

## Jüngerer Tertiär

(Miozän und Pliozän: 23,8 bis 1,8 Millionen Jahre vor heute)

Mit Abbildung 1 bis 13, Tafel 1 bis 2 und Tabelle 2

Während im Oberen Oligozän global regressive Tendenzen des Meeresspiegels vorherrschen, kommt es am Beginn des Unteren Miozäns zu einer globalen Transgression und gleichzeitig zu einer positiven Klimaschwankung.

Dieser globale Meeresspiegelanstieg führte auch im Bereich der südlichen Böhmisches Masse zu einer Meeresüberflutung, die von Süden und Osten her in den weiteren Eggenburger bzw. Horner Raum vorgriff. Anhand der Entwicklung der Sedimente, die diesen Meeresspiegelanstieg erkennen lassen (z. B. Mold-Formation im Horner Raum, Kühnring-Subformation im Eggenburger Raum), sehen wir, wie die Mündung des oben beschriebenen oligozänen Flusses von Krems nun immer weiter nach Norden zurückverlegt wurde und wie sich in seinem Mündungsästuar mobile Sandkörper, Schlammflächen mit Austernbänken und dahinter Sumpfwälder und Galeriewälder ausbildeten (STEININGER & PILLER 1991).

Durch diese Meerestransgression wurden die mächtigen älteren Verwitterungsdecken aufgearbeitet und alte Landschaftsformen und Verwitterungsbildungen, wie die oben erwähnten Blockfelder, exhumiert. Vielfach wurde dann das alte Relief durch diese Meerestransgression eingeebnet oder/und teilweise mit marinen Ablagerungen wieder zugeschüttet. Aus dem tieferen Unter Miozän, das nach den typischen Ablagerungen um Eggenburg als die Zeitstufe des Eggenburgiums bezeichnet wird, kennen wir größtenteils Sande mit charakteristischen Makrofossilien z. B. Fels-Formation (Abb.1), Loibersdorf-Formation (Abb. 2), Burgschleinitz-Formation (Abb. 3 bis 5) und Gauderndorf-Formation (Abb. 3) oder biogene Kalksandsteine (Zogelsdorf-Formation, Abb. 6 bis 9). Diese Ablagerungen sind im Nordwesten bis in den Raum Sigmundsherberg — Brugg und bis Molands im Südwesten, bekannt. Sie stellen Seichtwasserbildungen mit Meerestiefen bis maximal 50 oder 60 Meter dar (STEININGER & ROETZEL 1991). Die biogenen Kalk-



