millionen Jahren war die Antarktis mit Eis bedeckt und auch die Kontinente der nördlichen Hemisphäre kühlten immer stärker ab. Zu beachten ist allerdings, dass Teile Asiens sowie Florida noch von Meerwasser bedeckt waren (www.scotese.com/miocene.htm).

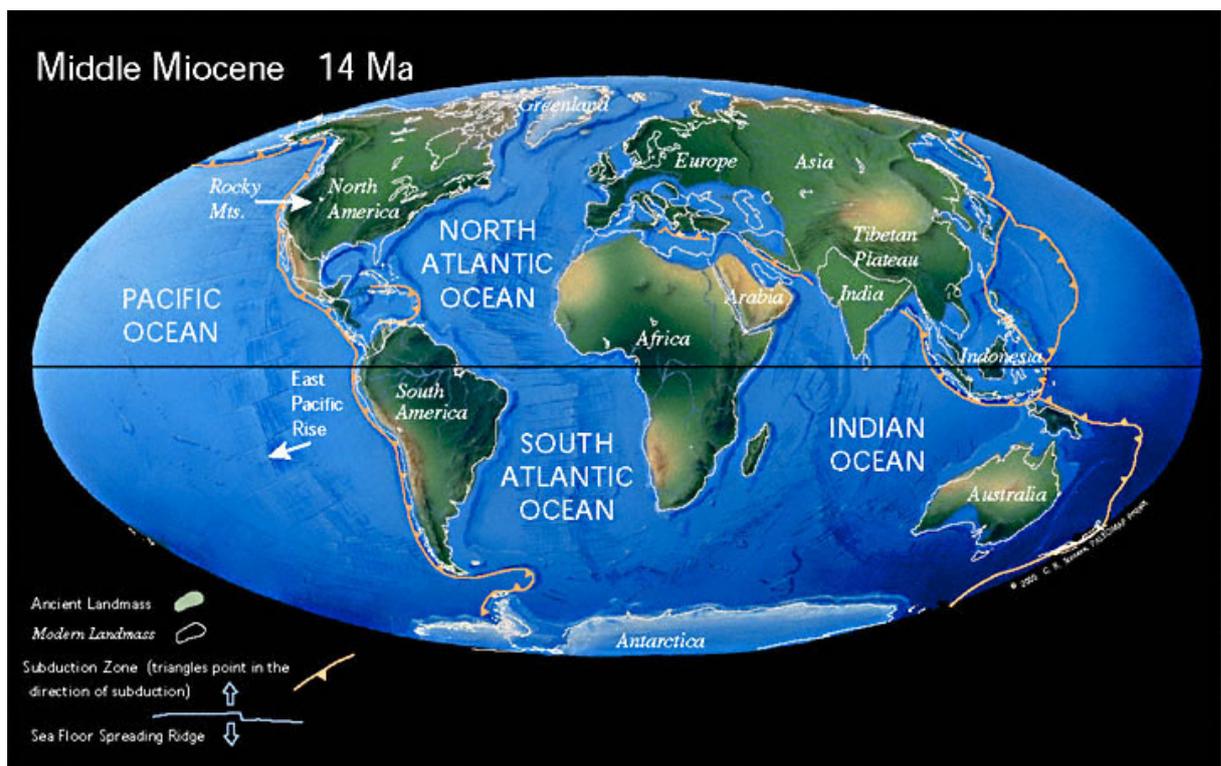


Abb. 5: Die Gestalt der Erde im Mittleren Miozän vor 14 Millionen Jahren. Die grünen Flächen zeigen die damaligen Landmassen. Die heutigen Kontinentalränder werden durch die weißen Linien gekennzeichnet. Auch Subduktionszonen sind durch die orangenen Linien kenntlich gemacht wobei die Dreiecke in die Subduktionsrichtung zeigen.(www.scotese.com/miocene.htm).

Durch eine Reihe von Kontinentalplatten-Kollisionen während des Känozoikums, gilt dieses als Zeitalter der Gebirgsbildungen. Durch die Kollision von Spanien gegen Frankreich entstanden die Pyrenäen. Italien kollidierte mit Frankreich und der Schweiz und formte so die Alpen. Durch weitere Kollisionen näherten sich Griechenland und die Türkei, Arabien und der Iran, Indien und Asien sowie

Australien und Indonesien einander an und bildeten so eine Reihe von hohen Gebirgen. Nachdem die Landmassen an sich gleich blieben, aber dadurch ihr Umfang etwas schrumpfte, wurden die Ozeanbecken somit größer. In weiterer Folge ist in den vergangenen 66 Millionen Jahren der Meeresspiegel gesunken. Bei niedrigem Meeresspiegel entstehen Landbrücken zwischen den Kontinenten und die Landfauna blüht auf. Zusätzlich manifestieren sich im Klima Jahreszeiten während insgesamt das globale Klima kühler wird was vor allem daran liegt, dass die Energie der Sonne vom Land reflektiert wird, während sie vom Meerwasser absorbiert wird. (www.scotese.com/moreinfo15.htm)

1.6.3 Das Miozän in Europa – Klima, Flora und Fauna

An dieser Stelle werden klimatische Veränderungen, Flora und Fauna im Laufe des Miozäns besprochen, wobei ein besonderes Augenmerk auf Europa bzw. Mitteleuropa gelegt und insbesondere auf die Entwicklung der Säugetiere eingegangen wird. Eine spezifischere Darstellung für das Wiener Becken findet sich unter Punkt 1.7.3.

Als später Part der globalen Abkühlung während des Känozoikums, brachte das Miozän ein Klima auf der Erde das dem heutigen sehr ähnlich war – allerdings etwas wärmer und auch feuchter. So gibt es beispielsweise in England und dem Festland von Nordeuropa Nachweise von Palmen und Alligatoren und auch Australien war weniger trocken als heute. Trotzdem waren Klimazonen zwischen dem Äquator und den Polen schon deutlich ausgeprägt (www.scotese.com/miocene1.htm). Während es allerdings am Äquator etwa gleich warm war wie heute, zeigten die höheren Breiten und ebenso die Pole wärmere Temperaturen wodurch das Temperaturgefälle nach außen hin weniger stark war als heute. Charakteristisch für das miozäne Klima war der boreale Wald, der sich weit über die heutigen Grenzen erstreckte. Dadurch wurden auch die Wüstenregionen, wie wir sie heute kennen, weitgehend reduziert (Micheels et al. 2007).

Mitteleuropa zeichnete im Unteren Miozän – vor allem vor 18 bis 16,5 Millionen Jahren – ein klimatisches Optimum aus, das als die wärmste Periode des Neogens gilt. Bei den sehr humiden und warmen Bedingungen konnten vor allem wärmeliebende Organismen besonders gut gedeihen. Im frühen Badenium – somit dem Beginn des Mittleren Miozäns – blieben die Temperaturen in etwa gleich, aber es kam schon zu verstärkten saisonalen Schwankungen der Regenfälle. Im Mittleren bis späten

Badenium vor rund 14 bis 13,5 Millionen Jahren endete die Warmperiode ziemlich abrupt wodurch das Jahres-Temperaturmittel von rund 22 auf knappe 15 °C fiel. Dies steht vor allem mit einem massiven Zuwachs des Antarktischen Eisschildes in Zusammenhang. Vor allem die Winter wurden beträchtlich kühler und die Sommer wurden trockener. Durch den Temperatursturz starben unter anderem Alligatoren, Chamäleons und Riesenschildkröten in Mitteleuropa aus (Böhme 2003; Agustí & Antón 2002). In Mittel- und Westeuropa war die Landschaft durch viel Wald geprägt. Im Gegensatz dazu wurde in Europa südlich der Paratethys die an die feuchten, subtropischen bis tropischen Bedingungen angepasste Flora, die moderate Winter und niederschlagsreiche Sommer gewohnt war, durch eine sklerophylle Flora ersetzt die die Sommerdürre überstehen konnte. Dementsprechend kam es dort auch zu Veränderungen in der Tierwelt (Agustí & Antón 2002). Während es somit in den unteren Breiten zu massiven Veränderungen kam, wurde in Mittel- und Westeuropa die Faunenzusammensetzung nur wenig beeinflusst. Teilweise war die Artenvielfalt der Säugetiere sogar höher als im frühen Miozän. Einen regelrechten Aufschwung erlebten zu dieser Zeit die Schweine, die eine hohe Artenzahl aufweisen konnten und gegen Ende des Mittleren Miozäns auch schon den ersten Vertreter rezenter Schweine hervorbrachten. Während die Bovidae Schwierigkeiten hatten sich in Europa zu etablieren, konnten die Cervidae eine recht hohe Diversität vorweisen. Während das im Unteren Miozän vorzufindende Nashorn *Prosantorhinus* im mittleren Miozän ausstarb, war *Brachypoterium* von da an in Mittel- und Westeuropa weit verbreitet. Auch weitere Nashornarten fanden hier einen guten Lebensraum, ebenso wie *Chalicotherium* der Chalicotheren – einer heute ausgestorbenen Familie der Unpaarhufer. Neben diesen Großsäugern fand sich auch eine ausgesprochen hohe Vielfalt an Nagetierarten. Neben Hamstern, Schlafmäusen, Eichhörnchen u.ä. gab es auch einige fliegende Vertreter die Hinweis darauf geben, dass in Mittel- und Westeuropa zu dieser Zeit noch ausgeprägte geschlossene Wälder existiert haben. Hinweise auf die damaligen feuchten klimatischen Bedingungen geben Funde von Bibern, die so wie ihre heutigen Vertreter, von permanent fließenden Gewässern abhängig waren. Unter den Fleischfressern dominierten weiterhin die katzenartigen und hundeartigen Raubtiere – letztere aufgrund ihres Körperbaus auch „Bärenhunde“ genannt. Auch Arten von Bärenartigen und Hyänen gab es in Europa. Ganz zum Ende des Mittleren Miozäns kamen – vermutlich von Afrika – nach Europa auch Hominoiden der Gattung *Dryopithecus*, Giraffen der Gattung *Palaeotragus* und die

Mastodonten der Gattung *Tetralophodon*, die *Gomphotherium* verdrängten. Von *Dryopithecus* wurden an einigen Orten des Mittleren und frühen Oberen Miozäns Fossilreste gefunden, die seine Existenz quer durch Europa belegen. 1996 wurde sogar ein fast komplettes Skelett in der Vallesianischen Fundstelle Can Llobateres (Spanien) gefunden. Bis dahin gab es kaum aufschlussreiche Funde die die Entwicklung der Fortbewegung der Hominiden in Eurasien zwischen *Proconsul* im unteren Miozän und *Australopithecus afarensis* im unteren Pliozän dokumentieren hätten können. Mit *Dryopithecus* konnte diese Lücke gefüllt und die Hominiden-Entwicklung während des Miozäns besser nachvollzogen werden. Seine Hände zeigen deutlich verlängerte Mittelhandknochen und Finger, was auf eine hauptsächlich hängende Fortbewegung in den Bäumen – ähnlich jener heutiger Orang-Utans – hindeutet. Außerdem zeigen weitere Anpassungen des Bewegungsapparates, dass er sich bereits aufrecht und somit teilweise biped fortbewegte. Nachdem *Dryopithecus* zu den sehr urtümlichen Arten zu zählen ist, die den ersten Hominoiden die Europa von Afrika aus besiedelten noch sehr ähnlich war, kann man davon ausgehen, dass sich auch die Hominoiden in Afrika während des Mittleren oder Oberen Miozäns bereits aufrecht fortbewegten. Die Entwicklung von quadrupede auf bipede Fortbewegung der Hoinoiden erfolgte nach diesen Erkenntnissen somit ohne Zwischenschritt was wiederum darauf hindeuten würde, dass die semiquadrupede Fortbewegung heutiger Schimpansen und Gorillas eine sekundäre Anpassung an die landschaftlichen Gegebenheiten in Afrika darstellt (Agustí & Antón 2002). In der Paratethys selbst fanden sich erstmals vor 18 Millionen Jahren die zu den Knochenfischen zugehörigen Schlangenkopffische sowie Papageifische. Auch Wale, Delphine, Haie und Seehunde waren im Badenium in der Paratethys zu Hause. Warane waren im Gebiet rund um die Paratethys anzutreffen. Während hier die Gattung *Iberovaranus* nur in wenigen eher kargen Gebieten zu finden waren, erfreute sich *Varanus* einer wesentlich größeren Ausbreitung in Mitteleuropa. Chamälions hingegen hatten zwar schon ab dem unteren Miozän Bestand in Mitteleuropa, fanden ihr Ende allerdings vor etwa 13,7 Millionen Jahren. Ähnlich erging es den Riesenschildkröten der Gattung *Geochelone*, die vor ungefähr 13,5 bis 14 Millionen Jahren aus Europa verschwanden. Das Krokodil der Gattung *Gavialosuchus* starb schon vor etwa 17 Millionen Jahren in Mitteleuropa aus, aber *Diplocynodon* konnte sich, so wie die Riesenschildkröten, etwa bis vor 13,5 bis 14 Millionen Jahren halten, bis ihr Verbreitungsgebiet weiter in den Süden rückte (Böhme 2003).

Vor 13 bis 11 Millionen Jahren durchlief Mitteleuropa eine längere trockene Phase, die vor etwa 10,2 Millionen Jahren von einer sehr feuchten Phase mit viel Niederschlag abgelöst wurde. Generell waren die Niederschlagsraten vom Mittleren bis zum Oberen Miozän höchst variabel wobei man eine gewisse Tendenz darin sehen kann, dass in kühleren Phasen der Niederschlag abnahm während er in wärmeren Phasen deutlich höher war als heutzutage (Böhme et al. 2011). Durch eine Absenkung des globalen Meeresspiegels und damit einhergehender Zunahme des Salinitätsgehaltes der Paratethys (genauerer dazu 1.7.3) waren im marinen Bereich Schlangenkopf- und Papageifische vor 12 bis 13,2 Millionen Jahren nicht mehr anzutreffen (Böhme 2003). Hingegen gibt es Funde von Barsch- und Karpfenfischen (Gross et al. 2011). Nach dem Aussterben der Haie und den anderen typischen Meeresbewohnern waren Delphine und Seehunde die größten Raubtiere der Paratethys (Harzhauser & Rögl 2005). Bei den Amphibien und Reptilien konnten sich neben Fröschen und Salamandern auch Glattechsen, Schleichen, Warane, Giftnattern und Landschildkröten durchsetzen.(Gross et al. 2011) .

Zwischen 12 und 11 Millionen Jahren vor heute wuchs die Eisdecke der Antarktis erneut in großem Ausmaß, wodurch es zu einem Absinken des Meeresspiegels von rund 140 Metern – also knapp 90 Meter unter dem heutigen Meeresniveau – kam. Somit öffneten sich einige Landbrücken und ermöglichten einen Faunenaustausch davor voneinander isolierter Orte. Unter anderem kam es auch zu einer Verbindung zwischen Nordamerika und Asien – ähnlich der bekannten Beringstraße. Diese ermöglichte die rasche Einwanderung des Urpferdes *Hipparion* und seiner Verwandten. So konnten ihre fossilen Reste mit einem Alter von 11,1 Millionen Jahren auch im Wiener Becken gefunden werden. Nachdem sich die Hipparionen in ganz Europa niedergelassen hatten, kamen auch andere Migrantentiere von Zentral- und Westasien nach Europa. So beispielsweise Giraffen der Gattung *Decennatherium* und Säbelzahnkatzen der Gattung *Machairodus* die sogar ein Gewicht von bis zu 220 Kilogramm erreichen konnten und somit ungefähr der Größe heutiger Löwen entsprachen. Diese beiden Exemplare waren aber primär im Westen und Süden Europas verbreitet. Auch die ersten europäischen Hasen mit der Gattung *Alilepus* sind dieser Zeit zuzuordnen. Unter den Hasenartigen blieb während des Oberen Miozäns aber die Gattung *Prolagus* dominant in den terrestrischen Ökosystemen Europas. All diese neuen Tiere kamen allerdings nur zusätzlich zu den ursprünglichen

terrestrischen Säugern hinzu und änderten ansonsten nichts an deren Zusammensetzung (Agustí & Antón 2002).

Somit kam es im frühen Vallesium zu einer selten dagewesenen Artenvielfalt, innerhalb derer die ökologischen Ansprüche sehr ähnlich waren. Zurückzuführen ist dies wohl auf das hohe Nahrungsangebot oder die vielen unterschiedlichen Nischen in denen alle einen Platz fanden. Insgesamt führte das auch zum Höhepunkt der Säugetiere in Westeuropa während des gesamten Känozoikums. Die größten Säuger waren hier vor allem Rüsseltiere mit den Gattungen *Tetralophodon* und *Deinotherium*, Unpaarhufer wie *Chalicotherium* und Nashörner wie *Aceratherium*. Auch Tapire etablierten sich zu dieser Zeit wieder in Westeuropa. Moschoidea und Tragulidae sind Anzeiger für noch immer feuchte Bedingungen in West- und Zentraleuropa. Die fleischfressenden Bärenhunde (*Amphicyonidae*) konnten sich ebenso bis ins frühe Vallesium halten, wie die Hyänen zu denen auch neue Arten dazu kamen. Ebenso eine Neuerscheinung in Europa waren die ersten mesocarnivoren (= omnivore) Bärenartigen – die sich also zu knapp 70 Prozent von Fleisch und sonst von Pilzen, Früchten und anderen Pflanzenteilen ernähren. Die Hominoiden spalteten sich zu dieser Zeit in viele unterschiedliche Typen auf. So hatte beispielsweise *Dryopithecus* in West- und Mitteleuropa zwei Spezies – *D. fontani* und *D. laietanus*. Zusammenhängend mit der explosionsartigen Ausbreitung von *Dryopithecus* dürfte der starke Rückgang von *Pliopithecus*, einer anderer Hominoidengattung, sein. Nur selten sind diese beiden nebeneinander anzutreffen. Eher scheint es so, dass *Dryopithecus* zu dieser Zeit vor allem die humiden Wälder Europas besiedelt hat, während die Pliopithecidae vor allem im Flachland mit saisonalen Wäldern anzutreffen waren (Agustí & Antón 2002). In der griechisch-iranischen Provinz war *Dryopithecus* offenbar gar nicht vertreten. Dafür fand man dort mit *Ankarapithecus* und *Ouranopithecus* zwei weitere Gattungen. *Ouranopithecus* liefert mit seinem Körperbau viel Diskussionsstoff indem manche Autoren in ihm eine Schwester-Gruppe des afrikanischen *Australopithecus* sehen und so ein „back to Africa“-Szenario erstellen im Gegensatz zu dem eher angesehenen „out-of-Africa“-Szenario. Andere sehen in dieser Gattung allerdings wieder eher Parallelen zu den europäischen Hominoiden. Trotz allem sprechen die verschiedensten Ausprägungen des Körperbaus und somit auch der Fortbewegung für eine ähnliche Entwicklung wie sie 5 Millionen Jahre später in Afrika stattgefunden und zur Entstehung der heutigen

Menschenaffen bzw. bipeder Hominiden geführt hat. In Europa nahm sie bekanntlich ein anderes Ende. Bei den „wassernahen“ Wirbeltieren gibt es im Vallesium weiterhin Funde von Fischen, Schildkröten und kleinen Echsen (Daxner-Höck & Göhlich 2009).

