



Exkursion A1

**Sedimentologie und Beckendynamik
des Wiener Beckens**

Exkursionsführer SEDIMENT'96
11. Sedimentologentreffen, Wien, 1996

Werner E. PILLER, Kurt DECKER & Margit HAAS

41 S., 25 Abb.

Wien, Mai 1996

SEDIMENTOLOGIE UND BECKENDYNAMIK DES WIENER BECKENS

Werner E. PILLER¹⁾, Kurt DECKER²⁾ und Margit HAAS³⁾

¹⁾ Institut für Paläontologie, ²⁾ Institut für Geologie, ³⁾ Institut für Petrologie
Universität Wien, Geozentrum, Althanstr. 14, A-1090 Wien

Einleitung

Das Wiener Becken, zwischen den Ostalpen, den Westkarpaten und dem westlichen Pannonischen Becken gelegen (Abb. 3, 4), ist eines der weltweit am besten dokumentierten großen pull-apart Becken (ROYDEN, 1985; WESSELY, 1988). Die wirtschaftliche Bedeutung des Beckens (siehe unten) und die seit mehr als 60 Jahren andauernde Exploration von Kohlenwasserstoffen hat die stratigraphische, sedimentologische und tektonische Erforschung wesentlich beschleunigt. Dadurch sind Beckengeometrie, Stratigraphie, Fazies und die tektonische Architektur des Beckens gut bekannt (z.B., SEIFERT 1992; BRIX & SCHULZ, 1993). Die Daten beinhalten (zum Teil klassische) stratigraphische und sedimentologische Arbeiten (REUSS, 1847; etc.), tektonische Karten des Beckenuntergrundes und der Basementtiefe (WESSELY et al., 1993), Profile von mehr als tausend Tiefbohrungen und ein dichtes Netz seismischer Schnitte der OMV-AG (WESSELY, 1984, 1988; TOMEK & THON, 1988; SAUER et al., 1992; TOMEK & HALL, 1993). Die Interpretation des Beckens als pull-apart-Struktur wurde zuerst in der Arbeit von ROYDEN (1985) formuliert. Grundlagen dieser Interpretation sind die rhombische Form des Beckens, die Architektur der Störungszonen mit linkstretenden, en-echelon-angeordneten Linksseitenverschiebungen, und die Lage des Beckens an einer großen sinistralen Transferstörung zwischen den Ostalpen und den Westkarpaten. ROYDEN (1985) interpretierte diese Störungen als Grenzblätter, die die unter- und mittelmiozänen Überschiebungen der Westkarpaten mit den bereits blockierten Überschiebungen in den Ostalpen verbinden.

In der folgenden Einleitung werden neue Aspekte der stratigraphischen, faziellen und tektonischen Entwicklung des Wiener Beckens hervorgehoben. Modifizierungen der tektonischen Interpretation von ROYDEN werden durch neue strukturgeologische Daten und durch Ergebnisse der Beckenmodellierung notwendig (DECKER et al., 1994; FODOR, 1995; PERESSON & DECKER, 1996; DECKER & LANKREIJER, in Vorbereitung). Demnach entwickelt sich das Wiener Becken durch drei Hauptphasen: eine frühe piggy-back Phase, die eigentliche pull-apart Phase, und durch eine abschließende Periode der Beckeninversion und der regionalen Hebung (Abb. 4).

Das Wiener Becken war in den letzten Jahren mehrmals Ziel von Exkursionen im Rahmen verschiedener erdwissenschaftlicher Tagungen, was zum Entstehen diverser Exkursionsführer führte (z. B. PILLER & KLEEMANN, 1991; PILLER & VAVRA, 1991; SAUER et al., 1992; PILLER, 1993). Die vorliegenden Ausführungen duplizieren naturgemäß einen Teil dieser Darstellungen, insbesondere jene eher allgemeiner Natur. Diese hohe Exkursionsfrequenz zeigt aber auch das große geologische Interesse am Wiener Becken, das sich, wie bei anderen große Tertiärbecken Europas (z. B. Pariser, Londoner, Mainzer Becken), bereits in frühen Arbeiten widerspiegelte (z. B. STÜTZ, 1807; PREVOST, 1820; SUESS, 1885). Das breitgestreute Spektrum von Themen, die im Wiener Becken vorgeführt werden können, reicht von der Paläontologie zur Tektonik, von der Sedimentologie zur Stratigraphie und, hinsichtlich der Nutzung natürlicher Rohstoffe, vom Thermalwasser bis zum Erdöl.