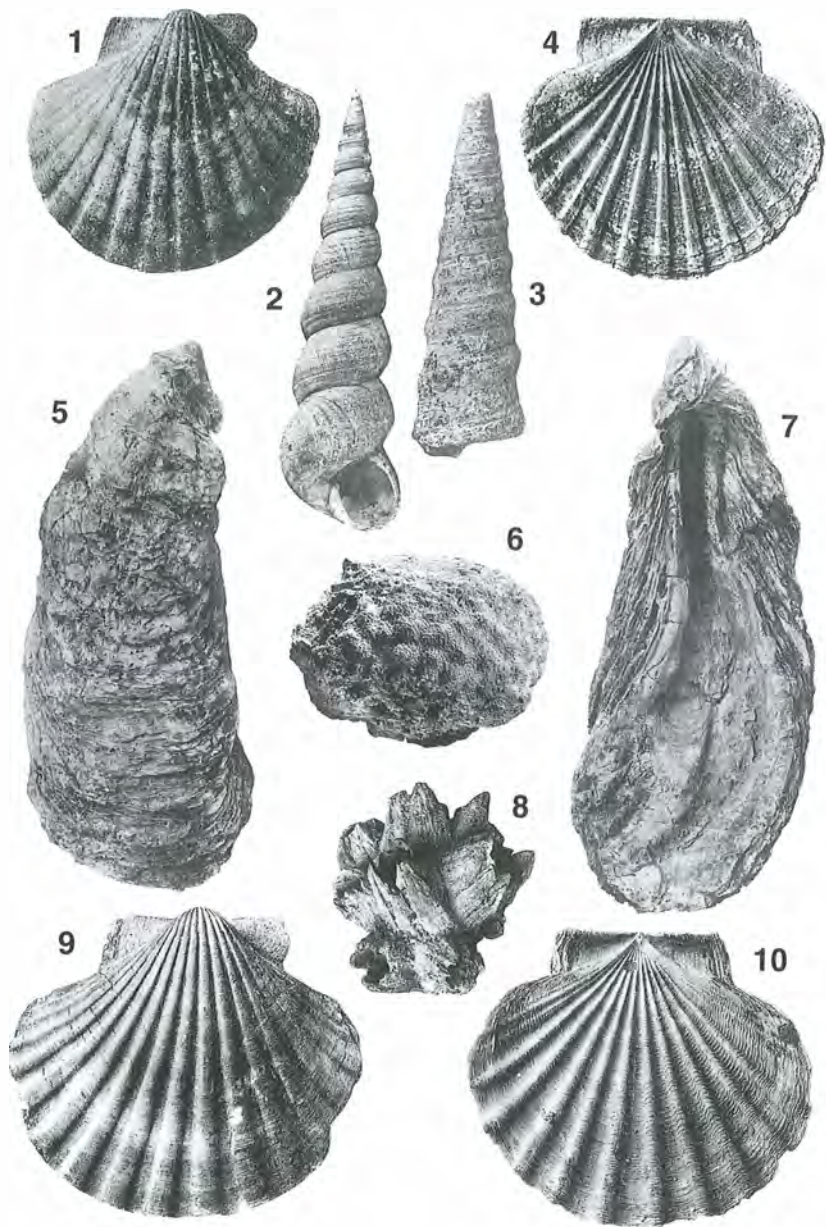
Abb. 1: Pilgermuschel (*Chlamys gigas*).

Fundort: Fels am Wagram, NÖ, Fels-Formation (Untermiozän: Eggenburgium) (Photo: A. Schuhmacher).



Abb. 2: Herzmuschel (*Laevicardium gigas*), Pelzchenmuschel (*Glycymeris fichteli*) und Venusmuschel (*Pitar lilacinoides*).

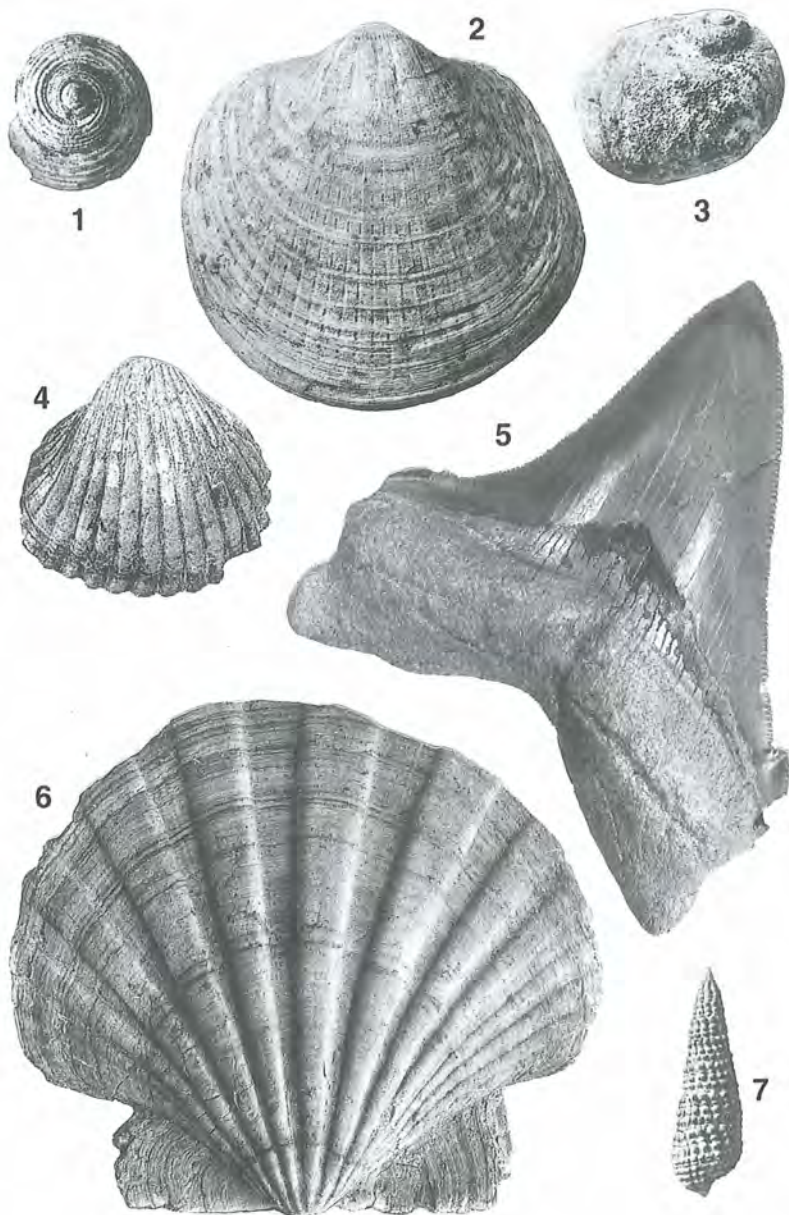
Fundort: Nonndorf bei Gars, NÖ, Loibersdorf-Formation (Untermiozän: Eggenburgium) (Photo: F. F. Steininger).