Vor etwa 9,7 Millionen Jahren wurde das Klima dann wieder trockener und gleichzeitig auch kühler und leitete damit die Vallesium-Krise ein (Böhme et al. 2008). Dies bedeutete einen drastischen Rückgang der Säugetierfauna in Europa. Von den großen Säugern waren vor allem Nashörner und die meisten Tapire betroffen. Dafür kam es zum Auftreten eines anderen Nashorns, dem *Stephanorhinus schleiermacheri*. Auch bei den Schweinen verschwanden einige charakteristische Gruppen wie beispielsweise *Listriodon* und *Schizochoerus*, während die „modernen“ Schweine wie *Propotamochoerus* bestehen blieben und ihre Artenzahl noch erweitern konnten. Cervidae wurden stark dezimiert, während sich einige Bovidae wie *Tragoportax* stärker verbreiteten und dabei andere wieder verdrängten. Hamster, Schläfer, Flughörnchen und Biber des Unteren und Mittleren Miozäns verschwanden ebenso. Auch alle Hominoidea, wie *Dryopithecus*, waren von da an nicht mehr in Europa anzutreffen. Weiters traten zu dieser Zeit die ersten Verwandten der Familie der heutigen Mäuse und Ratten auf. Auch die Hasenartigen und Insektenfresser konnten diese Krise überstehen. Bis auf *A. gutmanni* in Deutschland und Österreich sowie *A. pannonicus* in Ungarn starben auch alle Gattungen der Bärenhunde aus. Unter den Bärenartigen und Hyänen überlebten auch nur die robusten Arten die Krise, während einige Zuwanderer aus dem Osten dazu kamen. Die „falschen“ Säbelzahnkatzen *Nimravidae* fanden ihr Ende mit der Krise und auch die Hominoiden verschwanden damit endgültig aus Europa (Agustí & Antón 2002). Die Warane, die über 10 Millionen Jahre in Mitteleuropa anzutreffen waren– hier vor allem die Gattung *Varanus* –, fanden ihr Ende auch zu dieser Zeit in etwa vor 8,7 Millionen Jahren (Böhme 2003).

Bei den Hamstern wurde *Cricetulodon* von *Rotundomys* verdrängt. Die Entwicklung des Gebisses würde dafür sprechen, dass sich sklerophylle Pflanzen und auch Graslandschaften immer weiter ausbreiteten (Agustí & Antón 2002). Solche Graslandschaften konnten über weite Teile Eurasiens allerdings erst zwischen 7 und 8,3 Millionen Jahren vor heute nachgewiesen werden. 1994 konnten Nachweise für die Flora des späten Vallesiums erbracht werden und diese war von jener im

Mittleren Miozän komplett verschieden. Die Vegetation der warmen, subtropischen Verhältnisse wurde drastisch reduziert und erreichte im späten Vallesium nur mehr knappe acht Prozent. Im Gegensatz dazu waren 45 Prozent der Bäume – zu deren Vertretern unter anderem Ahorn, Eiche, Walnuss, Ulme und Erle gehörten – zu dieser Zeit laubwerfend. Trotzdem gab es weiterhin einen „harten Kern“ immergrüner subtropischer Pflanzen, die einen gewissen Grad an saisonalen Schwankungen aushielten. Allein dieser „harte Kern“ spricht schon gegen die Theorie, dass Graslandschaften zu dieser Zeit überhand nahmen und so für die drastische Reduktion der Säugetiere verantwortlich waren. Vielmehr wurde ein Wald gegen einen anderen Wald ausgetauscht aufgrund der ausgeprägteren saisonalen Schwankungen die kältere Winter und trockenere Sommer hervorbrachten. Somit hatten diese klimatischen Veränderungen nur einen indirekten Einfluss auf die Landsäugetiere Europas. Viele von ihnen waren in ihrer Ernährung von Früchten abhängig, die sie während der subtropischen Bedingungen das ganze Jahr über fanden. Mit den „neuen“ Bäumen hatten sie über Monate hinweg plötzlich Probleme noch ausreichend Nahrung zu finden und verschwanden deswegen. In weiterer Folge hatten auch die Fleischfresser, die über Jahrmillionen in Europa Bestand hatten, wie Nimravidae und Amphicyonidae, keine Chance mehr im Konkurrenzkampf gegen Säbelzahnkatzen und die großen Bärenartigen. (Agustí & Antón 2002)

Das Turolium unterscheidet sich vom Mittleren Miozän und Vallesium vor allem durch seine Fülle an großen Pflanzenfressern zu denen vor allem Hipparionen, einige Boviden-Arten und auch Nashörner gehören. Zwischen 8 und 7 Millionen Jahren vor heute kam es in der Vegetation zu einer Änderung der Dominanzverhältnisse wodurch die bis dahin vorherrschenden C3-Pflanzen durch vorwiegend C4-Pflanzen ersetzt wurden. Diese kommen wegen ihres effizienteren Photosyntheseablaufs mit den ariden Bedingungen besser zurecht. Typische C4-Pflanzen sind Gräser und andere Pflanzen die in Graslandschaften vorkommen. Das heißt es wurden weite Teile der Wälder Eurasiens zu dieser Zeit durch Graslandschaften ersetzt. Auch in Mittel- und Westeuropa zeigt die Faunenentwicklung, bis auf wenige Ausnahmen, diese Veränderung an. Vor allem die Bovidae erlebten dadurch einen erneuten Aufschwung und auch die Giraffen – vor allem in den östlichen Regionen – konnten regen Zuwachs verbuchen. Im Gegensatz dazu blieb die Artenvielfalt der Cervidae relativ gering und veränderte sich im Vergleich zum Vallesium auch kaum. Anders

sah es bei *Hipparion* aus, die ebenso wie die Bovidae ihre höchste Diversität während des Turoliums aufwiesen. Die verschiedenen Arten zeigten dabei beträchtliche Größenunterschiede. Die Nashornarten die die Vallesium-Krise überstanden hatten, existierten auch während des Turoliums weiter. Bei den Nagetieren wurden vor allem Mäuse und Eichhörnchen dominant neben denen auch noch Schläfer und Hamster zu finden waren. Auch die Säbelzahnkatzen – hier vor allem die Gattungen *Machairodus* und *Paramacheirodus* – blieben bis zum Turolium erhalten. Daneben traten die ersten „modernen“ Katzen mit verändertem Gebiss auf, das auf die Ausbreitung offener Waldlandschaften zurückzuführen ist. Vor allem in den südlichen und östlichen Teilen Europas erlebten zu dieser Zeit Hyänen ebenso einen Aufschwung mit einer hohen Artenvielfalt. In der griechisch-iranischen Provinz kam es unter anderem zum erneuten Auftreten von Affen – dem *Mesopithecus* der zur Unterfamilie der Colobinae gehört – die somit die Hominoidea des Vallesiums ablösten. Wie oben bereits besprochen konnten sich die Homioidea in Europa nicht halten. Eine Ausnahme stellt hier allerdings die toskanisch-sardinische Insel dar. Während diese vermutlich schon im frühen Miozän besiedelt worden war, stellte sie im späten Miozän einigen Lebewesen einen Zufluchtsort der ähnlich Bedingungen aufwies wie das Festland im Vallesium. So konnte sich *Oreopithecus* auf diese Insel retten und im Turolium vor 9 bis 7 Millionen Jahren fortbestehen. Im Oberen Miozän kam es auch zum Auftreten der ersten echten Hundeartigen wie den Familien der Fuchse, Wölfe und Hunde. Diese hatten in Nordamerika bereits seit dem Eozän eine lange Daseinsgeschichte und fanden nun auch den Weg nach Europa. Und auch die großen Bärenartigen hatten im Turolium mit *Indarctos atticus* einen Vertreter, der mit knapp 350 Kilogramm in etwa die Größe heutiger Braunbären erreichte (Agustí & Antón 2002).

Im Messinium vor knapp 7 Millionen Jahren gab es im Norden und im Süden des Mittelmeeres noch jeweils eine Verbindung zum Atlantik, die durch die unaufhaltsame Bewegung der Afrikanischen Platte Richtung Nordosten allmählich verkleinert wurden. Zwischen 5,8 und 5,6 Millionen Jahren vereisten Antarktis und wahrscheinlich auch Arktis zusehends wodurch es zu einem starken Rückgang des Meeresspiegels kam. Dadurch wurde die Zirkulation zwischen Mittelmeer und Atlantik erstmals getrennt was zur Einleitung der Messinium-Krise führte. Nach kurzer erneuter Verbindung vor 5,6 Millionen Jahren kam es schon 1.600 Jahre später

zur endgültigen Trennung wodurch das Mittelmeer austrocknete und seine östlichen und westlichen Becken zu einer Art Salzseen – ähnlich wie das Tote Meer heute – verwandelt wurden. Während diese Seen von umgebenden Flüssen weiter mit Wasser versorgt wurden, entwickelten sich die trockengelegten Flächen zu wüstenhaften, trockenen Steppen. Auch wenn man denken könnte, dass so eine gravierende Veränderung auch enorme Auswirkungen auf die Landfauna und -flora der Küstenregionen hätte, war das in diesem Fall nicht wirklich der Fall. Ganz im Gegenteil kam es zum Wiederauftreten einiger schon verschwundener Waldbewohner. So kehrten beispielsweise die seit dem Vallesium verschwundenen Tapire wieder zurück und auch moderne Schweine der Gattung *Propotamochoerus*. Zu den Schweinen gehörte auch *Microstonyx major*, der zu dieser Zeit vor allem in Mitteleuropa wieder auftauchte. Auch Cervidae vergangener Gattungen waren erneut in Europa zu finden und auch Mastodonten die im Turolium nur selten zu finden waren, kehrten nach Europa zurück. Die Säbelzahnkatzen – hier vor allem die Gattung *Machairodus* – blieb mit einer Vielzahl an Arten weiterhin bestehen. Die größten Veränderungen durchliefen die Bärenartigen und Hundeartigen. Einige Bärenartige des Turoliums blieben erhalten bekamen jedoch Zuwachs von großen, robusten, bärengleichen Formen der Gattung *Agriotherium* – der nach neuesten Erkenntnissen dem heutigen Braunbären in vielerlei Hinsicht sehr ähnlich war. Auch die Hundeartigen bekamen Zuwachs durch weitere Canidae deren Ausbreitung wiederum für den starken Rückgang der Hyänen verantwortlich sein könnte. Die wichtigste Auswirkung der Messinium-Krise stellte allerdings die – durch das Verschwinden des Meeres – neu entstandene Verbindung zwischen Afrika und Europa dar, die einen regen Faunentausch ermöglichte. So kam es auch zum erstmaligen Auftreten von Flusspferden in Europa. Auch Antilopen und einige afrikanische Bovidae „verirrten“ sich auf diesem Weg nach Europa (Agustí & Antón 2002).

Vor etwa 5 Millionen Jahren führten die auf der Erde herrschenden Bedingungen zu einem erneuten Anstieg des Meeresspiegels und verursachten so eine abrupte Veränderung. Mit einer gewaltigen Flut wurde das Mittelmeer erneut vom Atlantik überschwemmt und das trockengelegte Becken in den nächsten Jahrtausenden von gigantischen Wasserfällen wieder befüllt. So kam es dort erneut zu vollmarinen

Bedingungen und zur Entstehung des Mittelmeeres wie wir es heute kennen (Agustí & Antón 2002)..

1.7 Das Wiener Becken

Die Kenntnis über die Geologie Niederösterreichs, ist den seit einigen Jahrzehnten laufend durchgeführten geophysikalischen Untersuchungen zu verdanken, die vor allem aufgrund bedeutender Erdölvorkommen durchgeführt wurden. Dazu gehören einerseits Bohrungen, die allerdings aufgrund ihrer recht geringen Tiefe mit 6 Kilometer nur die seichteren Randgebiete zu erfassen vermögen. Andererseits wird die Seismik eingesetzt, die etwas tiefer reicht. So konnten Schichtfolgen, Strukturen und die tektonische Anordnung der Großbausteine eruiert werden. Das so entdeckte Bauschema zeigt ausgedehnte Überschiebungsbewegungen. Die Einheiten streichen zuerst in West-Ost-Richtung und biegen dann ab dem Wiener Becken Richtung Norden bzw. Nordosten um (Wessely 2006). In dieser Arbeit wird nachstehend nur auf das Wiener Becken – und hier nur auf den niederösterreichischen Teil – genauer eingegangen.

Wie aus Abbildung 6 ersichtlich, liegt das Wiener Becken eingesunken im Ostalpen-Westkarpatenzug und erstreckt sich ausgehend von Gloggnitz bis über die Grenze nach Mähren in der Tschechischen sowie in die Slowakische Republik. Mit 200 Kilometer Länge und 50 Kilometer Breite bildet das Wiener Becken einen Rhombus zwischen Alpen und Karpaten. Der größere niederösterreichische Teil wird durch March und Thaya vom Rest getrennt. Darüberhinaus wird das Wiener Becken durch die Donau in einen nördlichen und einen südlichen Teil getrennt. Die süd-westliche Grenze des Wiener Beckens bildet die Umbiegung der alpinen Strukturen – wie oben erwähnt – nach Norden Richtung Karpaten. Die Hauptelemente des Beckens werden von seichten Randschollen, Eintiefungszonen, medianen Hochzonen und Bruchsystemen – mit teilweise sehr hohem Bewegungsausmaß – gebildet. Die Brüche begleiten die Einsenkungen der einzelnen Beckenteile. Das Muster, das auf diese Weise entsteht, resultiert aus dem schrägen Zerrmechanismus (Wessely 2006). Teilweise erreichen Brüche einen vertikalen Versatz von bis zu 6.000 Meter und trennen so Hochschollen von Tiefschollen (Hofmann et al. 2011).

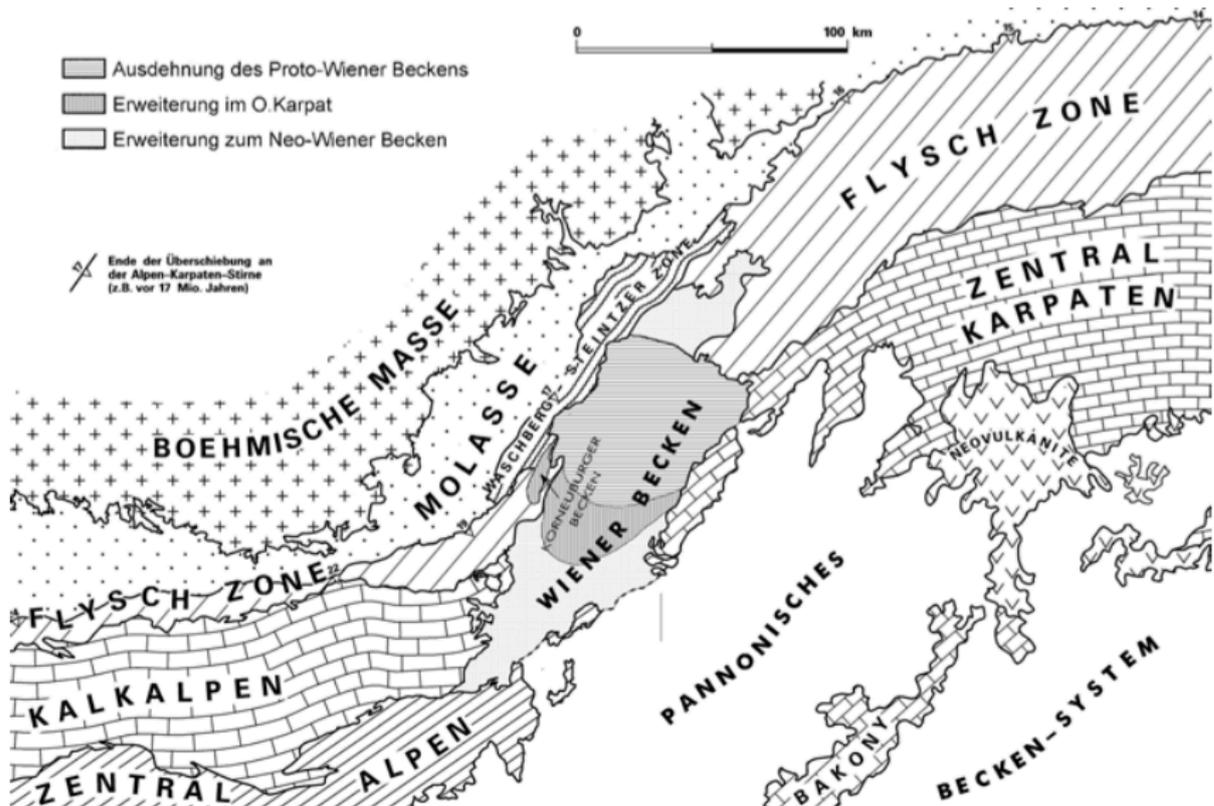


Abb. 6: Das Wiener Becken zwischen Alpen und Karpaten im geodynamischen Kontext (Wessely 2006).

Das Wiener Becken ist im Miozän entstanden und erlebte vor zirka 15 Millionen Jahren seinen Höhepunkt. Zu dieser Zeit zeichneten es ein (sub)tropisches Klima, vollmarine Bedingungen und hohe Biodiversität aus. Heute kann man aus den Sedimenten des Wiener Beckens die zunehmende Verlandung und auch den wechselnden Lauf der Donau ablesen (Hofmann et al. 2011).