1. Die geographische Lage des Wiener Beckens

Das südwest-nordost-streichende, rhombenförmige Wiener Becken ist ca. 200 km lang und bis zu 60 km breit. Als südlichster Punkt kann der Ort Gloggnitz in Niederösterreich angesehen werden, im Nordosten reicht es bis Napajedl in Tschechien. Der Westrand des südlichen Beckens wird durch die alpinen Einheiten der Grauwackenzone, der diversen Decken der Nördlichen Kalkalpen und der Flyschzone gebildet. Nördlich der Donau fungiert vor allem die Waschbergzone als westliche Begrenzung. Den Ostrand markieren (von S nach N) das Rosaliengebirge, das Leithagebirge, die Hainburger Berge und die Kleinen Karpaten. Die vier Hügelketten werden von ostalpinem Kristallin, zum Teil mit auflagernden mesozoischen Sedimenten, gebildet. Im Bereich der Wiener Neustädter Pforte ist das Wiener Becken mit der Eisenstädter Bucht, über die Hainburger Pforte mit der Ungarischen Tiefebene verbunden. Die Eisenstädter Bucht mit ihrer direkten Verbindung zum Wiener Becken zeigt eine, dem Wiener Becken sehr ähnliche Entwicklung und wird deshalb als Teilbecken des letzteren betrachtet. Sie hat etwa dreieckige Form, wird im Norden durch das Leithagebirge, im Osten durch den Ruster Höhenzug, im Westen durch das Rosaliengebirge und im Süden durch den Brennbegrenzt. Ihre maximale Ausdehnung beträgt etwa 20 x 20 km.

Östlich des Ruster Höhenzuges breitet sich die Kleine Ungarische Tiefebene aus, die so wie das Wiener Becken und die Eisenstädter Bucht, aber auch das Steirische Becken, Teil des Pannonischen Beckensystems ist (vgl. ROYDEN & HORVATH, 1988). Die Entwicklung dieser Teilbecken des Pannonischen Beckensystems ist mit der des Wiener Beckens jedoch nicht vergleichbar.

2. Stratigraphie und Faziesentwicklung

Das Wiener Becken repräsentiert einen Teil der Paratethys, die sich gemeinsam mit dem Mediterran aus der Tethys entwickelt hat (RÖGL & STEININGER, 1983). Der Beginn des Sedimentationszyklus im Wiener Becken wird in das Karpatium gelegt, ältere basale Sedimente (Eggenburgium/Ottangium) im nördlichen Teil des Wiener Beckens werden einem piggy-back oder Vorlandbecken („Molassezyklus“) zugeordnet (STEININGER et al., 1986, p. 295). Durch die vom Mittelmeer isolierte Position hat die Paratethys eine unabhängige Entwicklung durchlaufen, die auch in der Etablierung einer eigenständigen biostratigraphischen Stufengliederung ihren Niederschlag gefunden hat (Abb. 1, 2) (RÖGL & STEININGER, 1983; SENES & STEININGER, 1985; STEININGER et al., 1988; BALDI, 1989; STEININGER et al., 1990).

Die Störungsgeometrie innerhalb des Beckens und die sigmoidale Form der Störungen (Abb. 4) sind die deutlichsten Belege der Entstehung als pull-apart Becken an einer nordost-streichenden sinistralen Störung (ROYDEN, 1988; WESSELY, 1988). Der Beginn der pull-apart Bildung ist in das Karpatium zu datieren (STEININGER et al., 1986; SEIFERT, 1992). Die Sedimentation ist zunächst auf den Beckenteil nördlich der Donau beschränkt. Der Spannberger Rücken als morphologische Hochzone (Abb. 2) trennt die beiden Beckenteile und die Sedimentation greift erst im Badenium auf den südlichen Teil über, womit die endgültige Form des Beckens erreicht wird. Die unterschiedlichen Störungen erzeugen ein komplexes System aus Horsten und Gräben, die eine starke Strukturierung des Beckens bewirken. Besonders auffällig ist dies an seinem Westrand, wo randliche Hochschollen entlang von Hauptbruchlinien von den ostwärts gelegenen Tiefschollen getrennt werden. Im nördlichen Wiener Becken wird die Mistelbacher Hochscholle durch den Steinbergbruch von der östlichen Tiefscholle getrennt, im südlichen Becken wird im Stadtbereich von Wien die Mödlinger Hochscholle entlang des Leopoldsdorfer Bruches von der östlichen Tiefscholle getrennt. Die ausgeprägte synsedimentäre

Tektonik bewirkt im Zusammenspiel mit dem schnellen Wechsel von Trans- und Regressionsfolgen (RÖGL & STEININGER, 1983) eine komplexe fazielle Differenzierung innerhalb des Beckens. Die faziellen Ausbildungen sind dabei im wesentlichen von der Position zum Festland und von der Lage auf den jeweiligen tektonischen Schollen abhängig.

