

Känozoikum (Erdneuzeit)

Reinhard Roetzel und Fritz F. Steininger

Älteres Tertiär

(Paleozän, Eozän und Oligozän: 65 bis 23,8 Millionen Jahre vor heute)

Mit Abbildung 1 bis 4 und Tabelle 2

Im Waldviertel sind an der Erdoberfläche aus dem „Älteren Tertiär“ weder paleozäne noch eozäne Sedimente bekannt. Weltweit ist die Zeitwende Mesozoikum / Känozoikum durch globale regressive Tendenzen des Meeresspiegels charakterisiert. Dies erklärt vielleicht auch die Tatsache, daß keine marinen oder limnischen Sedimente des Paleozäns auf dem kristallinen bzw. mesozoischen Untergrund des gesamten nördlichen Molasseschiefes von Bayern über Oberösterreich bis Niederösterreich unter der jüngeren tertiären und quartären Bedeckung erbohrt wurden. Erst im weltweit transgressiv entwickelten Eozän konnte mit Hilfe von Tiefbohrungen in Oberösterreich das höhere Eozän, in küstennaher bis limnischer Fazies gegen Norden, bis in den Raum von Wels, erfaßt werden. Nach Osten reicht diese küstennahe Fazies bis in den Raum westlich von Amstetten. Von hier gegen Osten bzw. gegen Nordosten sind auch in den zahlreichen Tiefbohrungen keine eozänen Sedimente über dem kristallinen Molasseschief bekannt. Allerdings kennen wir im Bereich Amstetten — Tulln aus Tiefbohrungen das sogenannte „Moosbierbaumer-Konglomerat“ Aufgrund von sedimentologischen Kriterien handelt es sich um Flußablagerungen, die altersmäßig in den Zeitabschnitt des höheren Eozäns gestellt werden (MALZER et al. 1993).

Daraus läßt sich ableiten, daß die Böhmisches Masse auch im Eozän weiterhin landfest war und der Verwitterung, Abtragung und Landformung unterlag.

Klimatisch erreichen wir im Eozän die letzte globale optimale Wärmephase des gesamten Känozoikums und können auch in unserem Raum zum letzten Mal mit tropischen Klimaten rechnen. Im Zuge dieser tropischen Klimabedingungen kommt es auf der Böhmisches Masse zu einer tief in die Gesteine eingreifenden tropischen, lateritischen Verwitte-

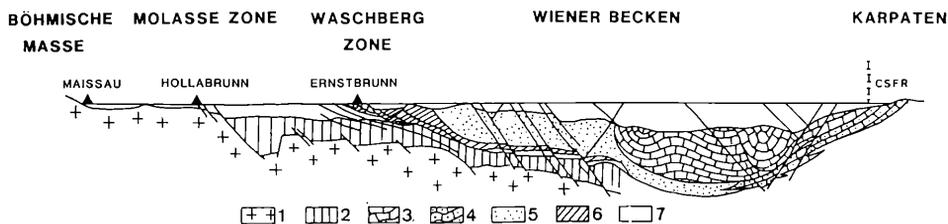


Abb. 1: Geologischer West-Ost-Schnitt durch die Molassezone, Waschbergzone und das nördliche Wiener Becken.

(1) Kristallin der Böhmisches Masse. (2) Autochthone paläo- und mesozoische Sedimentbedeckung. (3) Ostalpine Einheit: Nördliche Kalkalpen. (4) Tatriden: Mesozoikum. (5) Penninikum: Flysch. (6) Tektonisch verlagerte Molassesedimente. (7) Autochthone Sedimente der Molassezone und im Wiener Becken.

rung, mit den dafür charakteristischen Roterdeböden (die wir in frühligozänen Sedimenten umgelagert finden), silikatischen Verwitterungsdecken (Relikte davon kennen wir aus dem weiteren Raum des Kremstales) und einem morphologischen Verwitterungsformenschatz, der sich ausschließlich unter tropischen Bedingungen bildet. Zeugen davon finden sich besonders über den diversen Granitarenalen des Waldviertels und liegen heute als die bekannten Blockmeere oder Blockheiden (mit den „Wollsackformen“ der Granite) vor (HUBER dieser Band, STEININGER 1993).