**Tafel 1**

**Fig. 1, 4:** Pilgermuschel (*Pecten hornensis*); Gauderndorf. **Fig. 2:** Turmschnecke (*Turritella terebralis*); Nonndorf. **Fig. 3:** Turmschnecke (*Protoma cathedralis*); Maigen. **Fig. 5, 7:** Auster (*Ostera gryphoides*); Kühnring. **Fig. 6:** Moostierchen (*Cellepora* sp.); Gauderndorf. **Fig. 8:** Seepocken (*Balanus concavus*); Maigen. **Fig. 9, 10:** Pilgermuschel (*Pecten pseudobeudanti*); Kühnring. Fig. 1, 2, 3, 6, 8, 9, 10 = die Hälfte der natürlichen Größe. Fig. 5, 7 = ein Viertel der natürlichen Größe.





**Tafel 2**

**Fig. 1:** Kreiselschnecke (*Oxysteles amedei*); Gauderndorf. **Fig. 2:** Samtmuschel (*Glycymeris fichteli*); Loibersdorf. **Fig. 3:** Nabelschnecke (*Natica millepunctata*); Mörtersdorf. **Fig. 4:** Herzmuschel (*Cardium edule*); Gauderndorf. **Fig. 5:** Hai-Zahn (*Carcharodon megalodon chubutensis*); Kühnring. **Fig. 6:** Pilgermuschel (*Macrochlamys holgeni*); Maissau. **Fig. 7:** Nadelschnecke (*Pirinella plicata*); Maria Dreieichen. Fig. 1, 2, 6 = die Hälfte der natürlichen Größe. Fig. 3, 4, 5, 7 = natürliche Größe.



Abb. 3: Sandgrube Stranzl, Maigen bei Eggenburg, NÖ.

An der Basis Grobsande der Burgschleinitz-Formation übergehend in Silte der Gauderndorf-Formation, Erosionsdiskordanz, darüber Zogelsdorf-Formation (alle Formationen: Untermiozän: Eggenburgium) (Photo: F. F. Steininger).

sandsteine der Zogelsdorf-Formation, die nur aus dem weiteren Raum der Eggenburger Bucht bekannt sind, bilden mächtige Kalksandstein-Decken. Bei der späteren Abtragung blieben diese Kalksandstein-Decken als weitgespannte Einebnungsflächen erhalten, aus denen nur die gerundeten Granitkuppen herausragen — eine typische Landschaftsform im weiteren Raum von Eggenburg.