| M.A. | EPOCH | AGE | CENTRAL PARATETHYS STAGES | EASTERN PARATETHYS STAGES | BIOZONES Berggren et al., 1995 | | |
|------------|-----------------------------|------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---|-----------------------------|--------|
| | | | | | Planktonic Foraminifera | Calcareous Nannoplankton | |
| 5 | PLIO- CENE | ZANCLEAN | DACIAN | KIMMERIAN | PL1 | NN13 | |
| | | MESSINIAN | PONTIAN | PONTIAN | M14 | NN12 | |
| | Late MIOCENE 5.3 11.6 | TORTONIAN | PANNONIAN | MAEOTIAN | M13 | b | NN11 |
| | | | | | | a | NN10 |
| | | SERRAVALLIAN | SARMATIAN | SAR- MATIAN | Khersonian Bess- arabian Volhynian | M12 | NN9a/b |
| | | | | | | M11- M8 | NN7 |
| | 15 | Middle MIOCENE 16.4 | LANGHIAN | BADENIAN | TARKHANIAN | M6 | NN5 |
| | | | | | | | |
| | | Early MIOCENE 23.8 | BURDIGALIAN | KARPATIAN | KOTSAKHURIAN | M4 | NN3 |
| | OTTNANGIAN | | | SAKARAUlian | M3 | | |
| AQUITANIAN | EGGENBURGIAN | | CAUCASIAN | | M2 | M1 | b |
| | EGERIAN | a | | NN1 | | | |

Abb. 1: Chronostratigraphie und marine Biochronologie des Miozäns (nach RÖGL et al., in Vorb.)

Die Sedimentation der pull-apart Beckenphase beginnt im Karpatium und Unterbadanium mit hauptsächlich klastischen Sedimenten, die häufig fluviatile Fazies zeigen. Stellenweise sind auch Lignitbildungen bekannt (STEININGER et al., 1989). Eine vollmarine Entwicklung im gesamten Becken stellt sich erst in der Lageniden Zone des Unterbadanium ein. Innerhalb des Badenium wird gleichzeitig auch der Höhepunkt der faziellen Differenzierung erreicht und neben der Vielfalt klastischer Bildungen werden auch Karbonatsedimente abgelagert. Mit dem Sarmatium beginnt bereits wieder eine Reduktion in der Salinität, die schließlich zum Aussüßen im Pannonium und zur nachfolgender Verlandung im Pontium führt (Abb. 2). Durch die extreme Nähe des Beckens zum Liefergebiet der klastischen Sedimente kommt es trotz der starken tektonischen Absenkung des Beckenbodens zu dessen relativ rascher Auffüllung und zu einer zeitlichen Limitierung dieses Beckenzyklus auf das Mittelmiozän.

| M.A. | | STUFEN DER ZENTRALEN PARATETHYS | WIENER BECKEN NORDTEIL | WIENER BECKEN ZENTRALTEIL | WIENER BECKEN SÜDTEIL |
|------|--------------------------|---------------------------------|---|--|---|
| 5 | PLIO-ZÄN | DACIUM | | (Hebung und Erosion) | |
| | | PONTIUM | | (Inversion) | |
| 10 | Oberes MIOZÄN 11.6 | PANNONIUM | | Pannonium A - H | (limnisch) (brackisch) |
| | | SARMATIUM | | <i>Nonion granosum</i> - Zone <i>Elphidium hauerthum</i> - Zone <i>Elphidium reginum</i> - Zone | (brackisch) |
| 15 | Mittleres MIOZÄN 16.4 | BADENIUM | Obere Lagenidenzone Untere Lagenidenzone | <i>Rotalia</i> - (Verarmungs) - Zone <i>Bullimina-Bolvina</i> - Zone <i>Spiroplectamina</i> - Zone | (verringerte Salinität) (marin) |
| | | KARPATIUM | Laaer Schichten (marin) | Aderklaaer S. ⁽¹⁾ | Gänserndorfer S. ⁽²⁾ |
| 20 | Unteres MIOZÄN | OTTNANGIUM | Luschitzer Schichten (marin) | Bockfließler S. | |
| | | EGGENBURGIUM | (verringerte Salinität) (marin) | | (1) (limnisch, fluviatil) (2) (terrestrisch, limnisch) |
| | | EGERIUM | (marin) | | |
| 23.8 | | | | | |

Abb. 2: Faziesentwicklung und Stratigraphie im Wiener Becken, mit schematisierter Darstellung des Spannberger Rückens im Zentralteil (nach WESSELY, 1988, verändert).

Karpatium

Die Entwicklung des pull-apart Beckens beginnt im Karpatium mit der Ablagerung klastischer Sedimente (SAUER et al., 1992). Im südlichen Wiener Becken entwickelt sich ein fluviatil-deltaisches System, das sich mit einem limnisch-deltaischen Bereich im mittleren Abschnitt des Beckens (Aderklaa Formation) und mit marinen Abfolgen im nördlichen Beckenteil verzahnt. Das nordöstliche Becken wird von zwei, nach Norden schüttenden Deltas aufgefüllt. Der Übergang vom unteren zum mittleren Miozän wird schließlich durch eine markante Regression und durch die Ablagerungen fluviatiler Serien (Aderklaaer Konglomerat) markiert.

Badenium

Während dieser Stufe erreicht die marine Faziesentwicklung innerhalb des Beckens ihren Höhepunkt.

Die **Randfazies** kann in siliziklastische und Karbonatsedimente gegliedert werden, die beide ihrerseits eine reiche Faziesdifferenzierung erkennen lassen.