Es ist anzunehmen, daß bereits im ausgehenden Alttertiär das ehemals hier hochragende Variszische Gebirge weitgehend zu einer Hügel- bis Penneplain-Landschaft eingeebnet und bis in mehrere 1000 Meter Tiefe, bis zu seinem innersten kristallinen Kern, exhumiert war.

Weltweit kam es mit dem Beginn des Oligozäns (33,7 Millionen Jahre vor heute) zu einer wesentlichen Klimaverschlechterung, und es wird angenommen, daß es ab dem Oligozän zum Aufbau der polaren Eiskappen gekommen ist. Zuerst — ab dem Oligozän — im antarktischen Raum und ab dem Jüngeren Miozän im arktischen Raum. Generell spricht man an der Wende Eozän/Oligozän von der Wende von einem globalen „Greenhouse“ Klimasystem zum bis heute andauernden globalen „Icehouse“ Klimasystem.

Aus dem mittleren und oberen Oligozän kennen wir auch obertags anstehende Ablagerungen von küstennahen Sedimenten (Pielacher Tegel, Melker Sande, Linzer Sande, Älterer Schlier). Diese Ablagerungen reichen bis an den heutigen obertags anstehenden Bereich der kristallinen Gesteine der Böhmisches Masse heran und greifen z. T. in Buchten weit in die Böhmisches Masse nach Norden vor, wie z. B. im Gallneukirchener Becken in Oberösterreich oder im Raum Amstetten — Melk und Statzendorf — Krems in Niederösterreich.

Im Bereich der südöstlichen Böhmisches Masse uferte diese Meeresverbreitung im Raum Krems — Langenlois, im Osten hingegen reichte sie nur etwa bis Hollabrunn, wie heute durch Tiefbohrungen nachgewiesen ist.

Bei dem basalen „Pielacher Tegel“ handelt es sich um in Meeresnähe, in Ästuaren, abgelagerte limnisch bis brackische Tone, Silte und Sande mit Einschaltungen von Kohleflözen, die ehemals im Raum Statzendorf und Thallern untertage abgebaut wurden. Im Zuge des fortschreitenden Meeresspiegelanstieges im oberen Oligozän wurden über den „Pielacher Tegeln“ die küstennahen Meeresablagerungen der „Melker Sande“ (in Oberösterreich „Linzer Sande“ genannt) abgelagert, gefolgt von den bereits aus dem tieferen Meeresbereich stammenden Tonen bis Silten des „Älteren Schliers“

Erstmals finden wir durch fossile Pollen und Sporen in das Oligozän zu datierende Sedimente auf der südöstlichen Böhmisches Masse. Es handelt sich um schlecht sortierte Sande und Schotter mit Toneinschaltungen, die als St. Marein-Freischling-Formation bezeichnet werden und die wir in diesem Raum sedimentologisch weitreichend korrelieren können (STEININGER & ROETZEL 1991). Wir kennen die Ablagerungen aus zahlreichen Erosionsresten aus dem Raum Gmünd, Kirchberg am Walde, Großglobnitz, Großpoppen und Neupölla und aus dem gesamten West/Ost- und Nord/Süd-Ast des Horner Beckens. Hier sind besonders im Süden, im Raume Freischling — Maiersch, tonig-siltige Pakete mit Kohleflözchen entwickelt, die die biostratigraphischen Pollen- und Sporen-Daten geliefert haben (Abb. 2). Aus den übrigen, oft grobsandigen Bereichen sind an Fossilien vorwiegend im West/Ost gerichteten Ast des Horner Beckens verkieselte Holzreste (Eiche, Esche, Ulme) und wenige Blattabdrücke (Mammutbaum = „Sequoia“, Sumpfyzypresse, Pappel, Platane, Ahorn) bekannt geworden (STEININGER & ROETZEL 1991, CICHOCKI et al.



Abb. 2: Tongrube Fa. Frings bei Maiersch im Horner Becken, NÖ

Kaolinitone, Kohleflözchen und Grobsande der St. Marcin-Freischling-Formation (Oberoligozän/Untermiozän: Egerium)
(Photo: F. F. Steininger).