Im Verlaufe des fortschreitenden Meeresspiegelanstieges im Unter Miozän (in der Zeitstufe des Ottnangiums) folgen über den Kalksandsteinen kalkfreie, oft fein laminierte Tone (Zellerndorf-Formation), z. T. mit Diatomiteinlagerungen (Limberg-Subformation, Abb. 10). Diese weisen auf weitaus größere, sicher über 100 Meter tiefe Ablagerungsräume hin.

Gegen Westen und Nordwesten drang das Meer noch wesentlich weiter als im älteren Eggenburgium über das Kristallin in seichtere Becken und enge Flußtäler vor. Hier lagerten sich im Brackwasser sehr feine Tone (Weitersfeld-Formation) ab, und im Randbereich, in überfluteten Flußtälern, kam es in meeresnahen, buchtartigen Ästuaren zur Bildung von ausgedehnten Kohlesümpfen (z. B. Kohle der Langau-Formation des ehemaligen Braunkohlenbergbaues bei Langau: Abb. 11 und 12). Ermöglicht wurde die Kohlebildung durch den weiteren, sehr raschen Meeresspiegelanstieg und die damit ver-



Abb. 4: Verschiedene Hai-Zähne (Untermiozän: Eggenburgium).

Fundort: Kühnring, NÖ, Burgschleinitz-Formation (Untermiozän: Eggenburgium) (Photo: A. Schuhmacher).



Abb. 5: Skelett der Seekuh: *Metaxytherium krahulectzi*.

Fundort: Gemeindegrobsandgrube Kühnring, NÖ, Burgschleinitz-Formation (Untermiozän: Eggenburgium) (Photo: P. Pervesler).





Abb. 6: Johannes-Steinbruch, Zogelsdorf bei Eggenburg, NÖ.  
Zogelsdorf-Formation (Untermiozän: Eggenburgium) (Photo: R. Roetzel).



Abb. 7: Moostierchenkolonien (*Bryozoa: Celleporella* sp.).

Fundort: Johannes-Steinbruch, Zogelsdorf bei Eggenburg, NÖ, Zogelsdorf-Formation (Untermiozän: Eggenburgium) (Photo: F. Stürmer).



Abb. 8: Seestern (*Asteropeecten* sp.).

Fundort: Steinbruch Hengl, Limberg, NÖ, Zogelsdorf-Formation (Untermiozän: Eggenburgium) (Photo: A. Schuhmacher).

bundene rasche Bedeckung der Pflanzenreste in den Sümpfen durch seichtmarine, glimmerreiche Feinsande der Riegersburg-Formation (ROETZEL 1993). Der hohe Anteil des Tonminerals Smectit und das Auftreten von Tuff, vulkanischen Gläsern und Quarzen in den Tonen sind deutliche Hinweise auf vulkanische Aschenregen. Wahrscheinlich stammen diese Aschen von dem nordungarischen und westslowakischen Vulkanismus zu dieser Zeit (ROETZEL 1993, 1994, UNGER et al. 1985).

Am Südrand der Böhmisches Masse, im Raum St. Pölten — Melk, ist aus dem internen Sedimentaufbau und der Verteilung der altersgleichen Ablagerungen von Robulusschlier



Abb. 9: Brunnstube in Eggenburg, NÖ.  
Zogelsdorf-Formation (Untermiozän: Eggenburgium)  
(Photo: F. Stürmer).

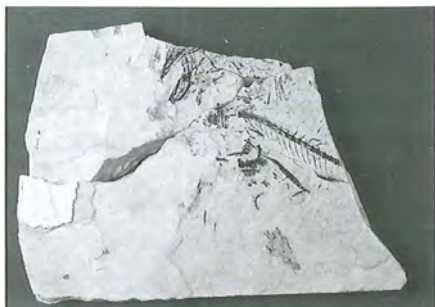


Abb. 10: Abdruck eines Knochenfisch-Skelettes.