Unter den klastischen Bildungen sind vor allem das Badener bzw. Vöslauer Konglomerat zu nennen, das in küstennahen Bereichen durch fluviatilen Antransport abgelagert wird. Seine Zusammensetzung spiegelt durch das Vorhandensein von hauptsächlich kalkalpinen Komponenten und auch Flyschgesteinen das nahe gelegene Hinterland wider. Ein gutes Beispiel dieser Konglomerate ist am Austritt des Helenentals aus den Kalkalpen (westlich von Baden), zu beobachten (vgl. Stop 1). Neben diesen Grobklastika wurden

auch feiner klastische Sedimente abgelagert, von denen die Gainfarner Sande durch ihre reiche Fossilführung und deren exzellente Erhaltung die bekanntesten sind.

Neben diesen klastischen Sedimenten kommt vor allem der karbonatischen Fazies im Badenium besondere Bedeutung zu. Sie ist bereits seit der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts als Leithakalk bekannt (KEFERSTEIN, 1828) und auch über das Wiener Becken hinaus als Corallinaceenkalk geläufig. Aufgrund der Häufigkeit der corallinen Rotalgen wurde und wird der Leithakalk immer noch - anachronistisch - als Nulliporen- oder Lithothamnienkalk bezeichnet. Historisch besonders bemerkenswert ist die Tatsache, daß REUSS 1847 die erste fossile coralline Rotalge - *Nullipora ramosissima* - aus dem Leithakalk beschrieben hat (PILLER, 1994). Durch PAPP & STEININGER [in:] PAPP et al. (1978, S. 194 ff.) wurde der Inhalt des Begriffes Leithakalk neu definiert, wobei auch der starken faziellen Differenzierung dieses Schichtgliedes Rechnung getragen und ein Faziesstratotyp ausgewählt wurde (Stop 3 und 4). Eine mikrofazielle Gliederung der verschiedenen Karbonatsedimente wurde von DULLO (1983) vorgenommen, der 10 Mikrofaziestypen unterscheiden konnte.

Der Leithakalk ist am Westrand des Wiener Beckens vor allem dort anzutreffen wo der terrigene Eintrag relativ gering war, wie zum Beispiel im Bereich von Wöllersdorf. Seine Hauptverbreitung liegt am Leithagebirge, das während des Badenium durch seine Insel-lage nur geringer terrigener Sedimentation ausgesetzt war, sowie am ebenfalls isolierten Ruster Höhenzug. Auch die Fortsetzung des Leithagebirges nach Nordosten mit den Hainburger Bergen und den Kleinen Karpaten wird durch eine Bedeckung der kristallinen und mesozoischen Gesteine durch Leithakalk gekennzeichnet.

Die Faziesbereiche des Leithakalkes beinhalten Korallenkalke, die hauptsächlich von verschiedenen Arten von *Porites*, sowie *Tarbellastrea*, *Caulastrea*, *Acanthastrea* und *Stylocora* aufgebaut werden (vgl. PILLER & KLEEMANN, 1991). Die Corallinaceen-dominierten Bereiche, die tatsächlich am weitesten verbreitet sind, können grob in Kalke, die hauptsächlich aus Rhodolithen unterschiedlicher Wuchsform wie taxonomischer Zusammensetzung aufgebaut werden und solche die überwiegend aus Bruchstücken von Ästchen (Maërl-Typ) gebildet werden, unterschieden werden. Daneben können auch Foraminiferen und Bryozoen dominieren. Sie weisen teilweise unterschiedlich hohen terrigenen Anteil auf. Das bereits oben erwähnte Badener (Vöslauer) Konglomerat repräsentiert einen terrigen-karbonatischen Übergangstyp, da die Konglomeratkomponenten häufig einen Überzug von Corallinaceenkrusten zeigen und somit autochthone Karbonatbildung widerspiegeln.

Die **Beckenfazies** wird durch siltig-sandige Mergel- bis Tonsedimente charakterisiert, die als Badener Tegel bezeichnet werden. In diese Mergel sind häufig sandige Lagen zwischengeschaltet, die aus Randbereichen antransportiertes Material repräsentieren. Die Mergel wie die sandigen Zwischenlagen sind sehr fossilreich, sowohl in Hinblick auf Mikro- (Foraminiferen, Ostracoden, Otolithen) als auch Makrofauna (Mollusken, Fischzähne) (PAPP et al., 1978). Beide sind durch ausgezeichnete Erhaltung gekennzeichnet. Die Dokumentation der verschiedenen Faunenelemente begann bereits in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts (d'ORBIGNY, 1846; REUSS, 1849; KARRER, 1861; HÖRNES, 1856, 1870; HÖRNES & AUINGER, 1879). Angaben über die Ablagerungstiefe der Badener Tegel schwanken zwischen 50 - 100 m (PAPP & STEININGER [in:] PAPP et al., 1978, S. 140) bzw. 100 - 200 m (TOLLMANN, 1985, S. 500). Trotz der rapiden Absenkung des Wiener Beckens während des Badenium sind diese relativ geringen Wassertiefen durch die enorme Sedimentationsrate von ca. 1500 m in den zentralen Beckenbereichen leicht zu erklären (WESSELY, 1988, S. 342).