1.7.1 Entstehungsgeschichte des Wiener Beckens

Wessely (2006) teilt die Entwicklung des Wiener Beckens in zeitlich-räumliche Etappen ein. Das Prä-Wiener Becken, das Proto-Wiener Becken und das Neo-Wiener Becken.

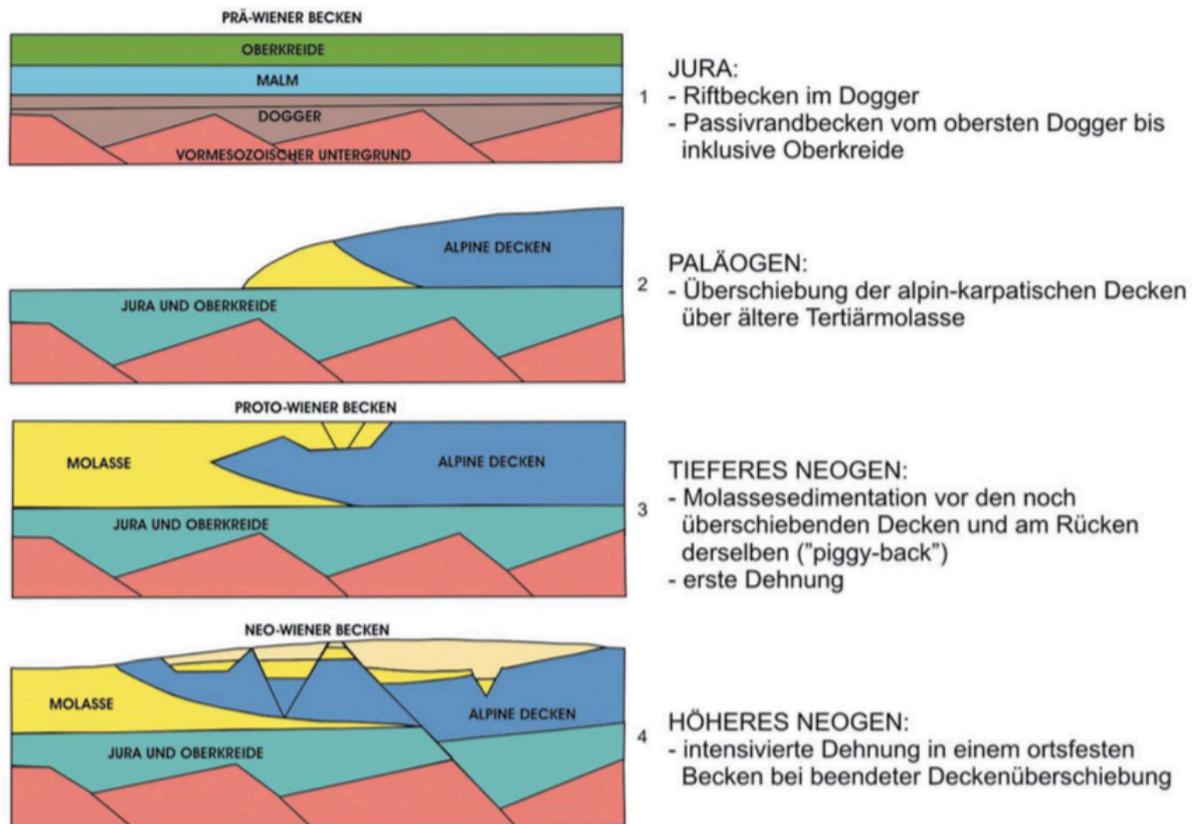


Abb. 7: Historische Entwicklung des Wiener Beckens (Wessely 2006).

Wie aus Abbildung 7 ersichtlich, wurde anstelle des heutigen Wiener Beckens der Kristallinsockel der Böhmisches Masse im Jura (vor 199 bis 145 Millionen Jahren) von einem Riftbecken überzogen, der im weiteren Verlauf und in der Kreide (vor 145 bis 65 Millionen Jahren) von einem Passivrandbecken ergänzt wurde (Wessely 2006). Es kam zu Ablagerungen des hellweißen Ernstbrunner Kalks. Diesen findet man heute unter anderem im Westen des Wiener Beckens in der „Waschbergzone“ in Form von Kalkklippen. Er verkörpert den Rest eines tropischen Meeres (Hofmann et al. 2011).

Mit Beginn des Paläogens (vor 65 Millionen Jahren), schoben sich die Decken des Alpen- und Karpatenraumes über das Vorland in Richtung Nordwesten. Auch im Eggenburgium bis zum Ende des Karpatiums (vor etwa 17 Millionen Jahren) waren diese Überschiebungen vorherrschend. Die Sedimente des Eggenburgiums bis Karpatiums erstreckten sich weit über die in Bewegung befindlichen Decken und wurden auf ihrem Rücken als „Piggy-back-Becken“ weiter getragen. Durch diese Weiterbewegung entstand eine schräg-seitliche Zerrung (Pull-apart-Effekt) die daraufhin Abschiebungen verursachte (Wessely 2006). Gleichzeitig verursachte im

nördlichen Teil des Wiener Beckens eine Absenkung des Untergrundes die Ablagerung feiner, mariner Sedimente (Hofmann et al. 2011).

Zur Ausbildung des Neo-Wiener Beckens kam es nach einer Phase intensiver tektonischer Aktivitäten (Hofmann et al. 2011). Seine heutige Form und Ausdehnung nahm das Wiener Becken ab dem Badenium ein und behielt diese auch während des Sarmatiums und Pannoniums. Die alpinen Überschiebungen im Becken haben aufgehört und somit ist es ortsfest geworden. Nachdem die Überschiebung im Karpatenbogen aber noch weiter andauerten, kam es zu verstärkten Abschiebungsraten an den Brüchen im Becken. Für die Ausdehnung der Meeresfläche waren primär die Hoch- und Tiefstände des globalen Meeresspiegels verantwortlich (Wessely 2006).

1.7.2 Sedimente des Wiener Beckens

Die Sedimente des Wiener Beckens umfassen vorwiegend Sande, Tone und Kalke die das Ergebnis der Sedimentation über 20 Millionen Jahre darstellen und von seichten Flussmündungen bis zum tropischen Meer herreichen (Wessely 2006). In landfernen Bereichen wurden im Badenium und Sarmatium feine, tonige Sedimente abgelagert – der sogenannte Tegel – der bis heute der Ziegelproduktion dient. Eine Seichtwasserablagerung aus dem Badenium stellt der weiße Leithakalk dar, der vor allem an den Rändern des Wiener Beckens zu finden ist (Hofmann et al. 2011). Er ist damals auf den Hochzonen aus Skelettfragmenten von kalkabscheidenden Rotalgen und Corallinaceen entstanden und ist einer der wichtigsten Bausteine vieler Ringstraßengebäude und des Stephansdoms (Schuster et al. 2015). Im Sarmatium bildeten sich auf den Hochzonen Lumachellen und teilweise Oolithe, während sich in den Tiefzonen in allen Zeitabschnitten sandig-mergelige Sedimente ablagerten (Wessely 2006). Teilweise sind auch mächtige Schotterablagerungen zu finden, die Flüssen entstammen, die ins Wiener Becken mündeten (Hofmann et al. 2011).

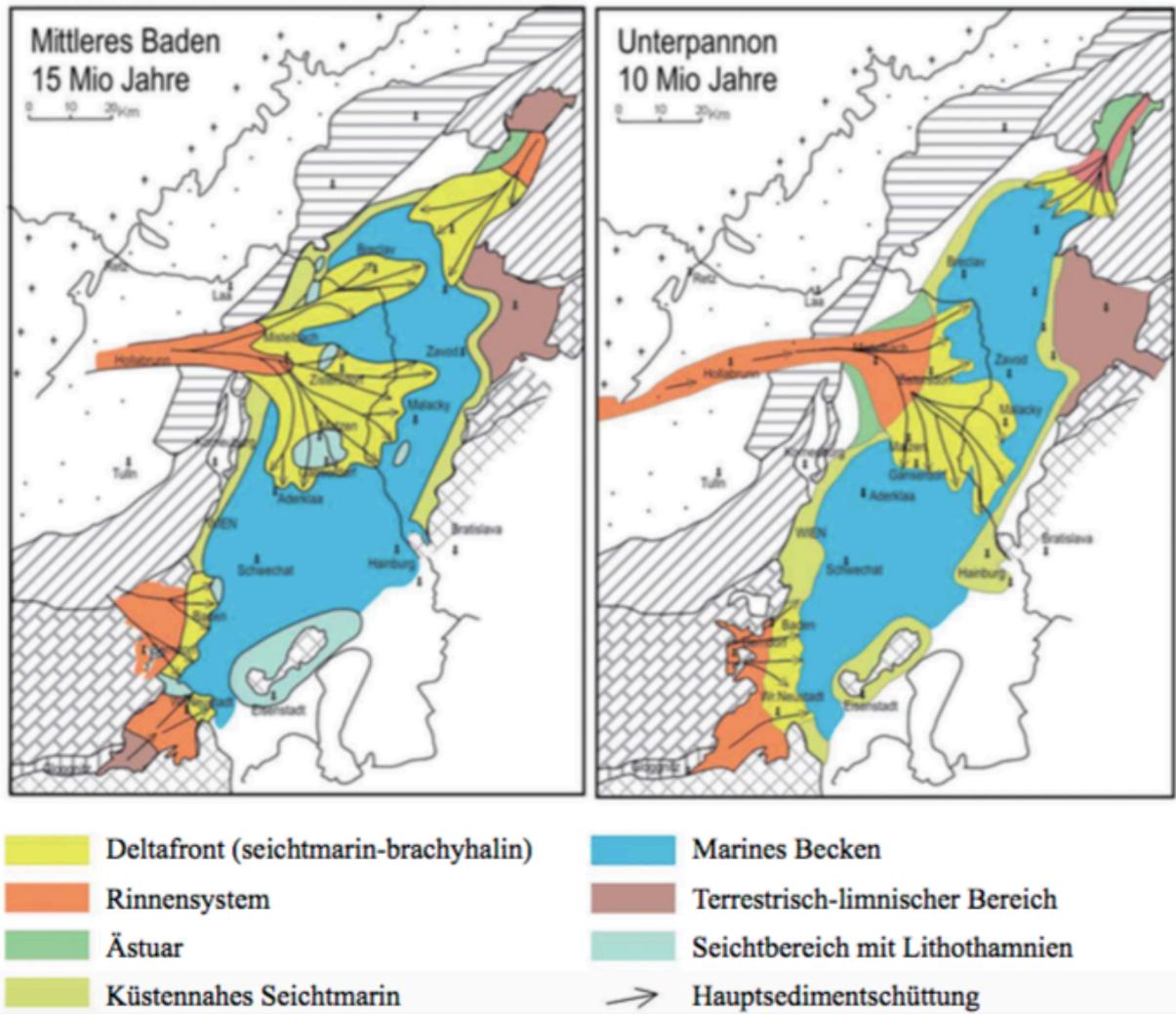


Abb. 8: Entwicklung der Ablagerungsbereiche im Wiener Becken im Mittleren und Oberen Miozän (Wessely 2006).

1.7.3 Das Wiener Becken im Miozän – Entwicklung, Vegetation und Klima

Im Folgenden soll ein kurzer Überblick über die Entwicklung des Wiener Beckens während des Miozäns gegeben werden. Dabei spielt die Paratethys eine entscheidende Rolle. Im Zuge dessen wird auch das jeweils dort vorherrschende Klima und die Vegetation mitbehandelt.

1.7.3.1 Entstehung der Paratethys

Rund um die Grenze zwischen Eozän und Oligozän – also vor ca. 33 bis 35 Millionen Jahren – fand die letzte wichtige Phase bei der Auffaltung der Alpen statt. Daneben verschwand allmählich die Tethys – ein Meeresgürtel der den Westpazifik mit dem

Ostpazifik verband. Nördlich der Alpen entwickelte sich allerdings ein neuer Meerestrog – die Paratethys – und während das nördliche Alpenvorland und die Böhmisches Masse rasch absanken, kam es so auch bald zu Meeresüberflutungen des niederösterreichischen Alpenvorlandes. Die Fauna der Paratethys war zu dieser Zeit sehr eintönig und auch der Sauerstoff wurde durch eine schlechte Wasserzirkulation recht knapp. Während somit in den tieferen Bereichen hauptsächlich Seetang, Fische, Zahnwale und Perlboote anzufreffen waren, wiesen die Buchten und Küsten eine tropischere Vegetation auf – ähnlich wie sie heute in den Mangrovensümpfen Westafrikas zu finden sind. Im Oligozän – vor 33 bis 23 Millionen Jahren – war die Paratethys noch regelmäßig mit der Nordsee verbunden, was einen Faunenaustausch erlaubte (Harzhauser & Rögl 2005).

1.7.3.2 Eggenburgium und Ottnangium



Abb. 9: Ausbreitung der Paratethys im späten Paläogen vor rund 25 Millionen Jahren (Harzhauser & Rögl 2005).

Mit dem Egerium vor 28 Millionen Jahren wurden die tieferen Meeresbecken bereits besser durchlüftet, aber erst das Eggenburgium (20,5 bis 19 Millionen Jahre) im frühen Miozän ermöglichte eine neue Entwicklung indem ein breiter Seeweg in den Indischen Ozean entstand. Zusätzlich verstärkten sich die Meeresströmungen rund um den Äquator, da diesen kein Festland mehr im Weg stand wodurch es zu einer globalen Klimaerwärmung kam. Auch große tropische Muscheln waren nun in der Paratethys zu finden. Mehrmals kam es im Laufe der Zeit zu starken Salzgehaltsschwankungen durch Verschiebung der Süß-, Brack- und Seewasserbereiche was durch die fossil erhaltenen Organismen kenntlich gemacht

ist. Neben den zahlreichen Funden von Muscheln und Schnecken finden sich auch Knochen- und Zahnreste einiger Landwirbeltiere, die auf ein subtropisches Klima schließen lassen. So fallen darunter beispielsweise Tapire, Landschildkröten und der Schädel eines Gavials. Auch flache geschützte Buchten wurden überflutet wodurch es zur Bildung von Seegraswiesen kam, in denen sich Adlerrochen und Seekühe ansiedelten. Ihre nächsten lebenden Verwandten sind heute in den tropisch-subtropischen Küstengewässern der Erde zu finden (Harzhauser & Rögl 2005).

Schon während des Eggenburgiums wurde es erneut kühler. Im Ottnangium (19 bis 17,5 Millionen Jahre) wurde die Meeresverbindung zum Indischen Ozean wieder unterbrochen, während sich im Westen ein enger Seeweg öffnete. Dadurch änderten sich die Strömungsmuster in der Paratethys enorm und es kam zu hohen Gezeitenwellen und es siedelten sich Organismen an, wie sie heute in der Adria leben. Im späten Ottnangium sank weltweit der Meeresspiegel, während sich die Alpen weiter hoben. Das Alpenvorland verlandete so zusehends, die Paratethys wurde isoliert und wurde zum Süßwasser (Harzhauser & Rögl 2005).

1.7.3.3 Karpatium und Badenium



Abb. 10: Die Paratethys zieht sich Richtung Osten zurück (Harzhauser & Rögl 2005).

Im Karpatium, vor 17,5 Millionen Jahren, hob sich der Meeresspiegel wieder an, die Paratethys wurde erneut mit dem Mittelmeer verbunden und dehnte sich auch Richtung Westen wieder etwas aus bis ins nördliche Niederösterreich. Auch die Temperaturen stiegen wieder an, wodurch das Wasser selbst im Winter nicht unter 15 °C erreichte. Ein seltenes Biotop entstand dort wo Süßwasser ins Meer mündet

und somit Organismen beider Zonen direkt nebeneinander lebten. Auch der weltweit einzige Fund eines Spitzennasendelphins ist dieser Zeit zuzurechnen. Während im Wasser Alligatoren sowie Stech- und Adlerrochen zu finden waren, waren die Bereiche zwischen den Flussrinnen dicht bewaldet und von Nashörnern, Schweinen, Hirschferkeln, Flughunden, Flughörnchen und Beutelratten bevölkert. Die Außentemperatur im kältesten Monat betrug rund 8 °C und mit 2.000 Millimeter pro Jahr kam es auch zu weitaus höheren Niederschlagsraten als heute (Harzhauser & Rögl 2005).

Durch plattentektonische Aktivitäten kam es zu Zerrungen der Erdkruste zwischen den Alpen und Karpaten. Dies führte zur Entstehung mehrerer Becken. Zu Beginn dieser Phase entstand unter anderem das Korneuburger Becken, später im Badenium kamen auch das Wiener und das Steirische Becken dazu (Harzhauser & Rögl 2005).

Die weitaus höchste Organismendiversität kann für das Badenium nachgewiesen werden. Bei subtropischem Klima hätte das Leben im Wiener Becken kaum vielfältiger sein können. Der heute bekannte „Leithakalk“ wurde damals von den weißen Kalken aus Rotalgen gebildet und lagerte sich an den Rändern ab. Auch Funde von mehr als zehn Haiarten, darunter auch planktonfressende Riesenhaie, Korallen, Seeigel, Muscheln und Schnecken, Seesterne und Rochen wurden aus dieser Zeit überliefert. Zu den damals dort lebenden Fischen zählten unter anderem Papageienfische, Barrakudas, Drachenkopffische, Seenadeln, Messerfische und Meerbrassen. Eine ähnliche Lebenswelt findet sich heute im Roten Meer und Indischen Ozean (Harzhauser & Rögl 2005; Hofmann et al. 2011).

1.7.3.4 Sarmatium

Die für diese Arbeit wichtigste Phase bildet, wie oben schon erwähnt, das Sarmatium. Dieses gilt als das „ungeliebte Kind“ der europäischen Stratigraphen und wird oft nur als Übergang zwischen Badenium und Pannonium abgetan. Während das Badenium eine hoch diverse subtropische Fauna und das Pannonium eine bemerkenswerte endemische Süßwasserfauna vorzuweisen haben, ist vor allem das frühe Sarmatium von raschen Meeresspiegelschwankungen geprägt, die zu schwerwiegenden Veränderungen in der Fauna geführt haben (Harzhauser & Piller 2004b).