Fundort: Parisdorf bei Maissau, NÖ, Limberg-Subformation (Untermiozän: Ottnangium) (Photo: A. Schuhmacher).

Abb. 11:  
Braunkohlentagebau „AUSTRIA“: Langau, NÖ.  
Langau-Formation (Untermiozän: Ottnangium)  
(Photo: Bergbau-Betriebs-Ges.m.b.H.).







Abb. 12: Fossiler Zapfen

Fundort: Braunkohlentagebau „Austria“: Langau, NÖ, Langau-Formation (Untermiozän: Ottangium) (Photo: A. Gold).

und Prinzersdorfer Sanden, ähnlich wie in der oberösterreichischen Molasse, ein stärkerer Einfluß von Gezeiten abzuleiten. Vom Festland, vom nahen Kristallin des Dunkelsteiner Waldes, gelangten Blockschutt-Ströme, wie z. B. die von Mauer bei Melk, in dieses Flachmeer. Dabei wurden die älteren, fossilreichen Sedimente des Eggenburgiums abgetragen, und wir finden diese als Blöcke in diesen Blockschutt-Strömen (AMRY 1994, FUCHS 1972).

Im Oberen Ottangium setzte, wahrscheinlich bedingt durch stärkere Hebungen in den Westalpen, in der westlichen Molasse eine von West nach Ost fortschreitende Rückzugs- und Verlandungsphase ein. Die Oncophoraschichten, die besonders in Oberösterreich und Bayern, aber auch im Raum St. Pölten und Brünn verbreitet sind, sind seichtmarine bis brackische Ablagerungen im Randbereich einer stark gegliederten Fluß- und Seenlandschaft.

Auf der östlichen Böhmisches Masse sind vermutlich die schlecht sortierten, tonigen Schotter und Sande der Theras-Formation im Gebiet von Niederfladnitz, Weitersfeld und Theras Zeugen dieser regressiven Phase (ROETZEL 1993, ROETZEL & ŘEHÁKOVÁ 1991). Ihre Altersstellung ist frag-

lich, wahrscheinlich sind sie bereits ins jüngere Untermiozän, ins Karpatium, zu stellen.

Ebenso fraglich ist die Alterstellung der Irnfritz-Radessen-Formation. Es sind dies Erosionsrelikte von fossilereen Schottern, Sanden und Silten im Raum Irnfritz, Pernegg, Zisersdorf und Drosendorf, die meist direkt am Kristallin liegen.

Meeresablagerungen aus diesem jüngsten Abschnitt des Unter Miozäns und des unteren Mittel Miozäns (Zeitstufen des Karpatiums bzw. Badeniums: 17,2 bis 16,1 bzw. 16,1 bis 13,6 Millionen Jahre vor heute) sind flächenhaft nur im Raum des heutigen Weinviertels verbreitet. Allgemein ist jedoch festzuhalten, daß es nach eher regressiven Tendenzen des Meeresspiegels im jüngeren Ottangium nun wieder ab dem Karpatium zu einer transgressiven Entwicklung, auch des globalen Meeresspiegels, kommt.

Auf dem Gebiet der südöstlichen Böhmisches Masse kennen wir keine marinen oder terrestrischen Sedimente aus dem erdgeschichtlichen Zeitabschnitt des Karpatiums. Es ist wohl anzunehmen, daß nun wieder die Abtragung der älteren marinen Sedimente einsetzte — eindeutige Hinweise darauf fehlen jedoch bisher gänzlich.