Die generelle stratigraphische Gliederung des Badenium (PAPP et al., 1978; Abb. 2) wird im wesentlichen durch unterschiedliche Assoziationen von Foraminiferen in 4 Assemblage Zonen vorgenommen: Das Untere Badenium wird in die Untere und Obere Lagendone unterteilt, dem Mittleren Badenium entspricht die *Spiroplectammina* Zone und das Obere Badenium wird in die *Bulimina-Bolivina* Zone und die *Rotalia* Zone gegliedert.

Diese Zonenabfolge spiegelt eine Ökostratigraphie wider, die in den zentralen Beckenbereichen gut, in den Randbereichen hingegen weniger gut anwendbar ist. Neben diesen Assoziationen sind vor allem auch planktonische Foraminiferen und verschiedene benthonische Foraminiferengruppen (z.B. Uvigerinidae, Bolivinidae) sowie auch kalkiges Nannoplankton stratigraphisch wertvoll (STEININGER 1977; PAPP, CÍCHA & CTYROCKA, 1978; PAPP et al., 1978; PAPP & SCHMID, 1978; PAPP, 1978; FUCHS & STRADNER, 1977).

Sarmatium

Die im obersten Badenium einsetzende und im Sarmatium auf 30 - 17 ‰ fortschreitende Salinitätsreduktion weist auf die Abschnürung der Zentralen Paratethys von den Weltmeeren hin. Das Sarmatmeer reicht mit seinen westlichen Ausläufern bis in die Gegend von Langenlois in Niederösterreich. Das sedimentologische Spektrum reicht von küstennahen Schottern und Sanden über Kalksandsteine („Atzgersdorfer Stein“) bis zu Tegeln der Beckenfazies und ähnelt grundsätzlich den lithologischen Typen des Badenium. Dazu kommen noch sogenannte „detritäre Leithakalke“, die größtenteils Aufarbeitungen des badenischen Leithakalkes darstellen, teilweise aber auch autochthone Bildungen inkludieren mögen. Die Gesamtmächtigkeit der sarmatischen Sedimente erreicht im Beckeninneren deutlich mehr als 1.000 m.

Der brachyhaline Charakter des Sarmatmeeres bedingt eine artenarme, jedoch individuenreiche Fauna. Stenohaline Organismen fehlen weitgehend, andere Gruppen (Foraminiferen, Bryozoen, Mollusken, etc.) sind nur durch wenige Gattungen vertreten, die zum Teil massenhaft vorkommen (z. B. *Pirenella*, *Cerastoderma*). Die besonders häufigen „Cerithien“ (= *Pirenella*) führten zur Bezeichnung „Cerithien-Schichten“. Im Gegensatz zur diversen Algenflora im Badenium werden von KAMPTNER (1942) nur noch zwei Corallinaceen-Arten aus der Randfazies des Sarmatium angegeben, wo sie zusammen mit der sessilen Foraminifere *Sinzowella caespitosa* (STEINMANN) kleine Biostrome bilden. Daneben sind geringmächtige Serpuliden-Biostrome und Oolithe entwickelt. Sowohl Makro- als auch Mikrofauna-Assoziationen gestatten eine ökostratigraphische Gliederung des Sarmatium in 5 Zonen (siehe Kasten) (vgl. TOLLMANN, 1985):

Verarmungszone (= oberstes Sarmatium)
Maetra-Schichten (= Mittlere *Nonion granosum* Zone)
 Obere Ervilienschichten (= Untere *Nonion granosum* Zone)
 Untere Ervilienschichten (= *Elphidium hauerinum* Zone)
 Mohrensternienschichten (= „Rissoenschichten“) (= *Elphidium reginum* Zone)

Pannonium

Mit dem Übergang zum Pannonium folgt nach einer kurzen Regressionsphase ein erneutes Ansteigen des Wasserspiegels, allerdings auch eine weitere Salinitätsreduktion auf 15 - 5 ‰. Im jüngsten Abschnitt (Pannonium F-H) sind bereits limnisch-fluviatile Faunen kennzeichnend. Darauf folgt die Verlandung und Erosion des Beckens. Die Ablagerungen des Pannonium - durch massenhafte Bivalvenvorkommen auch als „Congerienschichten“ bezeichnet - können im Beckeninneren eine Mächtigkeit von über 1.500 Metern erreichen; sie umfassen vorwiegend Tegel, im Randbereich des Beckens auch Sande und Schotter. Im Pontium (?) kam es vor allem im südlichen Wiener Becken zur Bildung ausgedehnter Lignitflöze (z.B. Zillingdorf), die bereits auf umfangreiche Verlandungserscheinungen hinweisen.