Der Begriff Sarmatium wurde 1866 durch Eduard SUESS als regionale Stufe definiert und basiert auf den sedimentären Ablagerungen in der zentralen Paratethys. Ablagerungen des Sarmatiums finden sich in Österreich im wesentlichen an vier Standorten. Dem Wiener Becken, dem Eisenstadt-Sopron Becken, dem Steirischen Becken und dem Molasse-Becken (Harzhauser & Piller 2004b).

Das Sarmatium lässt sich weiter untergliedern. Dazu gibt es einerseits eine mikropaläontologische Dreiteilung nach GRILL in eine *Elphidium-reginum*-Zone für das Unter-Sarmatium, eine *Elphidium-haurinum*-Zone für das Mittel-Sarmatium und eine *Nonion-granosum*-Zone für das Ober-Sarmatium. Benannt sind diese Zonen nach der sie kennzeichnenden Begleitfauna aus Foraminiferen und Ostracoden. Andererseits besteht daneben eine Gliederung nach Mollusken nach PAPP, der *Mohrensternia*-Schichten dem Unter-Sarmatium, Untere Ervilienschichten dem Mittel-Sarmatium und Obere Ervilienschichten, *Sarmatimactra*-Schichten und Verarmungszone dem Ober-Sarmatium zuordnet. Diese Gliederung stützt sich somit auf Bivalven und Gastropoden der dort vorherrschenden Gruppen (Wessely 2006; Harzhauser & Piller 2011).

Time (Ma)	Epoch	Standard stages	Central Paratethys stages	
			Molluscs	Foraminifera
11.6	Upper Miocene	Tortonian	Pannonian	X
12	Middle Miocene	Serravallian	Sarmatian	X
12.7	Upper Badenian			

Abb. 11: Gliederung des Sarmatiums nach Mollusken.(Harzhauser & Piller 2011). Auch das Sarmatische Meer verdankt seinen Namen diesem Zeitabschnitt.

1.7.3.4.1 Das Sarmatische Meer und seine Vegetation

Im Badenium hatte die Paratethys noch Meeresverbindungen zum Mittelmeer und Indischen Ozean. Im Sarmatium wurde sie zu einem Binnenmeer, das fast gar keine Verbindungen zu anderen Meeren mehr hatte und vom Wiener Becken bis zum heutigen Aral See reichte (Hofmann et al. 2011; Harzhauser & Piller 2004a). Der stark eingeschränkte Wasseraustausch mit dem Mittelmeer, führte zu einer stark veränderten Wasserzusammensetzung. Auch spielten Vulkanismus und ein hoher Eintrag an Nährstoffen eine große Rolle und bedeuteten zusätzlichen Stress für die Ökosysteme. Meeresorganismen wie Seeigel, Korallen, viele Fische und auch Mikroorganismen kamen mit diesen Veränderungen größtenteils nicht zurecht und verschwanden. Vor allem Muscheln und Schnecken wurden stark dezimiert indem von den 800 Arten des Badeniums nur wenige übrig blieben. Aus diesen wenigen

entwickelte sich eine bemerkenswerte endemische Fauna mit etwa 120 Arten, die somit nirgends wo anders zu finden ist. Seehunde und Delphine kamen mit den Veränderungen des Meerwassers besser zurecht als Haie und bildeten somit nach deren Verschwinden die Spitze der Nahrungskette (Harzhauser & Rögl 2005). Durch die Flora kann auf das Klima geschlossen werden, das je nach Fundort feucht oder trocken aber auf alle Fälle mediterran gewesen sein muss (Wessely 2006).

Im frühen Sarmatium drang das Meer zum letzten Mal bis in die Molassezone. So erstreckte sich ein flacher Meeresarm aus dem Wiener Becken etwa 40 Kilometer Richtung Westen. Dadurch entstand eine seichte, lang gestreckte Bucht, die von breiten Schlammküsten umgeben war. Mit der weiteren Hebung der Alpen während des Sarmatiums zog sich das Meer aus der Molassezone wieder zurück. Von nun an kam es zu dicken Schotterablagerungen von Flüssen aus dem Alpenraum ins Wiener Becken, die Molassezone und Steirische Becken (Harzhauser & Rögl 2005).

Im späten Sarmatium wurde es wärmer und auch die Niederschläge wurden deutlich weniger. So kam es zu einem geringeren Süßwassereintrag durch Flüsse, wodurch das Meerwasser salziger wurde und mit gelöstem Kalk übersättigt. In diesem kalkigen, übersalzenen Wasser konnte in zwei bis fünf Metern Tiefe und bei starkem Wellengang ein extrem seltenes Sediment entstehen, das aus Millionen kleiner Kalkkugeln besteht – der Oolith. Schlammschnecken, Nadelschnecken und Venusmuscheln bildeten zu dieser Zeit tausende Individuen. Ihre fossilen Schalen sind zum Teil gesteinsbildend. Zum Ende des Sarmatiums sank der Meeresspiegel in der Paratethys stark ab (Harzhauser & Rögl 2005).



Abb. 12: Ausbreitung der Paratethys während des Sarmatiums (Harzhauser & Piller 2011, modifiziert nach Rögl 1998).

1.7.3.4.2 Sedimente des Sarmatiums im Wiener Becken

Im Sarmatium hatte das Wiener Becken in etwa die gleiche Ausdehnung wie heute. Teilweise erreichen die Sedimente eine Mächtigkeit von bis zu 1.000 Meter (Wessely 2006). Zu den Beckensedimenten zählen vor allem grünlich-graue mergelige Ablagerungen die sich mit Sanden abwechseln. Im Becken ist das Unter-Sarmatium nur sehr schwer vom obersten Badenium zu unterscheiden. Abschnitte wo Sand und Kies vorherrschen zeigen eine „Rotalien“-Foraminiferenfauna aufgrund des fluviatilen Einflusses. Auch Schotter wurden hauptsächlich durch Flüsse aus den Kalkalpen ins Becken gebracht (Wessely 2006).

An den Beckenrändern und auf Untiefen zeichnen sich, wie oben bereits erwähnt, Seichtwasserablagerungen ab. Dafür sind Kalkaufbauten – namentlich Oolithe – verantwortlich. Oolithe sind eine Besonderheit aus dem Mittleren bis Oberen Sarmatium und wurden in sehr seichten, warmen und geschützten aber wellenbewegten Arealen abgelagert. „Sie bestehen aus bis zu 2 mm großen Ooiden (Kügelchen aus schalig um einen Kern abgesonderten Kalklagen), wobei Cyanobakterien an der Kalkausfällung beteiligt sind“ (Wessely 2006). Die Kerne wurden von kleine Schalenteilchen, Quarzkörnchen oder auch Foraminiferen gebildet. Oolithe bilden sich nur unter Anstieg der Salinität im Wassers bei gleichzeitigem Abfall des Kohlendioxydgehalts. Heute entstehen sie nur mehr am Persischen Golf und auf den Bahamas. Für die Kalkaufbauten von Bedeutung waren vor allem Bryozoenriffe, die oft mit den Kalkröhren der Serpulidae (Wurmart) vergesellschaftet waren, was ein Spezifikum des Unter-Sarmatiums sein dürfte. Häufig sind die Kalkaufbauten begleitet von Anhäufungen von Molluskenschalen bis zur Schillbildung. Diese wurden verursacht durch unzählige Individuen weniger Arten. Als weitere typische, und für diese Arbeit fast wichtigste, Ablagerung des Seichtwassers gilt die Lumachelle. Im „Atzgersdorfer Stein“ findet sie ihre Ausformung als bräunlich, löchriger Kalk mit massenhaft herausgelösten oder als Steinkern enthaltenen Sarmatbivalven. In Nexing liegt sie als „Muschelsand“ vor, wobei die Schalen der Mollusken erhalten geblieben sind (Wessely 2006).

1.7.3.5 Pannonium



Abb. 13: Die Verbindung der Paratethys zu anderen Meeren geht verloren. Es entsteht der Pannon-See in den im Raum Mistelbach die Ur-Donau mündet (Harzhauser & Rögl 2005).

Im Pannonium vor 11,5 Millionen Jahren zog sich die Paratethys weit in den Osten zurück und im Westen entstand ein großer Brackwassersee – der Pannon See – der sich vom Wiener Becken und Ungarn bis nach Usbekistan und im Süden bis nach Bosnien erstreckte. Aus isolierten Relikten der Tethys und Bewohnern der einmündenden Flüsse entwickelten sich massenhaft euryhaline Muscheln und Schnecken, während typische Meeresbewohner durch die Aussüßung des Wassers dort keinen Lebensraum mehr fanden (Ziegler 1992; Müller 1992; Harzhauser & Rögl 2005). Zu dieser Zeit wurde also auch das einst marine Wiener Becken am nordwestlichen Ufer des Pannon-Sees zu einer großen Bucht in die die Ur-Donau mündete (siehe auch Abbildung 8 und 13). Im Raum von Mistelbach entwickelte sich somit eine ausgedehnte Deltalandschaft. Anzeichen darauf bilden noch immer die mächtigen Schotterablagerungen entlang der Zaya. Entlang des Wiener Beckens bildeten sich viele einzelne Arme der Ur-Donau. Vor allem in dieser Zone gibt es zahlreiche Fossilien von Seerosen, Laichkraut, Wassernuss und Armeleuchteralgen. Aus dem Pannon-See kamen auch Hundsfische, Wolfsbarsche und Brassen bis ins Delta. Neben den Flusslandschaften, dehnten sich artenreiche, sommergrüne Auwälder aus in denen Hirschferkel, Muntjak-Hirsche, Krallentiere und Nashörner

lebten. Auch der große Hauerelefant *Deinotherium* suchte hier damals nach Wasserpflanzen. Rund um den Pannon-See lebten genauso Säbelzahnkatzen, Schleichkatzen und Bärenhunde (*Amphicyon*), wie das ponygroße *Hippotherium* – ein Hipparionen-Variante.. In den baum- und buschreichen Wäldern tummelten sich auch viele verschiedene Kleintiere, angefangen von Fledermäusen über Igel bis zu Flughörnchen. Nachdem rezente Flughörnchen keinen Winterschlaf halten, lässt das darauf schließen, dass die Winter frostfrei und das Klima warm und regenreich waren. Ebenso sind zahlreiche Pflanzenfunde – wie Sumpfyypressen, Weiden, Erlen, Pappeln, Ulmen, Ahorn, Eichen, Zelkovieen, Flügelnüsse und Amberbäume – Zeugen einer üppigen Vegetation während des Pannoniums. Letztere drei findet man heute nur mehr in Klein- und Ostasien sowie Nordamerika (Hofmann et al. 2011; Harzhauer & Rögl 2005).

Aus dem Wiener Becken zog sich der Pannon-See vor etwa 9 Millionen Jahren zurück. Damit endete auch die marine Geschichte Österreichs. Das Klima war bis vor rund 8 Millionen Jahren warm und feucht und ermöglichte eine hohe Diversität. Mit dem Pannon-See wichen auch die Auwälder und viele Tiere wurden durch Steppentiere, wie Giraffen und Antilopen, ersetzt. Wiederkäuer tauchten von nun an in Herden auf und waren Nahrungsgrundlage für Säbelzahnkatzen und Hyänen (Harzhauer & Rögl 2005).

1.8 Fundstelle Nexing

Die im zweiten Teil dieser Arbeit behandelten Wirbeltierfunde stammen allesamt aus der Muschelgrube Nexing. Wie aus Abbildung 14 ersichtlich, liegt Nexing im nördlichen Teil des Wiener Beckens in der Südumrahmung des Steinberghochs auf der Mistelbacher Scholle. Die Mistelbacher Scholle selbst ist eine Platte von rund 60 Kilometer Länge und 18 Kilometer Breite, die durch die Steinbacher Störung von den Tieflagen des Wiener Beckens getrennt ist (Harzhauer & Piller 2009). Die Fundstelle Nexing stellt einen bedeutenden Holostratotyp des Sarmatiums dar, was bedeutet, dass die dortigen Ablagerungen als besonders typisch für diesen Zeitabschnitt gelten (Wessely 2006). Somit ist sie dem späten Mittelmiozän zuzuordnen. Aufgrund der lokalen Biostratigraphie gehört Nexing zur oberen *Ervilien*-Zone und unteren *Sarmaticatra*-Zone sowie zur *Porosonorion granosum*-Zone (siehe Abb. 11) (Harzhauer & Piller 2009).

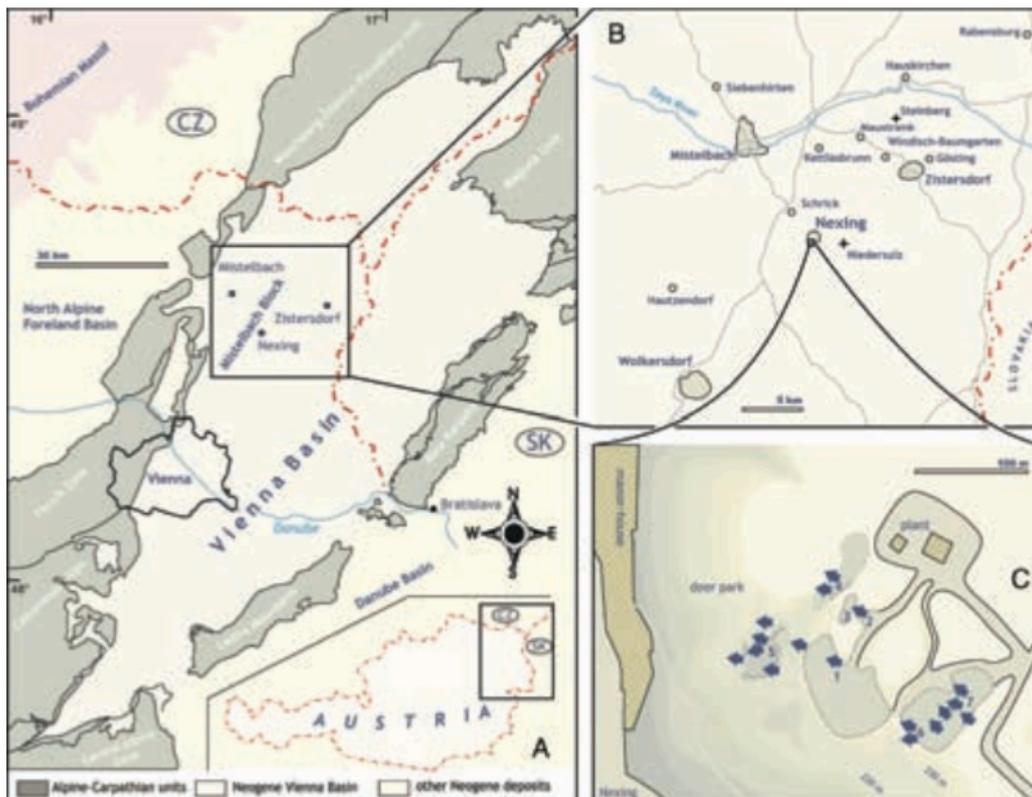


Abb. 14: Lage der Fundstelle Nexing im Wiener Becken inklusive Übersichtsplan der Fundstelle selbst (C), (Harzhauser & Piller 2009).

Die in der Muschelgrube abgelagerte Mischung von Sand und Kalkdetritus wird heute als Futtermittelzusatz für Hühnerfutter abgebaut. Die sogenannte „Säule der Geologen“ stellt einen kleinen Abschnitt dar, der seit vielen Jahren vom Abbau ausgespart und für Forschungszwecke bereitgestellt wurde. Durch diese Fundstelle wird die letzte marine Phase der zentralen Paratethys dokumentiert und Einblick in die damaligen biologischen und auch geographischen Gegebenheiten gewährt (Wessely 2006). Der Muschelsand lässt darauf schließen, dass es sich hier um ein Lagunengebiet gehandelt haben muss, dem eine große Karbonatsandbank vorgelagert war.

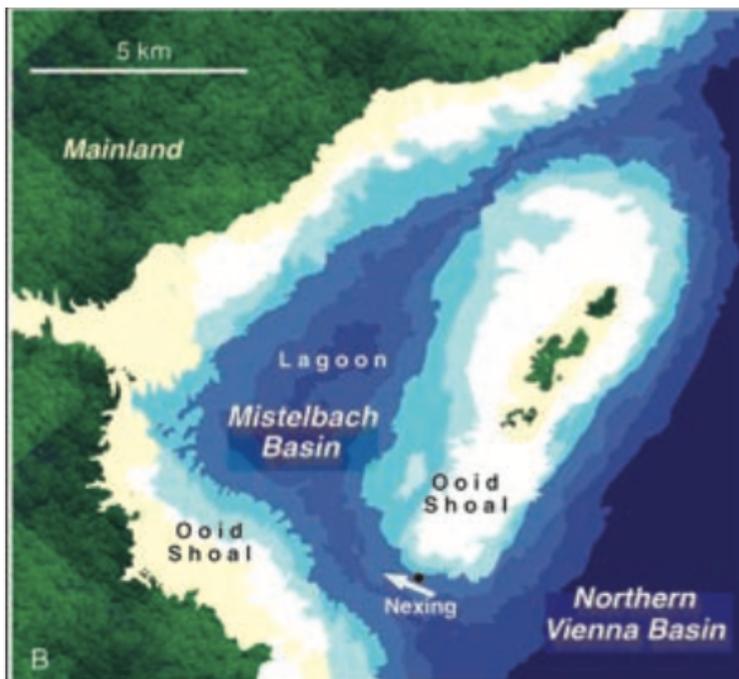


Abb. 15: Detailansicht des Mistelbacher Beckens im späten Sarmatium. Der Pfeil zeigt den vorherrschenden Gezeitenstrom an (Harzhauser & Piller 2011).

Das Steinberghoch bildete somit eine Insel inklusive Untiefen entlang eines seichten, wellen- und strömungsbewegten Küstenbereiches wodurch die typische Lumaschelle abgelagert wurde. (Wessely 2006)

Die für Nexing typische Molluskenfauna besteht vor allem aus *Ervilia*, *Venerupis*, *Sarmatimactra*, *Cerithium*, *Granulolabium*, *Gibbula* und *Hydrobia*. Auch Landeinschwemmungen von Heliciden und Landsäugerresten wurden dokumentiert. Die Muschelsande von Nexing sprechen allerdings dafür, dass sie aus zwei Abschnitten stammen. Der untere Teil, mit einer Mächtigkeit von rund 19 Metern ist einem Gezeitenstrom zuzuschreiben, der vom Norden her kommend, entlang des Steinberghochs, Richtung Westen in die Mistelbacher Bucht eindrang. Somit liegt hier auch ein typisches Gezeitesediment vor. Der obere Teil wird durch die Grenze Ervilien- zu Mactraschicht angezeigt und dürfte durch eine offensichtliche Trockenphase entstanden sein. Neben Oolithgeröllen und Konkretionen, sprechen auch Wellenrippel und Schalenanhäufungen für anhaltende Seichtwasserverhältnisse (Wessely 2006).