Die mittelmiozäne Transgression des tieferen Badeniums dringt im Osten flächenhaft und nach Westen kanalartig bis in die Wachau vor. Wir kennen marine Küstenablagerungen aus dem Raum von Göttweig — Furth sowie Krems und Langenlois und dann über Weissenkirchen bis nach Spitz a. d. Donau. Wir können daher annehmen, daß bereits um 16 Millionen Jahre vor heute das Tal der heutigen Donau, zumindest von Spitz bis Krems, existiert hat. Aus den Alpen, die damals bereits in ihrer heutigen geographischen Position lagen, aber sicherlich noch keine Hochgebirgslandschaft darstellten, schüttete ein Vorläufer der heutigen Traisen ein mächtiges Schotterdelta in dieses Badener Randmeer (Hollenburg-

Karlstetten-Formation: GRILL 1957, STEININGER & ROETZEL 1991). Die distalen Zungen (sandig-mergelige Sedimente mit Schotter) dieses marinen Flußdeltas sind bis Gneixendorf, Langenlois, Mollands und Oberholz verbreitet. Sie weisen unter anderem auch darauf hin, daß die Böhmisches Masse zu dieser Zeit orographisch deutlich tiefer gelegen ist und erst später herausgehoben wurde.

Im höheren Mittel Miozän — dem Sarmatium — wird unser Raum fast völlig von den Weltmeeren abgeschnitten, und es kommt zur Ausbildung eines großflächigen Binnenmeeres, welches vom Wiener Becken bis an den Aralsee reicht (RÖGL & STEININGER 1983). Vom Wiener Becken greift im unteren Sarmatium ein Binnen-Meeresarm in der wahrscheinlich schon im Badenium geschaffenen Rinne über das Zayatal, Hollabrunn, Ziersdorf bis Langenlois vor. Damit wird der Verlauf eines Entwässerungssystems vorgezeichnet, welches später auch vom obermiozänen Vorläufer der Donau benutzt wurde. Diese Rinne zeigt sowohl im höheren Badenium als auch im späteren Sarmatium fluviatile Schotterverfüllungen. Auch aus diesem Zeitabschnitt sind aus der unmittelbaren Region der südöstlichen Böhmisches Masse keinerlei datierbare Sedimente überliefert. Nur in der ehemaligen Ziegelei Kargl in Langenlois und in Bohrungen in diesem Raum konnten diese untersarmatischen Binnenmeeres-Sedimente fossilführend angetroffen werden (PAPP 1962).

Mit dem Beginn des Ober Miozäns (Zeitstufe des Pannoniums) kommt es in der westlichen Molasse zu weiteren Hebungen und damit zur Umstellung des gesamten Entwässerungssystems. Während vor dem Ober Miozän der gesamte oberösterreichisch-bayerische Molasseraum gemeinsam mit dem Schweizer Molasseraum nach Westen entwässerte, entstand nun das nach Osten gerichtete „Donau“-Entwässerungssystem.

Unmittelbar an unsere zu besprechende Region angrenzend, sehen wir diese „Urdonau“-Schotterfluren (Hollabrunn-Mistelbach-Formation) als einen markanten, vielfach verzweigenden Höhenrücken von Krems über Hohenwarth, Ziersdorf, Hollabrunn durch die Zayafurche in den Raum von Mistelbach ziehen. Hier mündete dieser Fluß mit einem riesigen Delta in den im Wiener Becken bestehenden pannonischen See. Diese markanten, aus Schotter aufgebauten Höhenrücken stellen ursprünglich die Rinne(n) — also den tiefsten Flußrinnenbereich — dar. Die Schotter können der Abtragung besser widerstehen und blieben daher erhalten. Ein sehr charakteristisches Beispiel von Reliefumkehr. Wollten wir die ursprüngliche Landschaft rekonstruieren bzw. wiederherstellen, dann müßten wir die heutige Landschaft zumindest bis zur Oberkante dieser Schotter-Höhenrücken gleichmäßig mit den heute abgetragenen Sedimenten der Aulandschaft dieses riesigen, weit aufernden Flusses, auffüllen. Ein kleines Beispiel: die weithin sichtbare Kirche von Hohenwarth (heute 365 Meter über dem Meeresspiegel) steht auf diesem von Schotter gebildeten Höhenrücken (unterhalb der Kirche an der Straße von Hohenwarth nach Mühlbach sind im übrigen diese Flußschotter hinter den Häusern prachtvoll aufgeschlossen). Wenn wir unsere Landschaft gegen den Manhartsberg bzw. gegen Maissau hin und weiter gegen Ziersdorf — Sitzendorf mit Sediment auffüllen, dann würden sämtliche Orte von Hohenwarth über Ravelsbach inklusive Maissau und von hier nach Osten inklusive Sitzendorf und Ziersdorf unter diesen Sedimenten begraben liegen.