Die stratigraphische Gliederung basiert im wesentlichen auf Entwicklungsreihen der Mollusken *Congeria*, *Melanopsis* und *Cardium* (*Limnocardium*) (PAPP, 1949, 1951, 1953). Wichtig sind auch Reste von Landsäugetieren, die vor allem aus den Schottern

und Sanden des Mistelbacher Schotterkegels bekannt geworden sind, der weite Teile des Weinviertels bedeckt und die Fortsetzung des Hollabrunner Schotterkegels darstellt. Diese Ablagerungen entstammen einem Donauvorläufer, der in der Gegend von Mistelbach in den pannonischen See mündete. Erwähnenswert ist ferner noch das „Rohrbacher Konglomerat“ am SW-Rand des Beckens (W Neunkirchen), das neben Blattfloren vor allem Säugetierfährten (THENIUS, 1967) enthält.

Den Abschluß der Sedimentation bilden im Beckeninnern die Blaue und Bunte Serie (Zone F - H), randlich sind es Schotter und Sande, stellenweise auch Süßwassermergel und -kalke (z. B. Eichkogel bei Mödling).

3. Die tektonische Entwicklung des Wiener Beckens

Der tektonische Rahmen

Die Neogenbecken am Ostrand der Alpen liegen auf den „thin-skinned“ überschobenen Deckeneinheiten des alpin-karpatischen Falten- und Überschiebungsgürtels. Im Wiener Becken überlagern klastische und untergeordnet karbonatische Sedimente die silesischen und penninischen Flyschdecken, die mesozoisch-paläozischen austroalpinen Sedimentdecken (Kalkalpen und Grauwackeneinheit), und austroalpine kristalline Grundgebirgseinheiten (WESSELY et al., 1993). Diese Einheiten wurden zwischen dem mittleren Eozän (ca. 47 Ma) und dem unteren Miozän (17 Ma) auf das europäische Vorland überschoben. Das Ende der Überschiebungstektonik östlich und westlich des böhmischen Spornes ist durch das Alter der jüngsten überschobenen Molassesedimente mit Karpatium (17 Ma) datiert (BRIX et al., 1977; WAGNER et al., 1986; POPRAVA & NEMCOC, 1988-1989).

Der stratigraphische Umfang der Serien des Wiener Beckens (Abb. 2) reicht vom Eggenburgium (ca. 20 Ma) bis in das obere Pannonium (>8 Ma). Die frühe Sedimentation im Wiener Becken zwischen Eggenburgium und dem unteren Karpatium (20 bis 17 Ma) überlagert sich daher mit der jüngsten Überschiebungstektonik, die sowohl in den Ostalpen wie auch in den Westkarpaten im Karpatium (ca. 17 Ma) endet. Das untermiozäne, flache piggy-back Becken bedeckt nur den nördlichen Teil des heutigen Wiener Beckens. Die syndesimentäre Tektonik des Beckens ist durch die Form des europäischen Vorlandes und durch den „corner effect“ des Böhmischen Spornes sehr komplex (ROYDEN, 1985; FODOR, 1995). Das Blockieren der Überschiebungen westlich des Spornes und die Vorlandbucht östlich davon bewirken eine Aufteilung der Deformation in Überschiebungen und Linksseitenverschiebungen (DECKER & LANCREIJER, in Vorber.).

Nach dem Karpatium (17 Ma) wird die weitere, post-kollisionäre Verkürzung in den Ostalpen nicht mehr durch Überschiebungen, sondern durch das seitliche Ausweichen der zentralen Ostalpen in den pannonischen Raum kompensiert (Abb. 3). Während dieser lateralen Extrusion (ROYDEN et al., 1983; ROYDEN, 1988; RATSCHBACHER et al., 1991) werden keilförmige Fluchtschollen der zentralen Ostalpen zwischen (E)NE-streichenden sinistralen Scherzonen (Salzach-Ennstal-Störung, Mur-Mürz-Störung, Wiener Becken-Störungssystem) und (E)SE-streichenden dextralen Störungen nach Osten bewegt (Abb. 3). Untermiozäne und jüngere Linksseitenbewegungen an der Salzach-Ennstal-Störung und der Mur-Mürz-Störung werden von deformierten Sedimentbecken karpatischen Alters belegt, die an diese Störungen gebunden sind (STEININGER et al., 1989). Das Wiener Becken entwickelt sich in dieser Zeit in ein pull-apart Becken und erhält seine derzeitige Rhombusform (Abb. 4; SEIFERT & WESSELY, 1992). Zwischen Karpatium und Pannonium (ca. 17 bis 8 Ma) erreicht die Subsidenz im Zentrum des Beckens bis zu 5,5 km (WESSELY et al., 1993). Das System von Linksseitenverschiebungen, an das das Becken gebunden ist, erstreckt sich von den zentralen Ostalpen