2 Forschungsfrage

Diese Arbeit beschäftigt sich mit den aus Nexing stammenden fossilen Wirbeltierfunden des Miozäns. Es soll dargestellt werden unter welchen Bedingungen einige ausgewählte Tiere gelebt haben und somit erläutert werden ob unter den gegebenen Umständen eine parallele Existenz der Tiere vor Ort überhaupt möglich war. Nachdem Nexing einen Holostratotypus des Sarmatiums darstellt, ist in weiterer Folge fraglich ob diese Tiere auch Vertreter dieses engen Zeitalters darstellen. Es geht somit um deren ökologische Klassifizierung und daher lautet die Forschungsfrage dieser Arbeit:

Haben die Wirbeltiere der Fundstelle Nexing im Miozän nebeneinander gelebt?

Haben die Wirbeltiere der Fundstelle Nexing im Sarmatium gelebt?

3 Das Material

In Tabelle 1 findet sich eine Auflistung aller Fundstücke von Wirbeltieren aus Nexing die teils der Sammlung des Naturhistorischen Museums Wien zugehörig sind und für diese Arbeit zur Verfügung gestellt wurden und teils von den Privatsammlern Machac und Penc (1996) in einem von ihnen selbst heraus gebrachten Buch zusammengestellt sind. Im Anschluss werden einige recht gut erhaltene Fundstücke näher behandelt.

Tabelle 1: Liste der Wirbeltierfunde aus Nexing, NÖ, Miozän (nach Machac und Penc 1996) sowie den Funden aus dem NHMW.

Pisces		
<i>Sparidae</i> sp. ‚Rafinesque‘ 1810 (Meerbrassen)	- Brassenzähne	viele
Scianidae indet.	- Otholite	3
Scianidae aus der Cynoscion/ Argyrosomus- Gruppe	- Otholit generell sehr schlecht erhalten	1
Unbestimmt	- Otholite	4
	- Wirbel	2

	- Fischstachel	3
	- Fischreste	4
Reptilia		
<i>Ophisaurus</i> sp. ,Daudin' 1803 (Ophisauridae – Doppelschleichen)	- Kieferrest	1
<i>Trionyx</i> sp. ,Saint-Hilaire' 1809	- Panzerreste Weichschildkröte	2
<i>Testudo</i> sp. ,Linnaeus' 1758	- Panzerreste Landschildkröte	15
Unbestimmt	- Wirbel	1
Mammalia		
<i>Phoca vindobonensis</i> ,Toula' 1897	- Femur	2
Cetacea indet.	- Wirbel	2
<i>Protragoceros chantrei</i> ,Deperet' 1887	- Molare 2	1
	- Molare 3	1
	- Mandibel mit p4-m2	1
	- Mandibel mit p3-m2	1
Artiodactyla indet.	- Calcaneus	1
	- Humerus (juvenil)	2
	- Astragalus	2
	- Lendenwirbel	1
	- Hinterhauptgelenkskopf mit Schädelbasis	1
	- Hinterhauptgelenkskopf isoliert	1
Unbestimmt	- Knochenbruchstück	3
	- Halswirbel	1
	- Wirbel	2
	- Zahn und Zahnfragment	2
<i>Palaeomeryx eminens</i> ,Meyer' 1847	- Molar	1
<i>Propotamochoerus</i> sp. ,Pilgrim' 1925 oder <i>Palaeochoerus</i> sp. ,Promel' 1853	- Molar	1

Suidae indet.	- Caninus	1
	- Mandibel	1
<i>Listriodon splendens</i> ,Meyer' 1846	- Caninus inf.	1
	- Schneidezahn	1
Bovidae indet.	- Prämolar	2
Rhinoceroidea indet.	- Backenzahnfragment	1
Rodentia indet.	- Milchzahn eines großen Nagers	1
	- Unterer Schneidezahn	1
<i>Deinotherium aff. giganteum</i> ,Kaup' 1829	- Milchzahnfragment	1
<i>Steneofiber minutus</i> ,Meyer' 1838 (Biber)	- Zahn	1
Unbestimmt	- Eckzahn	1

Bei den nachstehenden Fundstücken handelt es sich überwiegend um Material aus dem Naturhistorischen Museum Wien. Nur diese lagen als Original vor und konnten daher besser beschrieben werden. Zur zusätzlichen Veranschaulichung wurden auch einige Abbildungen aus der Arbeit von Machac und Penc (1996) übernommen. Bei dem jeweils beiliegendem Maßstab entspricht ein Kästchen einem Zentimeter.

Die Abkürzung NHMW steht für Naturhistorisches Museum Wien.

NHMW, 2003z0089/0052, *Osteichthyes* sp. ,Huxley' 1880

Das Material besteht aus einem Wirbel eines Knochenfisches. Er ist vor allem an den Rändern stark gebrochen. Die für Fische typischen konzentrischen Kreise an den Gelenksflächen der Wirbel die sanduhrförmig verlaufen, sind allerdings sehr gut erkennbar. Auch rückseitig sieht man die fasrige Knochenstruktur sehr gut, die nach Auflösung der eingelagerten organischen Knorpelfasern übrig geblieben ist.



Abb. 16:
NHMW, 2003z0089/0052,
Osteichthyes sp., Wirbel von
anterior (links) und lateral
(rechts) aus Nexing, NÖ, Miozän.

***Sparidae* sp. ‚Rafinesque‘ 1810**

Das Material besteht aus Zähnen von Fischen der Familie *Sparidae*. Diese – auch Meerbrassen genannten – Fische zählen zur Familie der Barschverwandten. Wie auf nachstehender Abbildung erkennbar, gibt es zahlreiche solcher Funde in Nexing. Die Zähne sind gut erhalten, wurden mit einer Vergrößerung von 3,7 x bei Machac und Penc (1996) abgebildet und so übernommen.



Abb. 17: Brassenzähne
(*Sparidae*) aus Nexing,
NÖ, Miozän (Machac &
Penc 1996).

***Ophisaurus* sp. ‚Daudin‘ 1803**

Dieser Kieferrest stammt von einem Reptil das zur Gattung beinloser Echsen, Schleichen, gehört. Auch heute gibt es noch Vertreter dieser Gattung. Sie sind vor allem auf wärmere Temperaturen und Feuchtigkeit angewiesen. Ihr Körper wirkt schlangenartig, bei näherer Betrachtung fallen allerdings die großen Scuppen und Hautknochen auf, die die Echse wesentlich unbeweglicher macht. Dieser Fund ist bisher der einzige dieser Gattung in Nexing. Vier Zähne sind darauf erhalten geblieben. Das Material scheint in recht gutem Zustand zu sein. Es wurde mit einer Vergrößerung von 3,7 x bei Machac und Penc (19996) abgebildet und nachstehend übernommen.

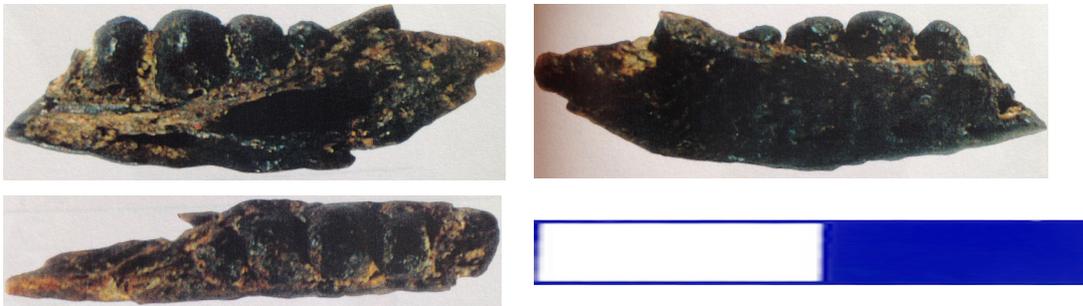


Abb. 18: *Ophisaurus* sp., Kieferrest mit vier Zähnen aus Nexing, NÖ, Miozän (Machac & Penc 1996).

***Trionyx* sp. ‚Saint-Hilaire‘ 1809**

Bei diesem Material handelt es sich um Panzerreste einer Weichschildkröte, die ausschließlich im aquatischen Lebensraum existiert hat. Heute gibt es mit *Trionyx triunguis* nur mehr einen einzigen Vertreter dieser Gattung. Sie lebt in Afrika und ist hauptsächlich im Süßwasser, ausnahmsweise auch Brackwasser zu finden. Drei Reste wurden insgesamt in Nexing gefunden die allesamt nachstehend abgebildet sind. Die Abbildungen wurden von Machac und Penc (1996) übernommen und zeigen eine 2,8 x bzw. 1,2 x Vergrößerung.



Abb. 19: *Trionyx* sp.,
Panzerreste aus
Nexing, NÖ, Miozän.



Abb. 20: *Trionyx* sp., Panzerrest aus Nexing,
NÖ, Miozän.

***Testudo* sp. ,Linnaeus' 1758**

Das sehr gut erhaltene Material zeigt Panzerreste einer Landschildkröte. Diese sind vor allem an ihren charakteristischen gezackten Rändern erkennbar an die jeweils die nächsten Platten anschließen würden. Durch diese Struktur hat der stabile Panzer trotzdem eine gewisse Beweglichkeit. Hier sind die Knochenplatten des Panzers erhalten, die zu Lebzeiten noch mit Horn überzogen waren. In Nexing wurden bisher schon einige solche Panzerreste gefunden. Auch heute gibt es noch lebende Vertreter von *Testudo*, zu denen Paläarktischen Landschildkröten zählen. Paläarktis fasst in diesem Zusammenhang die Landmassen zusammen, auf denen sie vorkommen. Nachstehende Abbildungen sind 1,2 x vergrößert und wurden so von Machac und Penc (1996) übernommen.



Abb. 21: *Testudo* sp., Panzerreste aus Nexing, NÖ, Miozän

***Phoca vindobonensis*, Toulou' 1897**

Bei beiden Oberschenkelknochen handelt es sich um rechte Exemplare von fossilen Seehunden. Sie sind in sehr gutem Zustand erhalten geblieben. Auffällig ist die stark gestauchte Bauform die einen Hinweis auf die aquatische Lebensweise liefert. Wie bei seinen rezenten Vertretern, kann auch bei *Phoca vindobonensis* davon ausgegangen werden, dass sie sich hauptsächlich im Wasser fortbewegt haben aber auch an Land zu Hause waren.

Die Maße der beiden Femura setzen sich zusammen aus der maximalen Länge und der kleinsten Diaphysenbreite:

A: 72,6 Milimeter lang; 18 Milimeter breit

B: 73,9 Milimeter lang; 18,1 Milimeter breit



Abb. 22: *Phoca vindobonensis*, Femur von anterior (links) und von posterior (rechts), aus Nexing, NÖ, Miozän.

In Abbildung 23 soll zur deutlicheren Veranschaulichung die Stauchung und Lage des Oberschenkelknochens bei Seehunden demonstriert werden. Als Vorlage dient hier das Skelett des rezenten Seehundes *Phoca vitulin* ‚Linnaeus‘ 1758, der ebenso zur Familie der Hundsrobben gehört und heute seinen Lebensraum in allen nördlich-gemäßigten Meeren hat. Im Groben weist der Aufbau des Skeletts keine schwerwiegenden Unterschiede zu der ausgestorbenen Art *Phoca vindobonensis* auf.

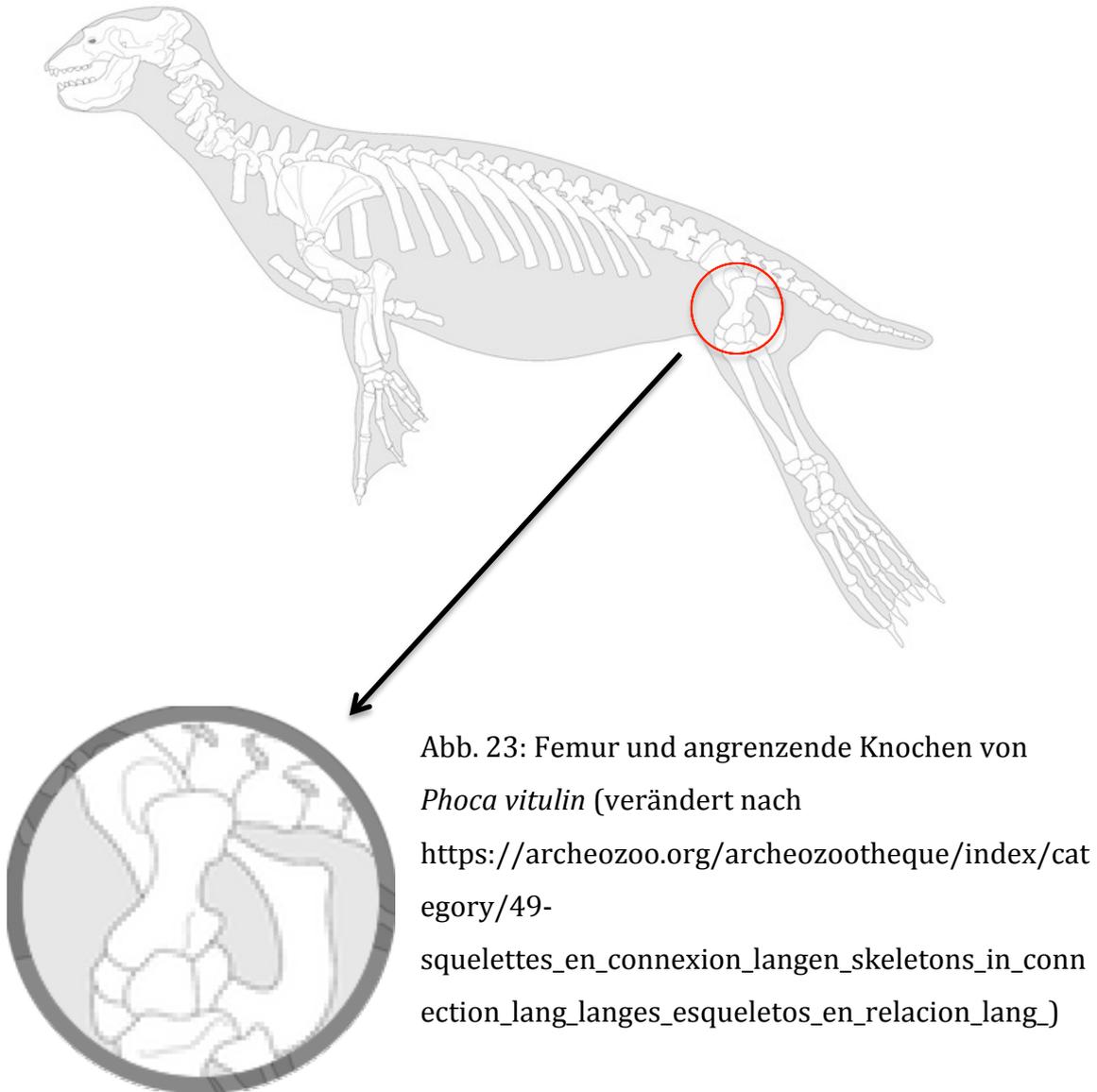


Abb. 23: Femur und angrenzende Knochen von *Phoca vitulin* (verändert nach https://archeozoo.org/archeozootheque/index/category/49-squelettes_en_connexion_langen_skeletons_in_connection_lang_langes_esqueletos_en_relacion_lang_)

NHMW, 1979/2128/8, Cetacea indet.

Das Material besteht aus zwei Wirbelresten. An einem der beiden Wirbel kann man die Ansätze des Processus spinosus und des Processus transversus noch gut erkennen. Zusätzlich sind auch die Durchtrittskanäle der Nerven gut sichtbar. Der andere Wirbel hingegen ist sehr stark abgerollt. Hier ist nur mehr der Corpus vertebrae erhalten den man ausschließlich anhand der Durchtrittskanäle der Nerven zuordnen kann. Aufgrund des schlechten Erhaltungszustandes ist eine nähere Zuordnung nicht möglich. Die Ordnung Cetacea umfasst Wale, Delphine und Schweinswale. Aus Bruckneudorf sind Funde von Delphinoidea indet., *Kentriodon fuchsii*, *Kentriodon* sp., *Sophianaecetus commenticius* und *Sophianaecetus* sp. bekannt (Kazar 2006, Walentich 2012). Das Material aus Nexing beinhaltet wohl eine oder

mehrere dieser Arten, aber nur mit Wirbel ist eine genauere Zuordnung nicht möglich. Bei all diesen Funden handelt es sich um Delphine im weiteren Sinn – somit um mittelgroße Formen die durchaus auch im seichteren Wasser leben konnten.



Abb.: 24: NHMW, 1979/2128/8, Cetacea indet., Wirbel von posterior (jeweils links) sowie anterior (rechts), aus Nexing, NÖ, Miozän.