**Abb. 3: Gemeindegrobsandgrube bei Oberholz,
Straßertal, NÖ**

Schräggeschichtete, fluviatile, bunte Grobsande und Tone der St. Marcin-Freischling-Formation (Oberoligozän/Untermiozän: Egerium), überlagert von marinen Sanden der Fels-Formation (Untermiozän: Eggenburgium) und geröllführenden Sanden der Hollenburg-Karlstetten-Formation (Mittelmiozän: Badenium)
(Photo: F. Stürmer).



1991). Diese fluviatilen-lakustrinen Sedimente lassen sich über das Stoßfeld und Hochfeld südlich von Maiersch bzw. Freischling nach Fernitz und am Tettenhengst bzw. bis Plank und nordnordwestlich Altenhof (Goldberg) im Kamptal verfolgen. Von hier dann weiter, oberhalb von Schönberg und bei Diendorf und Oberholz (Abb. 3), am Heiligenstein, sowie an der Straße nach Mollands.

Aufgrund der sedimentologischen Übereinstimmung und ihrer Überlagerung durch die Meeresablagerungen des Eggenburgiums (siehe unten) bedecken wahrscheinlich gleichaltrige Sedimente auch den Raum südwestlich von Sigmundsherberg und ziehen von hier in einer breiten Rinne nach Südosten gegen Klein Meiseldorf.

Diese aufgrund ihres Fossilgehaltes eindeutigen Süßwassersedimente, die durch ihre Kornzusammensetzung und ihre Ablagerungsstrukturen als Flußsedimente klassifiziert werden können (vgl. Abb. 2), stellen das Entwässerungssystem eines träge fließenden, weit ausufernden und mäandrierenden Flusses dar. Dieser entwässerte das Wittingauer Becken in Südböhmen gegen Osten über das Waldviertel und durch das Horner Becken über Freischling — Plank, Schönberg — Oberholz und Mollands — Langenlois gegen Krems, wo er in das oligozäne Meer mündete. Ein solches Flußsystem wurde bereits von SCHAFFER (1914) und WALDMANN (1951) postuliert.

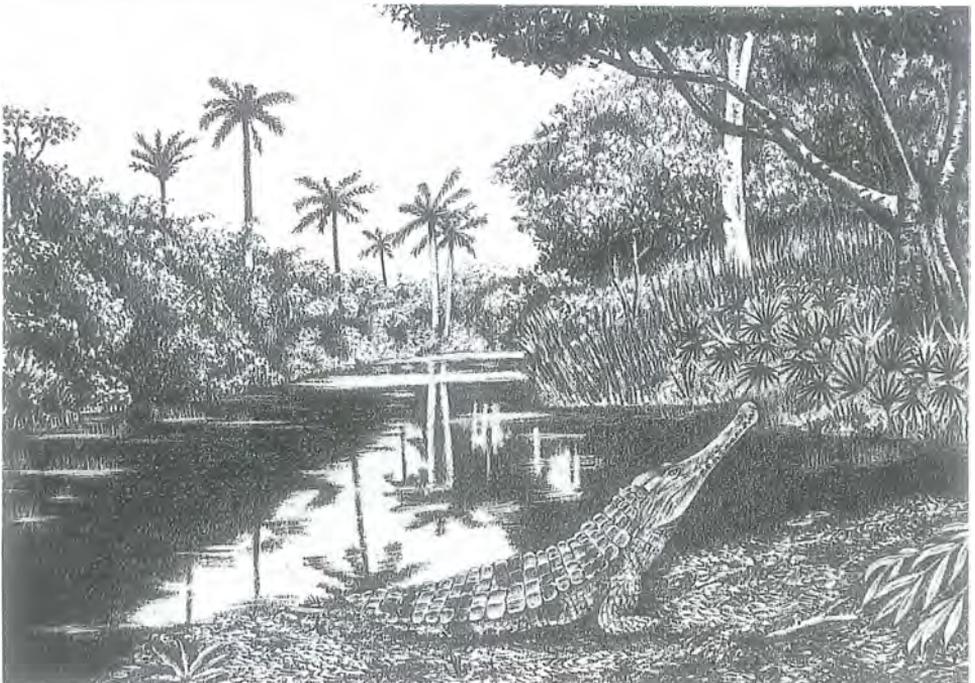


Abb. 4: Rekonstruktion der miozänen Flußlandschaft mit gavialartigem Krokodil. Nach E. THENIUS 1983.