Diese damalige Landschaft mit ihrer Pflanzen- und Tierwelt ist am besten mit der heutigen Savannenlandschaft Afrikas zu vergleichen (RÖGL, STEININGER & VASICEK 1986, STEININGER 1993).



Die Fortsetzung dieser Flußrinne nach Westen ist vermutlich in den Ablagerungen in der Senke Laimbach — Pöggstall — Trandorf zu suchen. In diesem Raum findet man durch Pollenflora charakterisierte limnisch-fluviatile Ablagerungen (Konglomerate, Sande, Silte, Tone und Kohleflözchen), die wahrscheinlich aus diesem Zeitabschnitt (Pannonium-Pontium) stammen (FUCHS & ROETZEL 1990). Nicht ganz geklärt ist bisher, ob zu dieser Zeit bereits eine Talung zwischen Spitz und Melk bestand, die von einem Nebenfluß, wie z. B. der Enns (NAGL & VERGINIS 1989), benutzt wurde, oder das Tal der Wachau in diesem Bereich jüngeren Alters ist.

Generell wird angenommen, daß es im Pliozän, also vor ca. 5 Millionen Jahren, zur Heraushebung der Alpen und ebenso zur Heraushebung der Böhmisches Masse kam. Diese Hebungstektonik hat vielleicht durch die erhöhte Reliefenergie einerseits zum Defizit an Ablagerungsgesteinen überhaupt und andererseits zur weitgehend kompletten Entfernung der jüngeren, miozänen und pliozänen Sedimente geführt. Gleichzeitig damit ist es wahrscheinlich zur schluchtartigen Eintiefung der bis dahin eher flächig und breit entwickelten Flußtäler gekommen.

Die ältesten datierten Sedimente aus dieser Zeit sind die mächtigen mittelpliozänen Rotlehme von Neudegg und die Rotlehm-Löß-Bodenfolge aus dem Oberen Pliozän von Stranzendorf, deren Akkumulation vor 2,5 Millionen Jahren begann. Bereits dem Pleistozän zuzurechnen sind die Lössse aus dem Raum von Krems (NAGEL & RABEDER 1991). Damit wird die zyklische Repetition von Lößablagerungen und Bodenbildungen (vgl. Abb. 3 in FRANK & RABEDER, dieser Band) respektive von immer tiefer terrassenförmig einschneidenden Flüssen eingeleitet. Diese Zyklen stehen in unmittelbarem Zusammenhang mit der Klimageschichte und damit mit der Vereisungsgeschichte der letzten 2,5 Millionen Jahre. In diesem Zeitrahmen wurden Täler wie das heutige Kamptal und das Thayatal mit ihrer typischen Flußterrassen-, Mäander- und Umlaufberglandschaft angelegt, welche durch die Bruchtektonik in ihrem Verlauf bestimmt werden. Diese Voraussetzungen bedingen auch die V-förmigen engen und tief eingeschnittenen, jung angelegten Zuflüsse des Kamps und der Thaya. Aus dem Horner Becken kennen wir wahrscheinlich noch älter zu datierende Ausräumungsphasen mit typischen Sedimenten, die von Mold über Zaingrub durch die breit angelegte Talung nach Gars ins Kamptal, zu verfolgen sind. Erst später haben sich der Teichwiesenbach, Tobelbach, Fernitzbach, Stiefernbach etc. ihre eng eingeschnittenen, mehr oder weniger geradlinig verlaufenden Zuflüsse zum Kamp gebahnt, ebenso wie die Taffa ihren Lauf durch das Taffatal von Horn nach Rosenberg erst spät geschaffen hat beziehungsweise davor sicherlich durch das Horner Becken und über Gars entwässert hat.