NHMW, 1978/2037, *Propotamochoerus* sp. ‚Pilgrim‘ 1925

oder ***Palaeochoerus* sp. ‚Promel‘ 1853**

Dieser Backenzahn – ein m3 – eines Schweineartigen ist recht gut erhalten, wurde aber im Laufe der Zeit etwas abgerollt. Die für Suidae typische Zahnstruktur mit vier Kauhöckern ist relativ gut sichtbar. Obwohl dieser Zahn im Naturhistorischen Museum zu *Propotamochoerus* bzw. *Palaeochoerus* zugeordnet wurde, lassen genauere Untersuchungen Zweifel an dieser Zuordnung aufkommen. Nach neuerer Literatur ist *Propotamochoerus* zu jung, da dieser erst ab MN 9 nachgewiesen ist und somit rein stratigraphisch nicht ins Bild passt. *Palaeochoerus* ist für MN 0 bis 2 nachgewiesen und auch *Propalaeochoerus* für MN 1 und 2. Sie wären damit beide zu

alt. Es wäre zwar trotzdem denkbar, dass so ein altes Material beispielsweise durch einen Fluss in die jüngere Sedimentschicht durch Umschichtung eingearbeitet wurde. Der Verdacht liegt allerdings nahe, dass es falsch bestimmt wurde. Vergleicht man den Backenzahn mit den Abbildungen in der Literatur, scheint eine Zuordnung zu *Listriodon* sp. ‚Meyer‘ 1846 am Wahrscheinlichsten. Dafür sprechen die schon recht schlanke Form und der schmälere Abschnitt im basalen Bereich. Zudem sind auch vorwiegend die einzelnen Kauhöcker ausgebildet und noch nicht viele kleine Erhebungen dazwischen – wie sie erst später in der Evolution auftreten (Rössner & Heissig 1999). Zusätzlich wird dieser Verdacht dadurch erhärtet, dass es bereits eine Beschreibung von *Listriodon* in Kärnten für das Sarmatium gibt (Mottl 1958). Generell passt er mit einem Nachweis von MN 6 bis 8 sehr gut ins Bild. Mehr zu *Listriodon* unter Punkt 4.3.

Eine weitere Möglichkeit wäre unter Umständen auch *Conohyus* sp. ‚Pilgrim‘ 1926, der für MN 7 und 8 nachgewiesen ist. Klar ist allerdings, dass es sich um eine noch recht basale Form handelt. Nachdem hier aber nur ein einzelner Zahn zur Bestimmung zur Verfügung steht, fällt eine weitere Aufschlüsselung sehr schwer und es kann lediglich eine provisorische Zuordnung erfolgen.

Maße des Zahns: 29,5 Millimeter lang; 17,1 Millimeter breit; 11,1 Millimeter hoch



Abb. 25:
NHMW, 1978/2037,
Listriodon sp.
dex. m3, aus Nexing, NÖ,
Miozän.

NHMW, 2003z0089/0051, Suidae indet.

Das Material besteht aus einem Eckzahn eines Schweineartigen. Es weist kleine Risse auf. An der Rückseite sieht man einen großen von oben bis unten durchgehenden Riss. Die Spitze scheint abgebrochen zu sein.

Maße des Eckzahns: vorliegende Höhe 82,6 Millimeter; 12,4 Millimeter breit; 17,5 Millimeter lang



Abb. 26: NHMW, 2003z0089/0051, Suidae indet., Caninus, aus Nexing, NÖ, Miozän.

***Protragoceros chantrei*, Deperet' 1887**

Material:

NHMW, 2003z0089/0047, Molare 3

NHMW, 2003z0089/0046, Molare 2

NHMW, 2003z0089/0045, Mandibel

NHMW, 2014/0372/0001, Mandibel

Bei diesen Materialien handelt es sich um Backenzähne und Kieferreste eines Boviden. Die beiden Einzelzähne sind in sehr gutem Zustand. Die für Mahlzähne von Huftieren sehr charakteristischen, gleichmäßig verlaufenden Schmelzfalten sind sehr gut erkennbar. Auch sonst weisen die Zähne kaum Beschädigungen auf. Der größere m3 gehörte der rechten Unterkieferhälfte an, der kleinere m2 der linken Unterkieferhälfte. Mehr zu *Protragoceros chantrei* unter Punkt 4.2.

Maße m3: 21,2 Millimeter lang; 9,8 Millimeter breit; 14,4 Millimeter hoch

Maße m2: 15,4 Millimeter lang; 10,4 Millimeter breit; 12,8 Millimeter hoch



Abb. 27: NHMW, 2003z0089/0047 und NHMW, 2003z0089/0046 *Protragoceros chantrei*, sin. m3 und dex. m2 von lingual (links), buccal (mitte) und occlusal (rechts), aus Nexing, NÖ, Miozän.

Die linke Unterkieferhälfte ist relativ gut erhalten, wobei allerdings der Molare 1 auf der Innenseite etwas abgebrochen ist und auch der Molare 2 auf der Innenseite einen deutlichen Riss aufweist. Die Alveolen vom Prämolare 3 und vom Molare 3 sind im Kiefer deutlich sichtbar.

Maße m2: 15,4 Millimeter lang; 10 Millimeter breit; 11,6 Millimeter hoch

Maße m1: 12,6 Millimeter lang; 7,8 Millimeter breit; 10 Millimeter hoch

Maße p4: 12,5 Millimeter lang; 7,3 Millimeter breit; 8,6 Millimeter hoch



Abb. 28: NHMW, 2003z0089/0045, *Protagoceros chantrei*, Mandibel sin. mit p4-m2 von buccal (oben) lingual (unten) und occlusal (rechts), aus Nexing, NÖ, Miozän.

Beim folgenden Abguss einer linken Unterkieferhälfte sind die Zähne Prämolare 3 und 4 sowie Molare 1 und 2 gut erhalten. Zusätzlich sind die Alveolen vom Prämolare 2 und vom Molare 3 gut sichtbar. Das Material befindet sich in gutem Zustand.

Maße m2: 15,4 Millimeter lang; 11,4 Millimeter breit; 12,6 Millimeter hoch

Maße m1: 13,1 Millimeter lang; 11,3 Millimeter breit; 8 Millimeter hoch

Maße p4: 13,5 Millimeter lang; 7,9 Millimeter breit; 10,5 Millimeter hoch

Maße p3: 12,5 Millimeter lang; 7,2 Millimeter breit; 10,7 Millimeter hoch



Abb. 29: NHMW, 2014/0372/0001, *Protagoceros chantrei*, Mandibel sin. mit p3-m2 von occlusal (links) lingual (oben) und buccal (unten), aus Nexing, NÖ, Miozän.

NHMW, 2003z0089/0043, *Palaeomeryx eminens*, Meyer' 1847

Der Molare dieses Wiederkäuers ist in ausgesprochen gutem Zustand. Die für Mahlzähne von Paarhufern typischen selenodonten Schmelzfalten sind sehr gut erkennbar. Der Zahn scheint etwas abgerieben zu sein, weist aber ansonsten keinerlei Beschädigungen auf. In den Falten haben sich Sedimentreste abgelagert. Die schwarze Farbe ist weitgehend auf Färbeprozesse im Boden zurückzuführen. Mehr zu *Palaeomeryx* unter Punkt 4.1.

Maße des Zahns: 40 Millimeter lang; 22,2 Millimeter breit; 13,4 Millimeter hoch.



Abb. 30: NHMW, 2003z0089/0043, *Palaeomeryx eminens*, Molare von occlusal (links), lingual (oben) und buccal (unten), aus Nexing, NÖ, Miozän.

NHMW, 2003z9989/0044, *Artiodactyla* indet.

Das Material besteht aus einem Astragalus eines Paarhufers. Der Knochenrest wurde schon deutlich abgerollt, trotzdem erkennt man den kennzeichnenden symmetrischen bzw. rollenförmigen Aufbau.

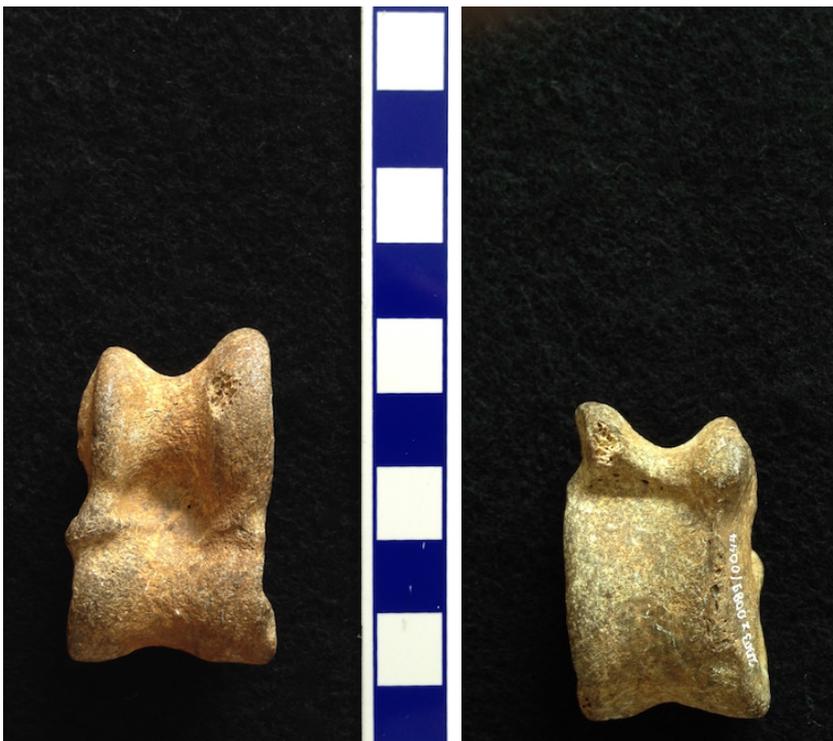


Abb. 31: NHMW, 2003z9989/0044, *Artiodactyla* indet., Astragalus aus Nexing, NÖ, Miozän.

Die Rollen stehen parallel und nicht gegenständig. Damit können Suiden ausgeschlossen werden. Das Element wirkt schlank und gehörte somit entweder zu einem Cerviden-artigen oder schlanken Boviden-artigen Taxon.

Abbildung 32 dient zur näheren Verdeutlichung der ungefähren Anatomie eines Paarhufers. Nachdem die Bandbreite hier sehr weit ist und das Sprunggelenk keinen näheren Hinweis darauf gibt welchem Paarhufer es genau zuzuordnen ist, wird hier die Skelett-Skizze von *Cervus elaphus* herangezogen. Für einen Vergleich ist diese Darstellung durchaus ausreichend, da innerhalb der Paarhufer der Aufbau der Hinterläufe sehr ähnlich aussieht.

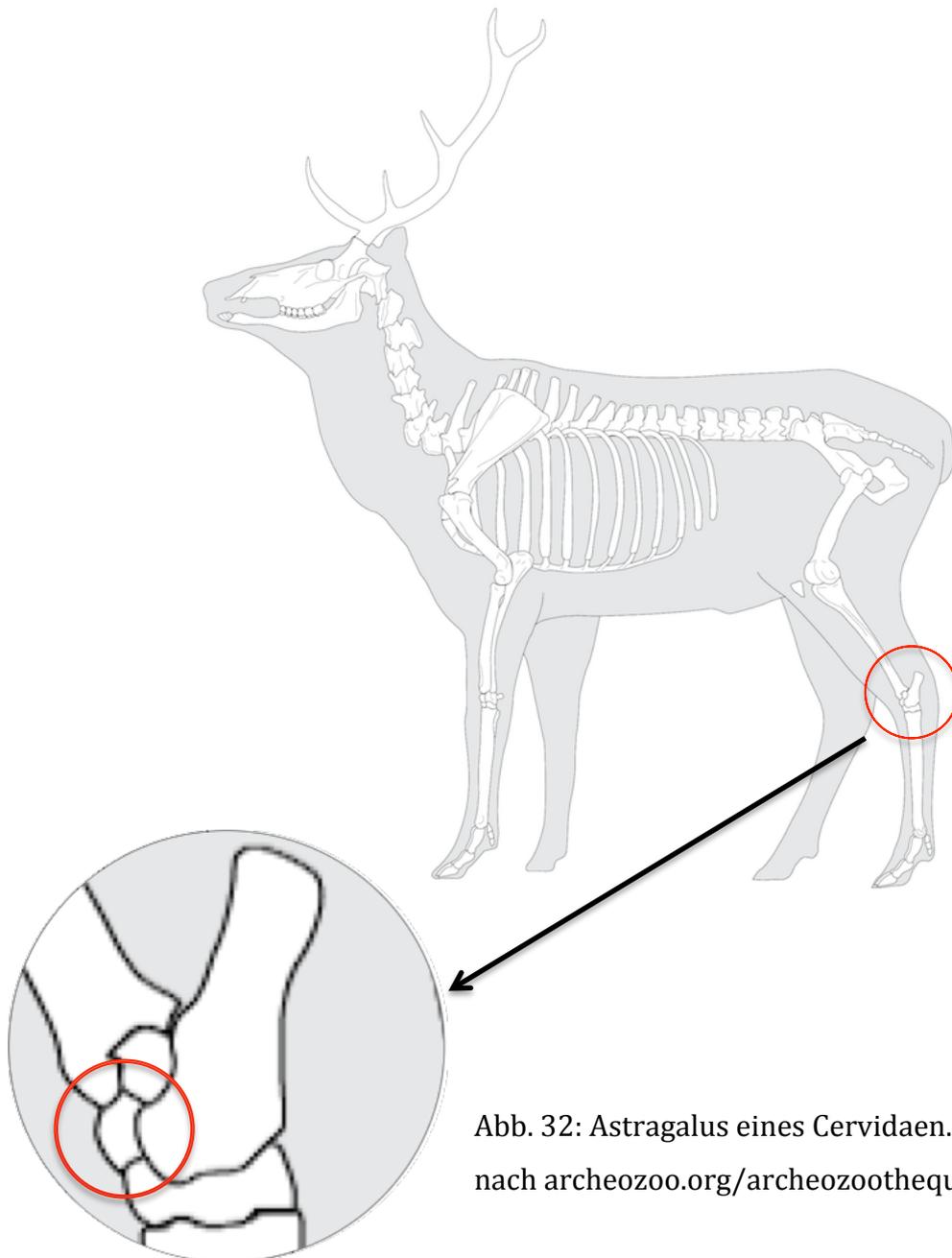


Abb. 32: Astragalus eines Cervidaen. (verändert nach archeozoo.org/archeozootheque/index)

NHMW, 2003z0089/0049, *Deinotherium aff. giganteum*, Kaup' 1829

Das Material besteht aus einem Milchzahn aus der rechten Unterkieferhälfte eines Hauerelefanten. Es ist in ziemlich schlechtem Zustand. Der Zahn ist stark abgerollt und die Schmelzfalten nur mehr schemenhaft zu erkennen. Mehr zu *Deinotherium* unter Punkt 4.4.

Maße des Zahns: 51 Millimeter lang; 31 Millimeter breit; 20 Millimeter hoch



Abb. 33:

NHMW, 2003z0089/0049, *Deinotherium aff. giganteum*, Jungtier, Milchzahn rechts von lingual (oben links), buccal (oben rechts) und occlusal (unten) aus Nexing, NÖ, Miozän.

4 Die Wirbeltiere der Fundstelle Nexing

Im Folgenden werden einige besondere Fundstücke der Fundstelle Nexing näher behandelt. Hier soll neben der evolutiven Entwicklung und optischen Rekonstruktion vor allem die Lebensweise der jeweiligen Tiere genauer aufgearbeitet werden.

4.1 *Palaeomeryx eminens*, Meyer' 1847

Palaeomeryx gehörte der Gruppe der Palaeomeryciden an, die vor allem im frühen und mittleren Miozän auftrat. Diese Wiederkäuer mit Hörnern und recht langen Beinen waren mit 350 bis 500 Kilogramm ziemlich schwer und massiv. Zu Beginn

hielt man *Palaeomeryx* für einen hornlosen Vertreter und entfernten Verwandten der Giraffidae. Neuere Erkenntnisse deuten allerdings auf eine unabhängige Entwicklung von Giraffoiden und Cervoiden – welche die echten Cerviden und die Palaeomeryciden umfassen – hin. Außerdem zeigen neuere Funde von Palaeomeryciden nicht nur zwei Hörner oberhalb der Augen sondern zusätzlich einen dritten Fortsatz am Hinterkopf. In diesem Zusammenhang spielten vor allem die Gattungen *Triceromeryx* und *Ampelomeryx* eine entscheidende Rolle. In Abbildung 34 finden sich Rekonstruktionen der Köpfe dieser Tiere (Agustí & Antón 2002). Der riesige Muskel, der dafür sorgt, dass der Kopf in einer normalen Position bleibt, setzt bei *Ampelomeryx* zusätzlich zum Schädelknochen auch am dritten Fortsatz an. Das weist darauf hin, dass die Hörner bei Kämpfen zwischen den Männchen – wahrscheinlich in der Brunftzeit – verwendet wurden. Zusätzlich wird diese Theorie von der Form der Hörner unterstützt, die nicht darauf ausgerichtet ist den Kontrahenten zu verletzen. Im Laufe der Evolution wurden die Hörner – so wie bei *Triceromeryx* und anderen Palaeomeryciden des mittleren Miozäns – reduziert, was darauf schließen lässt, dass sie nicht weiter für den aktiven Kampf eingesetzt wurden sondern nur mehr der Zurschaustellung dienten. (Agustí & Antón 2002).



Abb. 34: Kopfrekonstruktionen von *Triceromeryx* (links und Mitte) sowie *Ampelomeryx* (rechts) – europäische Palaeomeryciden des Miozäns (Agustí & Antón 2002).

Die Palaeomeryciden brachten eine Reihe unterschiedlicher Formen hervor und konnten sich in Europa während des Miozäns erfolgreich durchsetzen. Zu dieser Zeit waren sie von Spanien bis nach China weit verbreitet. Ihre Körperproportionen erinnern vorwiegend an die rezenter Büffel. Sie besiedelten vermutlich sumpfige

Wälder in denen sie im Wasser standen wie die heutigen Elche. Ihr brachydonter Zahnaufbau spricht dafür, dass sie sich vorwiegend von weichen Blättern und Wasserpflanzen ernährt haben. (Agustí & Antón 2002).



Abb. 35: Rekonstruktion von *Palaeomeryx* (verändert nach Senti 2015).

4.2 *Protragocerus chantrei* ,Deperet' 1887

Gegen Ende des mittleren Miozäns tauchte in Europa *Protragocerus* auf – ein Bovidae und somit Hornträger. Nachgewiesen ist er für das Serravallium vor 13 bis 11 Millionen Jahren. Er gehörte dem Stamm der Boselalphine an und war neben *Miotragocerus* zu dieser Zeit dessen einziger Vertreter in Europa. Die beiden Gattungen waren sich sehr ähnlich. So waren sie für Bovidae mittelgroß, in etwa 80 Kilogramm schwer und trugen starke Hörner (Agustí & Antón 2002).



Abb. 36: Rekonstruktion von *Miotragocerus*, der zu *Protragocerus* viele Ähnlichkeiten aufweist (Agustí & Antón 2002).