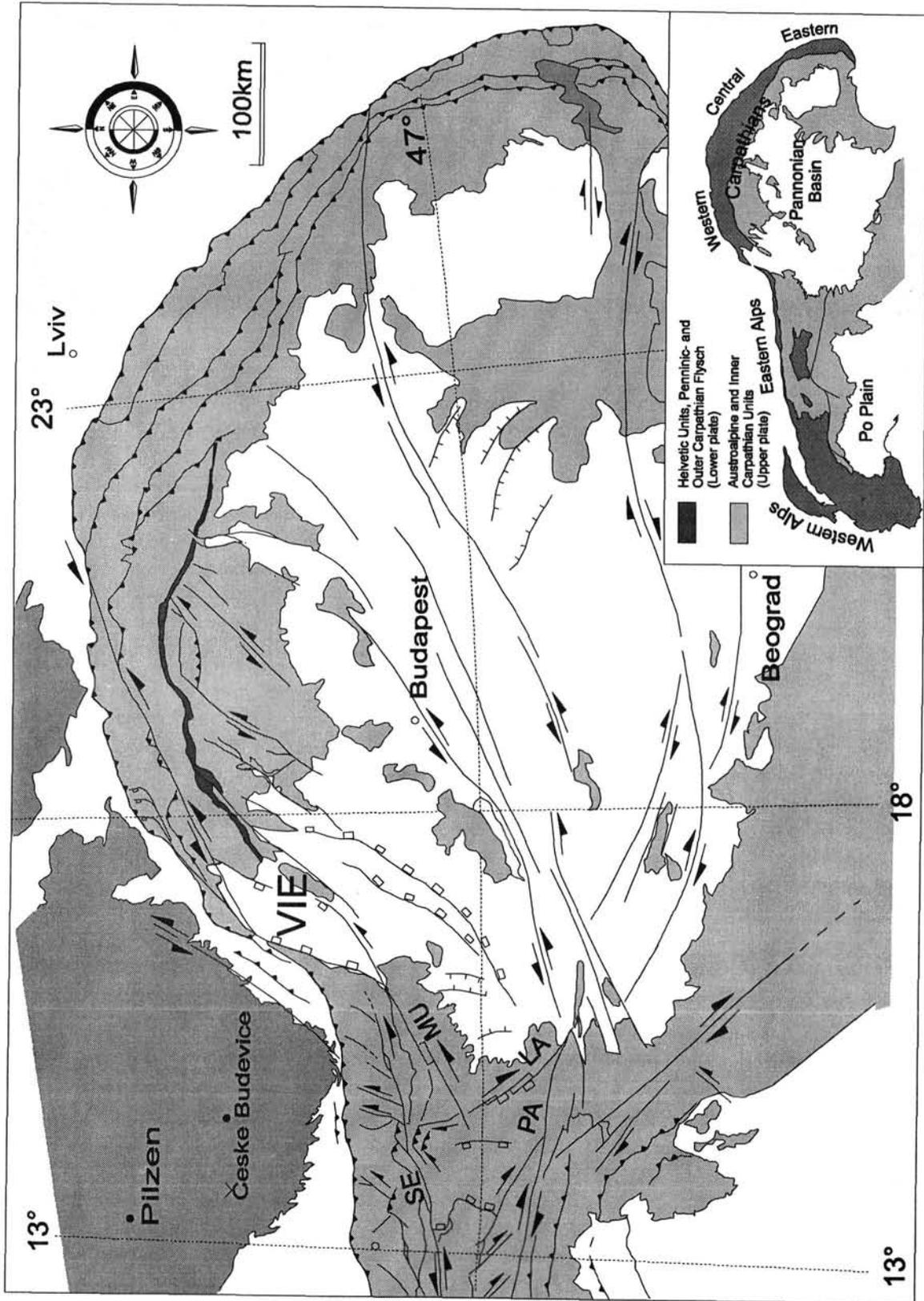


Abb. 3: Die neogene Tektonik an der Verbindung von Alpen, Karpaten und pannonischem Becken. Störungen und Schersinnpfeile illustrieren die Kinematik während der mittelmiozänen lateralen Extrusion der zentralen Ostalpen in den karpatisch-pannonischen Raum. Das Wiener Becken liegt an einer linkstretenden sinistralen Scherzone, die vom Salzachtal-Ennstal- (SE) und Mur-Mürz-Störungssystem (MU) in den Ostalpen in die Westkarpaten verfolgbar ist. Im Süden werden die extrudierenden Fluchtschollen von der dextralen Periadriatischen Störung (PA) und dem Lavanttal-Störungssystem (LA) begrenzt.