Eine ausgeprägte quartäre Terrassenlandschaft ist entlang der Lainsitz im Raum von Gmünd, zwischen Dietmanns und Neu-Nagelberg, zu erkennen. Diese mächtigen Schotter und Sande, die zwischen Breitensee und Neu-Nagelberg großflächig abgebaut werden, zeigen in der Korngrößenverteilung und in ihrem Sedimentaufbau vorwiegend Merkmale von Flußablagerungen. Die starke Windeinwirkung in dem sehr vegetationsarmen Gebiet während der kaltzeitlichen Phasen belegen die Sande von Rottal bei Litschau, östlich des Stankauer Teiches. Diese Sande sind nicht nur durch ihre sehr gute Sortierung und Rundung, sondern auch durch ihre Verbreitung und morphologische Ausprägung als äolische Dünenablagerungen erkennbar. Zusätzlich sind in diesen Ablagerungen, aber auch in der weiteren Umgebung, immer wieder sogenannte Windkanter zu finden. Dies sind Blöcke, meist aus härteren kristallinen Ganggesteinen, die von der ständigen Bearbeitung durch den vom

Wind transportierten Sand zu matt glänzenden Blöcken mit ausgeprägten Kanten facettiert wurden. Derartige Windkanter sind besonders im nordwestlichen Waldviertel weit verbreitet, kommen aber auch im Raum Albrechtsberg oder in der Umgebung von Langau vor. Im östlichen Waldviertel werden diese kaltzeitlichen Klimabedingungen durch das Auftreten von Staublehm und Lößlehm dokumentiert, im Grenzbereich zum Weinviertel dann durch echten Löß (vgl. Beitrag von FRANK & RABEDER in diesem Band).

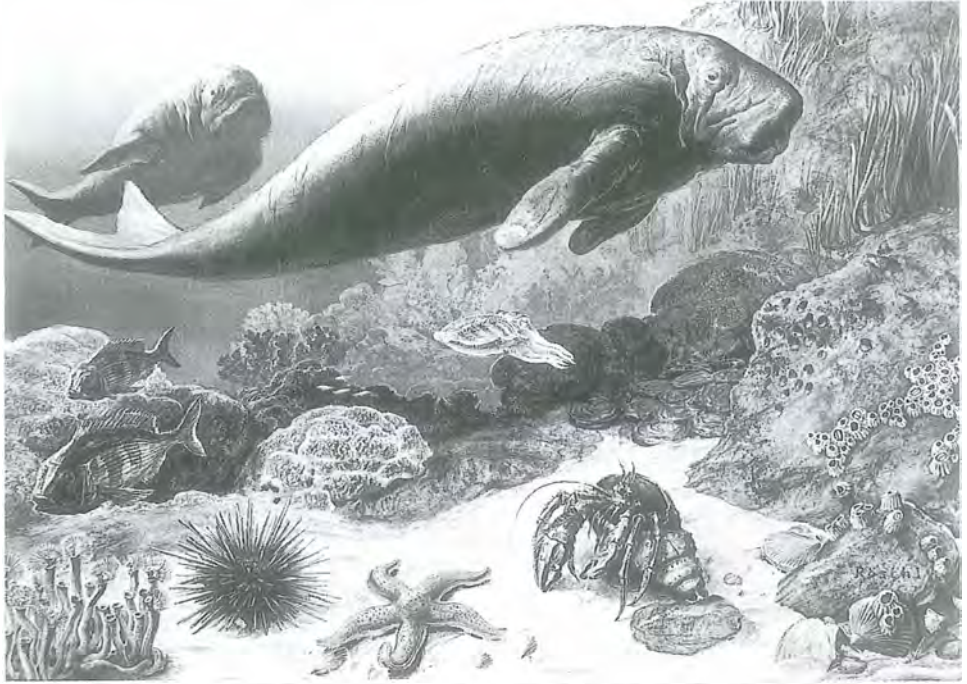


Abb. 13: Rekonstruktion des untermiozänen Meeres mit Seekühen. Nach E. THENIUS 1983.