Die Zähne wiesen bereits etwas Zahnzement auf. Die Knochen der Gliedmaßen sowie die Anatomie des Fußes deuten auf eine semiaquatische Lebensweise hin. So lebten sie vorwiegend in feuchten Gebieten und ernährten sich hauptsächlich von weichen Pflanzen (Agustí & Antón 2002).

4.3 *Listriodon* sp. ,Meyer' 1846

Am Ende des mittleren Miozäns erlebten die Schweineartigen einen erneuten Aufschwung mit der höchsten Artenvielfalt in West- und Mitteleuropa. *Listriodon* war ein reiner Pflanzenfresser. In der Literatur weisen genauere Analysen der Zähne darauf hin, dass er sich hauptsächlich von Blättern, Früchten und anderen weichen Pflanzenteilen ernährt haben musste, die üblicherweise in Wäldern zu finden sind (Agustí & Antón 2002, Orliac et al. 2010). Dafür spricht auch das seitliche Muster der Zähne. Bei der sogenannte Mesowear weisen die Molare – wie bei *Listriodon* – deutliche Spitzen auf, die das Pflanzenmaterial zerschneiden. Es handelt sich somit um Blattäser wie es die rezenten Giraffen oder auch Hirsche sind. Dies spricht dafür, dass *Listriodon* in reich bewaldeter Umgebung mit vielen Büschen gelebt hat. Im

Gegensatz dazu dient ein eher flaches Zahnprofil dazu die Pflanzenteile zu Zerquetschen und zu Zerreiben, was vor allem bei sehr harten Pflanzenteilen wie auch Gräsern der Fall wäre. Zweiteres kommt vermehrt in offenen Graslandschaften, wie auch Steppen, vor. Auch wenn es sehr spezialisierte Formen unter den Schweinen gab, die reine Blatt- bzw. Grasfresser waren, sind und waren die meisten Schweine – wie auch das rezente Wildschwein – bei ihrer Nahrungsauswahl recht unspezifisch und fressen somit alles was sie finden. Dies war bei der stetig wandelnden Vegetation ein wichtiger Überlebensfaktor über die Jahrtausende.

4.4 *Deinotherium aff. giganteum* ,Kaup' 1829

Schon während des frühen Miozäns etablierte sich *Deinotherium* in Eurasien. Diese seit zirka 1 Millionen Jahren ausgestorbene Gattung gehörte, ebenso wie der heutige Elefant, den Proboscidea – Rüsseltieren – an. *Deinotherium* war im Grunde über das gesamte Miozän in Europa weit verbreitet. Erst als mit zunehmender Trockenheit die Wälder zusehends verschwanden und sich Graslandschaften immer weiter ausdehnten, verschwand auch *Deinotherium* aus Europa. Anders als viele andere Arten konnte er sich somit nie ans Grasfressen anpassen. Mit bis zu vier Metern Schulterhöhe und einem Gewicht von bis zu 14 Tonnen war *Deinotherium* das größte landlebende Säugetier seiner Zeit und damit auch um gut 1/3 größer als der heutige Afrikanische Elefant. Den größten Unterschied zu den rezenten Elefanten stellen die nach unten gebogenen Stoßzähne dar. Diese entspringen zudem nicht im Oberkiefer sondern aus dem jeweils ersten Schneidezahn im Unterkiefer. Auch der Aufbau des hinteren Gebisses ist anders als jener moderner Rüsseltiere. Sie dürften noch einen vertikalen Zahnwechsel gehabt haben, während sich die Zähne beim Elefanten von hinten nach vorne schieben und die abgekauten Zahnstummel vorne irgendwann ausfallen. Die Zähne besitzen einen glatten Schmelz und sind relativ niederkronig mit zwei bis drei ausgeprägten Lophen (Kanten) pro Zahn. Verhältnismäßig waren die Gliedmaßen von *Deinotherium* recht schlank und so wie beim Elefant säulenförmig. Die Vorderbeine waren länger als die Hinterbeine. Im Gegensatz zum Elefanten hatte *Deinotherium* einen längeren Hals was man aufgrund der noch nicht verkürzten Halswirbel feststellen konnte. Wozu *Deinotherium* seine Stoßzähne benutzt hat und auch über die Länge des Rüssels besteht bisher Unklarheit (Agustí & Antón 2002, Göhlich 2010).

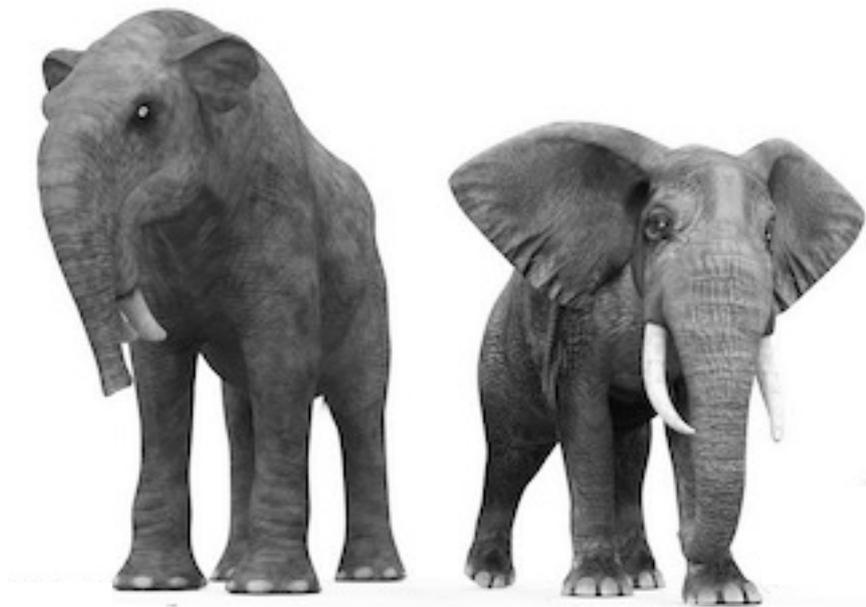


Abb. 37: Vergleich zwischen *Deinotherium* (links) und Afrikanischem Elefant (rechts).
(verändert nach Walter Myers,
http://www.arcadiastreet.com/cgvistas/earth/04_cenozoic/earth_04_cenozoic_3250.htm)

Während die Zähne heutiger Elefanten an harte Pflanzenreste – wie Gras, Baumrinde und Wurzeln – adaptiert sind, spricht der Zahnaufbau der Backenzähne von *Deinotherium* für eine Ernährung über weiche Pflanzen – wie Blätter von Bäumen und hohen Sträuchern und eventuell weichen Baumrinden (Göhlich 2010).

Das oben beschriebene Material umfasst einen Milchzahn eines juvenilen Tieres. In Abbildung 38 soll der Größenunterschied in den Zähnen zum adulten Tier verdeutlicht werden.



Abb. 38: Oben: NHMW, 2003z0089/0049, *Deinotherium aff. giganteum*, Jungtier, Milchzahn rechts aus Nexing, NÖ, Miozän. Unten: Teil des Unterkiefers mit p2-m2 eines adulten *Deinotherium aff. giganteum*.

5 Ergebnis

Die Bestimmungen des oben beschriebenen Materials wurden weitgehend vom Naturhistorischen Museum Wien bzw. aus dem Band von Machac und Penc übernommen. Lediglich bei NHMW, 1978/2037, das laut Naturhistorischen Museum als *Propotamochoerus sp.* oder *Palaeochoerus sp.* bestimmt wurde, kommen Zweifel an der Richtigkeit auf. Vorerst scheint eine Zuordnung zu *Listriodon sp.* am Wahrscheinlichsten. Aber auch *Conohyus sp.* fällt in den engeren Auswahlrahmen. Für eine genauere Bestimmung müssten in weiterer Folge noch zusätzliche Untersuchungen durchgeführt werden.

Als nächster Schritt ist die zeitliche Verbreitung der einzelnen Tiere ein grundlegendes Kriterium zur Beantwortung der Forschungsfrage. Diese wurde mit Hilfe der Literatur (Rössner & Heissig 1999) bestimmt und in MN-Zonen eingeteilt die die zeitliche Existenz der Tiere während des Miozäns widerspiegeln. *Palaeomeryx eminens* ist somit für den Zeitraum MN 7 und 8 nachgewiesen. *Protragocerus chantrei* ab MN 7 oder 8 bis MN 9 und eventuell auch noch 10. *Listriodon sp.* ist für MN 6, 7 und 8 beschrieben. Auch *Deinotherium giganteum* fand seine zeitliche Verbreitung

von MN 8 bis 10 und folgte dabei seinem kleineren Verwandten – dem *Prodeinotherium* – das von MN 5 oder eventuell 6 bis MN 9 gelebt hat.

Nachdem das Sarmatium den MN-Zonen 7 und 8 entspricht, kann somit gesagt werden, dass all die genauer behandelten Tiere auch zu dieser Zeit gelebt haben. In weiterer Folge stellt sich die Frage ob diese Tiere auch in Nexing oder dessen Umgebung die Lebensbedingungen vorfanden, die sie für ihre Existenz benötigten.

Im Sarmatium war Nexing marin. Es lag somit komplett unter Meerwasser. Zwar handelte es sich zu dieser Zeit um einen Flachwasserbereich bzw. eine Lagune, dennoch konnten in Nexing selbst nur aquatische Tiere leben. Nexing ist für sein Oolith-Sediment bekannt, das nur unter ganz bestimmten Voraussetzungen entsteht. Dazu zählen vor allem auch warme Temperaturen und salziges Wasser. Heute liegen genau diese Voraussetzungen nur mehr am Persischen Golf und auf den Bahmans vor. An den Flachwasserbereich grenzte allerdings das Festland bereits an. Dieses war damals aufgrund des warmen und feuchten Klimas reich an saftigen, grünen Bäumen und Büschen. Auch Flüsse zogen durch das Land und strömten ins Meer ein. Somit fanden theoretisch auch die terrestrischen Tiere, die in Nexing gefunden wurden zumindest in der Umgebung Nexings die für sie notwendigen Lebensbedingungen vor.

Ein weiteres Indiz dafür, dass die Tiere aus Nexing bzw. der unmittelbaren Umgebung stammen, ist der gute Erhaltungszustand der Fossilien. Die meisten Fundstücke sind nur sehr wenig bis gar nicht abgerollt, was für einen sehr kurzen Transportweg vom Todesort zum Fundort spricht.

Trotzdem ist bei den einzelnen Fundstücken Vorsicht geboten. *Trionyx* sp. beispielsweise ist eine Wasserschildkröte, lebte daher auch im Wasser – allerdings im Süßwasser. Somit muss sie zu den Tieren gezählt werden, die nicht in Nexing direkt existiert haben konnte. Sie war wohl in einer der zahlreichen Flüsse des Festlandes angesiedelt und ihre Überreste wurden nach ihrem Tod ins Meer gespült. Auch bei dem Fundstück des Cetacea indet. ist das anders. Funde von Cetacea sind für diese Zeit in Bruckneudorf, südliches Wiener Becken, belegt (Kazar 2006). Nexing ist an sich nicht so weit entfernt und wies in etwa die gleichen Bedingungen auf. Nachdem es sich bei den nachgewiesenen Exemplaren Bruckneudorfs auch durchwegs um Delphionioide handelte, somit um mittelgroße Tiere, wäre auch der Seichtwasserbereich ein geeigneter Lebensbereich. Interessant ist, dass ausgerechnet

diese beiden Wirbelfunden recht stark abgerollt sind. Dies könnte durch eine starke Wellenbewegungen vor Ort passiert sein. Nexing dürfte auf Grund der Lage stark von Gezeiten beeinflusst gewesen sein (Harzhauser & Piller 2009). Man muss aber auch die Möglichkeit in Betracht ziehen, dass diese Überreste einen weiteren Transportweg hinter sich haben könnten und nicht aus der unmittelbaren Nähe Nexings stammen.

6 Abstract

Keywords

Fossilien, Miozän, Sarmatium, Wiener Becken, Nexing, Wirbeltiere

Der erste Teil dieser Arbeit beschäftigte sich mit den Grundlagen der Paläobiologie wie Fossilisation, Entstehung der Erde, sowie Klimaschwankungen und deren Rekonstruktion.

Anschließend wurde das Zeitalter Miozän näher beleuchtet. Hier im Speziellen die Entwicklung des Wiener Beckens während dieser Zeit wobei vor allem auf das Klima und die Fauna näher eingegangen wurde. Auch die Paratethys spielt in diesem Zusammenhang eine zentrale Rolle. Zum Abschluss des allgemeinen Teils wurde die Fundstelle Nexing und das Sarmatium – ein Teil des Miozäns vor rund 12 Millionen Jahren – genauer beschrieben.

Der Schwerpunkt dieser Arbeit lag auf der Beschreibung der in Nexing gefundenen Wirbeltierfossilien und der ökologischen Klassifizierung einiger ausgewählter Stücke. Hier stand die Bestimmung der für die Tiere notwendigen Lebensverhältnisse im Vordergrund. Mit Hilfe einschlägiger Literatur, wie Rössner & Heissig (1999), wurde deren zeitliche Verbreitung festgelegt und beurteilt ob eine Koexistenz dieser Tiere im Sarmatium in und um Nexing herum möglich war.

Die Ergebnisse dieser Arbeit deuten darauf hin, dass die ausgewählten Wirbeltiere zur Zeit des Sarmatiums existiert haben und in bzw. um Nexing herum die für sie notwendigen Lebensbedingungen vorfanden. Auch der Großteils gute Erhaltungszustand der Materialien spricht dafür, dass die Fossilien ursprünglich aus der Umgebung stammten. Somit scheint eine Koexistenz dieser Tiere sehr wahrscheinlich.

7 Danksagung

An erster Stelle möchte ich hiermit einen großen Dank an meine Diplomarbeitbetreuerin ao. Univ.-Prof. Mag. Dr. Doris Nagel aussprechen. Durch sie kam ich überhaupt erst zu diesem interessanten Thema und sie schaffte auch immer eine freundliche und entspannte Atmosphäre. Auch wenn ich ab und zu nicht weiter wusste, konnte ich mich immer an sie wenden und durch viele Inputs ihrerseits war ich auch immer auf dem richtigen Weg und kam beim Schreiben nie wirklich ins Stocken.

Weiters möchte ich mich bei meiner Mama, Schwester und Schwiegermutter bedanken die sich regelmäßig Zeit genommen haben um auf meine Tochter, aufzupassen und mich so zu unterstützen. Hervorheben möchte ich hier noch einmal den Dank an meine Eltern die mich generell über die Jahre immer unterstützt und mir die Freiheit gelassen haben das zu tun was mir Spaß macht.

Auch meinem Mann, Christoph, möchte ich danken, dass er immer für mich da ist und meiner Tochter, Valerie, dass sie so ein pflegeleichtes Kind ist und mir genug Energie übrig gelassen hat um mich auch aufs Studium konzentrieren zu können.

Zuguterletzt gebührt mein Dank all meinen Studienkollegen und -kolleginnen, die es geschafft haben aus den vergangenen dreieinhalb Jahren eine unvergessliche, lustige Zeit zu machen. Ihr wart toll und die Zusammenarbeit mit euch hat mir vieles erleichtert. Ich hoffe, dass ich viele von euch auch in Zukunft als Kollegen und Kolleginnen in der Schule wieder treffen werde.

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Änderung der Gestalt der Landmassen und Meere im Laufe der erdgeschichtlichen Entwicklung (www.earth-in-progress.de)

Abbildung 2: Absinken ozeanischer Lithosphärenplatte - Subduktion
(www.earth-in-progress.de)

Abbildung 3: Stratigraphische Tabelle des Miozäns inklusive sedimentärer Schichtfolgen (Piller et al. 2004)

Abbildung 4: Zeitlicher Vergleich der stratigraphischen und terrestrischen Gliederung (Daxner-Höck & Höck 2009)

Abbildung 5: Die Gestalt der Erde im Mittleren Miozän vor 14 Millionen Jahren. (<http://www.scotese.com/miocene.htm>)

Abbildung 6: Das Wiener Becken zwischen Alpen und Karpaten im geodynamischen Kontext (Wessely 2006)

Abbildung 7: Historische Entwicklung des Wiener Beckens (Wessely 2006)

Abbildung 8: Entwicklung der Ablagerungsbereiche im Wiener Becken im Mittleren und Oberen Miozän. (Wessely 2006)

Abbildung 9: Ausbreitung der Paratethys im späten Paläogen vor rund 25 Millionen Jahren. (Harzhauser & Rögl 2005)

Abbildung 10: Die Paratethys zieht sich Richtung Osten zurück (Harzhauser & Rögl 2005)

Abbildung 11: Gliederung des Sarmatiums nach Mollusken (Harzhauser & Piller 2011)

Abbildung 12: Ausbreitung der Paratethys während des Sarmatiums (Harzhauser & Piller 2011, modifiziert nach Rögl 1998)

Abbildung 13: Die Verbindung der Paratethys zu anderen Meeren geht verloren (Harzhauser & Rögl 2005)

Abbildung 14: Lage der Fundstelle Nexing inklusive Übersichtsplan der Fundstelle selbst. (Harzhauser & Piller 2011)

Abbildung 15: Detailansicht des Mistelbacher Beckens im späten Sarmatium

(Harzhauser & Piller)

Abbildung 16: NHMW, 2003z0089/0052, *Osteichthyes* sp., Wirbel von anterior (links) posterior (rechts) aus Nexing, NÖ, Miozän.

Abbildung 17: Brassenzähne (*Sparidae*) aus Nexing, NÖ, Miozän (Machac & Penc 1996)

Abbildung 18: *Ophisaurus* sp., Kieferrest mit vier Zähnen aus Nexing, NÖ, Miozän (Machac & Penc 1996)

Abbildung 19: *Trionyx* sp., Panzerreste aus Nexing, NÖ, Miozän

Abbildung 20: *Trionyx* sp., Panzerrest aus Nexing, NÖ, Miozän

Abbildung 21: *Testudo* sp., Panzerreste aus Nexing, NÖ, Miozän

Abbildung 22: *Phoca vindobonensis*, Femur von anterior (links) und von posterior (rechts), aus Nexing, NÖ, Miozän

Abbildung 23: Femur und angrenzende Knochen von *Phoca vitulin* (verändert nach https://archeozoo.org/archeozootheque/index/category/49-squelettes_en_connexion_langen_skeletons_in_connection_lang_langes_esqueletos_en_relacion_lang_)

Abbildung 24: NHMW, 1979/2128/8, Cetacea indet., Wirbel von posterior (jeweils links) sowie anterior (rechts), aus Nexing, NÖ, Miozän

Abbildung 25: NHMW, 1978/2037, *Propotamochoerus* sp. oder *Palaeochoerus* sp., Molare, aus Nexing, NÖ, Miozän

Abbildung 26: NHMW, 2003z0089/0051, Suidae indet., Caninus, aus Nexing, NÖ, Miozän

Abbildung 27: NHMW, 2003z0089/0047 und NHMW, 2003z0089/0046 *Protagoceros chantrei*, sin. m3 und dex. m2 von lingual (links), buccal (mitte) und occlusal (rechts), aus Nexing, NÖ, Miozän

Abbildung 28: NHMW, 2003z0089/0045, *Protagoceros chantrei*, Mandibel sin. mit p4-m2 von buccal (oben) lingual (unten) und occlusal (rechts), aus Nexing, NÖ, Miozän

Abbildung 29: NHMW, 2014/0372/0001, *Protagoceros chantrei*, Mandibel sin. mit p3-m2 von occlusal (links) lingual (oben) und buccal (unten), aus Nexing, NÖ,

Miozän

Abbildung 30: NHMW, 2003z0089/0043, *Palaeomeryx eminens*, Molare von occlusal (links), lingual (oben) und buccal (unten), aus Nexing, NÖ, Miozän

Abbildung 31: NHMW, 2003z9989/0044, *Artiodactyla* indet., Astragalus aus Nexing, NÖ, Miozän

Abbildung 32: Astragalus eines Cervidaen. (verändert nach: archeozoo.org/archeozootheque/index)

Abbildung 33: NHMW, 2003z0089/0049, *Deinotherium aff. giganteum*, Jungtier, Milchzahn rechts von lingual (oben links), buccal (oben rechts) und occlusal (unten) aus Nexing, NÖ, Miozän.

Abbildung 34: Kopfrekonstruktionen von *Triceromeryx* (links und Mitte) sowie *Ampelomeryx* (rechts) – europäische Palaeomerciden des Miozäns (Agustí & Antón 2002)

Abbildung 35: Rekonstruktion von *Palaeomeyx* (verändert nach Senti 2015)

Abbildung 36: Rekonstruktion von *Miotragocerus*, der zu *Protragocerus* viele Ähnlichkeiten aufweist (Agustí & Antón 2002)

Abbildung 37: Vergleich zwischen *Deinotherium* (links) und Afrikanischem Elefant (rechts) (verändert nach Walter Myers, http://www.arcadiastreet.com/cgvistas/earth/04_cenozoic/earth_04_cenozoic_3250.htm)

Abbildung 38: Größenvergleich zwischen dem Milch-Backenzahn und den Backenzähnen eines ausgewachsenen *Deinotherium giganteum*

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Liste der Wirbeltierfunde aus Nexing, NÖ, Miozän (nach Machac und Penc 1996) sowie den Funden aus dem NHMW

Verwendete Literatur

- Agustí, J., & Antón, M. (2002). *Mammoths, Sabertooths, and Hominids: 65 Million Years of Mammalian Evolution in Europe*. New York: Columbia University Press; pp. 123-210
- Böhme, M. (2003). The Miocene climatic optimum: evidence from ectothermic vertebrates of Central Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 195(3), pp. 389-401.
- Böhme, M., Ilg, A., & Winklhofer, M. (2008). Late Miocene „washhouse“ climate in Europe. *Earth and Planetary Science Letters* 275, pp. 393-401.
- Böhme, M., Winklhofer, M., & Ilg, A. (2011). Miocene precipitation in Europe: temporal trends and spatial gradients. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 304(3), pp. 212-218.
- Daxner-Höck, G., & Göhlich, U. B. (2009), The early Vallesian vertebrates of Atzelsdorf (Late Miocene, Austria) – 1.Introduction, *Annalen des Naturhistorischen Museums Wien*, 111A, pp.475-478
- Daxner-Höck, G., & Höck, E. (2009). New data on Eomyidae and Gliridae (Rodentia, Mammalia) from the Late Miocene of Austria. *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien. Serie A für Mineralogie und Petrographie, Geologie und Paläontologie, Anthropologie und Prähistorie*, pp. 375-444.
- Gross, M., Böhme, M., & Prieto, J. (2011). Gratkorn: A benchmark locality for the continental Sarmatian s. str. of the Central Paratethys. *International Journal of Earth Sciences*, 100(8), pp. 1895-1913.
- Harzhauser, M., & Piller, W. E. (2004a). Integrated stratigraphy of the Sarmatian (Upper Middle Miocene) in the western Central Paratethys. *Stratigraphy*, 1(1), pp. 65-86.
- Harzhauser, M., & Piller, W. E. (2004b). The Early Sarmatian – hidden seesaw changes. *COURIER-FORSCHUNGSINSTITUT SENCKENBERG*, pp. 89-112.
- Harzhauser, M., & Piller, W. E. (2009). Molluscs as a major part of subtropical shallow-water carbonate production – an example from a Middle Miocene oolite shoal (Upper Serravallian, Austria). *Carbonate Systems During the Oligocene-Miocene Climatic Transition (Special Publication 42 of the IAS)*, 105, pp. 183-200.

- Hofmann, T., Havlíček, P. & Harzhauser, M. (2011). Das Wiener Becken – geologische Betrachtungen. *Wissenschaftliche Mitteilung Niederösterreichischer Landesmuseen* 22, pp. 13-24.
- Kazar, E. (2006). Odontocete periotics (Mammalia: Cetacea) from the Carpathian basin, Middle Miocene (Badenian and Sarmatian Stages), including the Vienna Basin, Austria. *Beiträge zur Paläontologie* 30, pp. 269-292.
- Libby, W. F. (1969). *Altersbestimmung mit der C14-Methode*. Mannheim: Bibliographisches Institut.
- Machac, M. & Penz, G. (1996). *Der Muschelberg bei Wien. Nexing. Sarmatfossilien von Nexing und Umgebung*. Wien: Machac und Penz.
- Micheels, A., Bruch, A. A., Uhl, D., Utescher, T., & Moosbrugger, V. (2007). A Late Miocene climate model simulation with ECHAM4/ML and its quantitative validation with terrestrial proxy data. *Palaeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 253, pp. 251-270.
- Mottl, M. (1958). *Weitere Säugetierreste aus dem Sarmat von St. Stefan im Lavanttal, Kärnten*: na.
- Müller, A. H. (1992). *Lehrbuch der Paläozoologie*. Stuttgart: G. Fischer Verlag.
- Orliac, M. J., Pierre - Olivier, A., & Ducrocq, S. (2010). Phylogenetic relationships of the Suidae (Mammalia, Cetartiodactyla): new insights on the relationships within Suoidea. *Zoologica Scripta*, 39(4), pp. 315-330.
- Piller, W. E., Egger, H., Erhart, C. W., Gross, M., Harzhauser, M., Hubmann, B., van Husen, D., Krennmayr, H.-G., Krystyn, L., Lein, R., Lukeneder, A., Mandl, G., Rögl, F., Roetzel, R., Rupp, C., Schnabel, W., Schönlaub, H. P., Summesberger, H., Wagreich, M. & Wessely, G. (2004). *Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen)*. Österreichische Stratigraphische Kommission.
- Rey, J. (1991). *Geologische Altersbestimmung*. Stuttgart: Ferdinand Enke Verlag.
- Rössner, G. E. & Heissig, K. (1999). *The Miocene – Land Mammals of Europe*. München: Dr. Friedrich Pfeil Verlag.
- Rust, J. (2011). *Fossilien: Meilensteine der Evolution*. Darmstadt: Primus Verlag.

- Schuster, R., Daurer, A., Krennmayr, H. G., Linner, M., Mandl, G. W., Pestal, G. & Reitner, J. M. (2015). *Rocky Austria: Geologie von Österreich – kurz und bunt*. Wien: Geologische Bundesanstalt.
- Walentich, S. (2012). *Cetacea aus dem Miozän der Fundstelle Bruckneudorf (Niederösterreich)*. Diplomarbeit: Uni Wien.
- Wessely, G. (2006). *Geologie der Österreichischen Bundesländer: Niederösterreich*. Wien: Geologische Bundesanstalt.
- Ziegler, B. (1992). *Einführung in die Paläobiologie Teil 1: Allgemeine Paläontologie*. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.

Verwendete Internetquellen

- Göhlich, U. (2010). *Tertiäre Urelefantenfunde aus Deutschland*. Naturhistorisches Museum Wien. Siehe: http://www.nhm-wien.ac.at/jart/prj3/nhm/data/uploads/mitarbeiter_dokumente/goehlich/2010/Goehlich_2010_Proboscidea%20Deutschland.pdf (zuletzt: 14.10.2016)
- Harzhauser, M. & Rögl, F. (2005). Siehe: http://www.nhm-wien.ac.at/jart/prj3/nhm/data/uploads/mitarbeiter_dokumente/harzhauser/2005/harzhauser_meeresstrand.pdf (zuletzt: 20.07.2016)
- http://www.arcadiastreet.com/cgvistas/earth/04_cenozoic/earth_04_cenozoic_3250.htm (zuletzt: 14.10.2016)
- https://archeozoo.org/archeozootheque/index/category/49-squelettes_en_connexion_langen_skeletons_in_connection_lang_langes_esqueletos_en_relacion_lang_ (zuletzt: 28.09.2016)
- <http://www.earth-in-progress.de/wie-funktioniert-s.266.de.html> (zuletzt: 16.07.2016)
- http://www.nhm-wien.ac.at/jart/prj3/nhm/data/uploads/mitarbeiter_dokumente/harzhauser/2005/harzhauser_meeresstrand.pdf
- Scotese, C. R. *Paleomap Project*
- <http://www.scotese.com/climate1.htm> (zuletzt: 17.07.2016)

- <http://www.scotese.com/method1.htm> (zuletzt: 17.07.2016)
- <http://www.scotese.com/miocene.htm> (zuletzt: 16.07.2016)
- <http://www.scotese.com/miocene1.htm> (zuletzt: 17.07.2016)
- <http://www.scotese.com/moreinfo15.htm> (zuletzt: 17.07.2016)

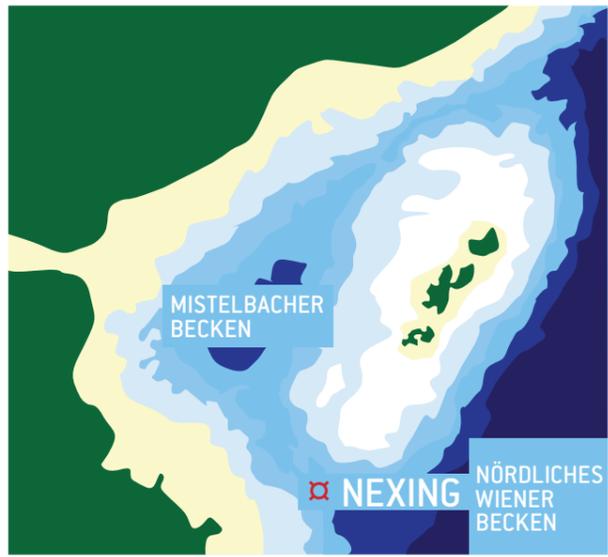
Senti, S. (2015). <https://www.hslu.ch/en/lucerne-school-of-art-and-design/degree-programmes/bachelor/bachelor-illustration/bachelor-illustration/galerie/bachelor/abschlussarbeiten-2015/> (zuletzt: 13.10.2016)

ZAMG – Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik

<https://www.zamg.ac.at/cms/de/klima/informationsportal-klimawandel/klimasystem/antriebe/astronomische-zyklen>
(zuletzt: 28.07.2016)

Anhang – Plakat

NEXING IM MIOZÄN – VOR 12 MIO JAHREN



verändert nach © Harzhauser & Piller, 2011



Palaeomeryx eminens
(Meyer 1847')

350 – 500 Kilogramm
(ähnlich wie ein Elch)
Ernährung über weiches Pflanzenmaterial wie Blätter und Früchte.
Eventuell 3. Horn am Hinterkopf für Imponierverhalten.



Fundstück: Backenzahn

Listriodon sp.
(Meyer' 1846)

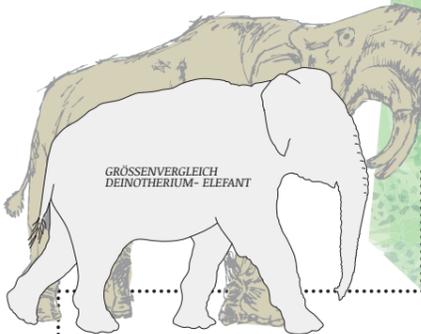
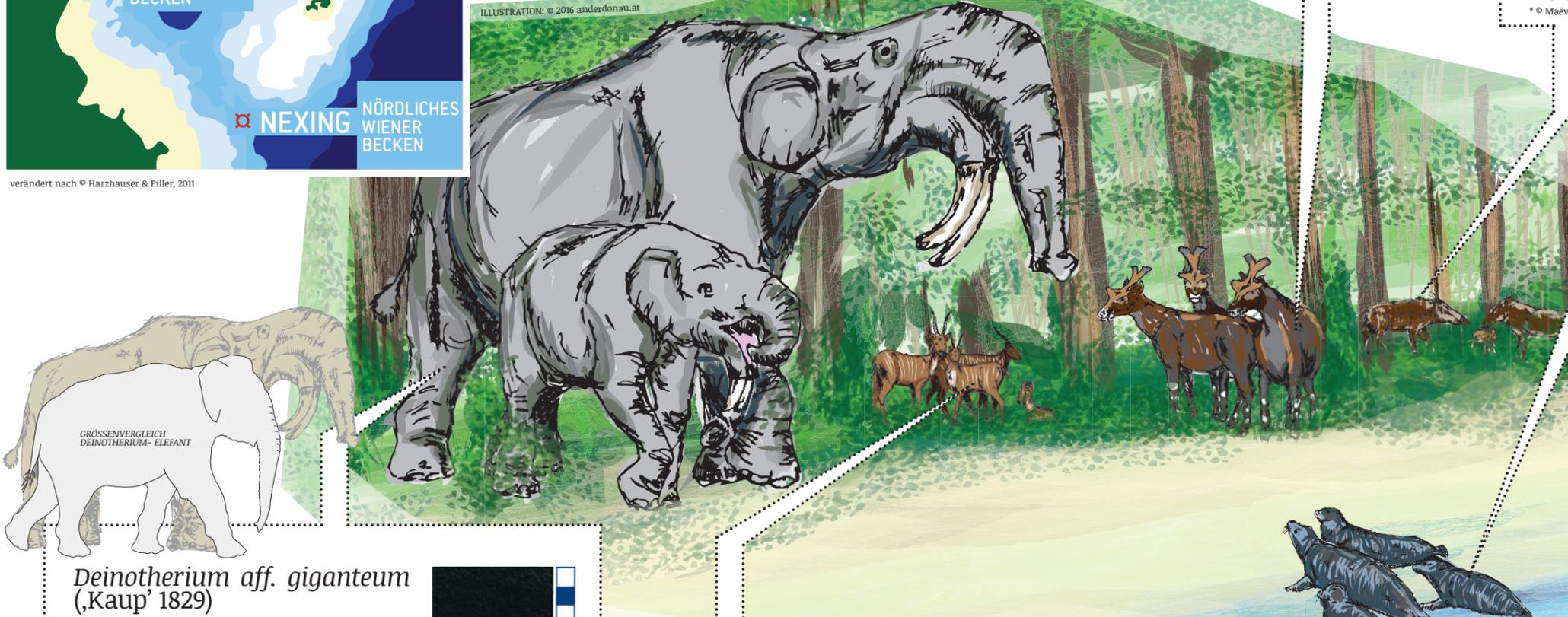


100-200 Kilogramm
Ausgestorbene Form des Schweins
„zackiges“ Zahnprofil spricht für eine Ernährung durch weiche Pflanzenteile.



Fundstück: Backenzahn

ILLUSTRATION: © 2016 anderdonau.at



GRÖSSENVERGLEICH
DEINOTHERIUM - ELEFANT

Deinotherium aff. *giganteum*
(Kaup' 1829)

Größtes Rüsseltier aller Zeiten.
Bis zu 14 Tonnen schwer und
Schulterhöhe von bis zu 4 Meter.
Nach unten gerichtete Stoßzähne
entspringen aus dem Unterkiefer.



Fundstück: Milchbackenzahn eines Jungtiers

Protragocerus chantrei
(Deperet' 1887)

80 Kilogramm, mittelgroßer
Gazellenverwandter,
starke Hörner,
Ernährung vorwiegend
über Blätter.



Fundstück: Kieferreste und Backenzähne

Phoca vindobonensis
(Toula' 1897)

Seehund
Vorwiegend im Wasser

* Dessin Michel Coutureau (Inrap) - © 2008 ArcheoZoo.org



Fundstück: Oberschenkelknochen gestauchte Form deutet auf aquatische Lebensweise hin

Cetacea indet.

Die Ordnung Cetacea umfasst Wale,
Delphine und Schweinswale. Genaue
Bestimmung an diesem Fundstück un-
möglich. Höchstwahrscheinlich Delphin
aufgrund Flachwasserverhältnisse.



Fundstück: Wirbel

gefundene Tierarten:

- Reptilien 19
- Säugetiere 38
- Fische 17 (+15 Einzelzähne)

Fundstücke gesamt:

Zähne	30
Kieferreste	4
Wirbel	7
Panzerreste	17
andere Knochenfragmente	27

Vor rund 12 Millionen Jahren bildete Nexing ein marines Seichtwassergebiet. Die aquatischen Wirbeltiere, die an dieser Stelle gefunden wurden – wie Fische, Seehunde und Delphine – sind alles küstennahe Formen.

Das umgebende Festland bot terrestrischen Tieren einen guten Lebensraum. Das recht feuchte und warme Klima war Grundlage für eine dichte Baum- und Buschlandschaft wodurch *Deinotherium*, *Palaeomeryx* und Co. genügend Nahrung fanden. Außerdem spricht der überwiegend gute Erhaltungszustand der Fossilien dafür, dass ihr Transportweg sehr kurz war.