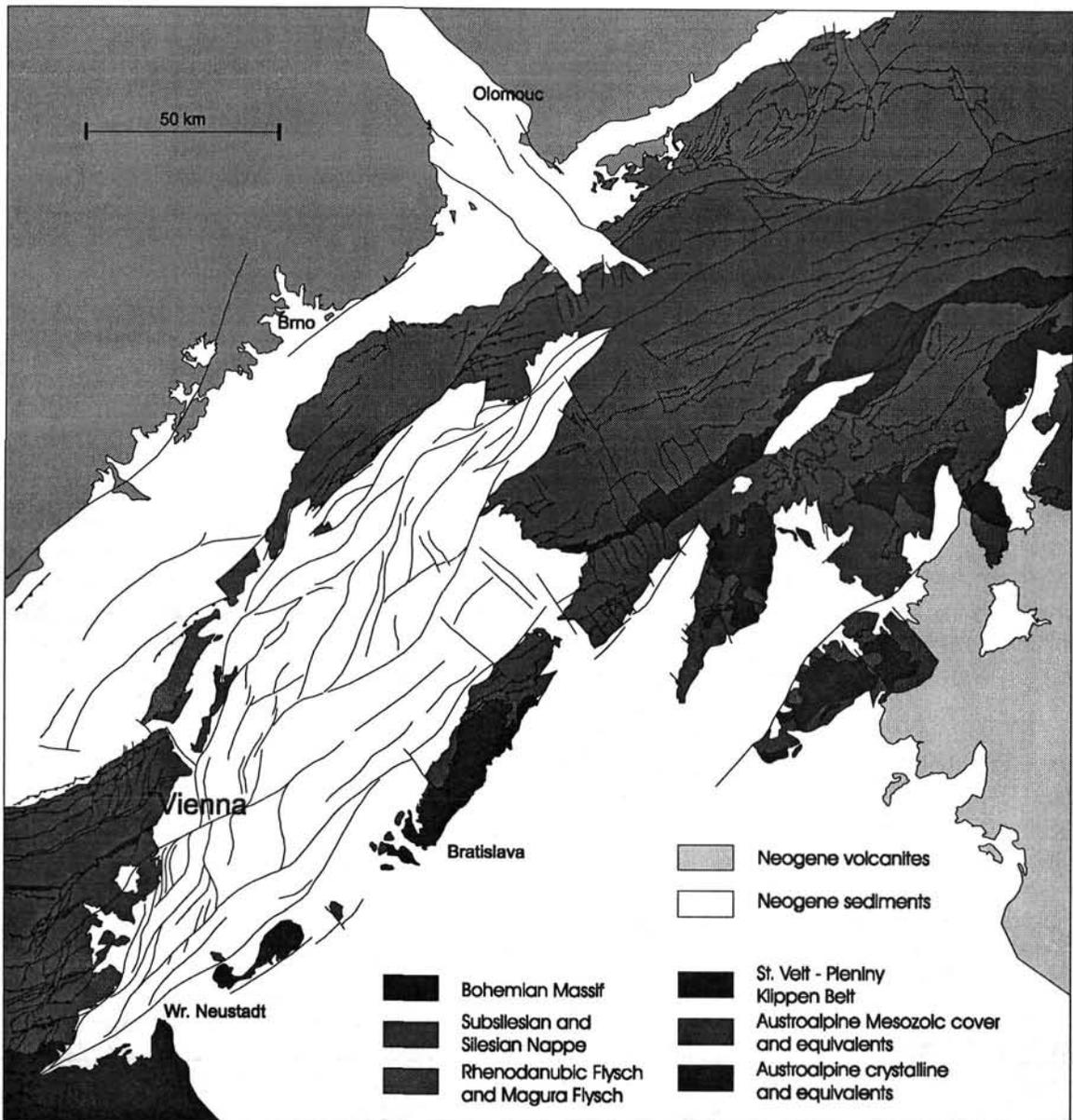


Abb. 4: Tektonische Karte des Wiener Beckens und der angrenzenden Gebiete (DECKER & LANKREIJER, in Vorb.). Die Störungsmuster in dem rhombusförmigen Becken werden von links-tretenden, en-echelon-angeordneten sinistralen Blattverschiebungen und verbindenden Abschiebungen dominiert. NE- und NNE-streichende Störungen definieren rhombenförmige divergente Blattverschiebungsduplexe unterschiedlichen Maßstabes. Interpretiert von den geologischen Karten von FUCHS & GRILL (1984), den geologischen Karten 1:200.000 der ehemaligen Tschechoslowakei, und der Untergrundkarte des Wiener Beckens von KRÖLL & WESSELY (1993).

(Mur-Mürz-Störung) in die Flyscheinheiten der Westkarpaten (Abb. 3, 4). Die Schratzenburg-Bulhary-Blattverschiebung durchschneidet NE des Beckens die subsilesische und die silesische Decke der Westkarpaten (ROTH, 1980). Diese Linksseitenverschiebung endet in einem extensional imbricate fan (Abb. 4). Die zweite Hauptstörung NE des Beckens durchschneidet die Magura-Flyschdecke und bildet weiter nordöstlich die Grenze zwischen der Maguradecke und der silesischen Decke. Diese Blattverschiebung dürfte mit einer lateralen Rampenstruktur und mit der Basisüberschiebung der Skole-Decke und der silesischen Decke in den äußeren polnischen Karpaten verbunden sein (Abb. 3; DECKER & PERESSON, 1996).

Die laterale Extrusion und die ostgerichtete Ausweichbewegung von Fluchtschollen zwischen sinistralen und dextralen Scherzonen endet im oberen Miozän (oberes Pannonium, ca. 8 Ma; Abb. 5). Diese kinematische Umstellung wird durch ein Ereignis E-W-gerichteter Kompression erzwungen, das in den Ostalpen und im angrenzenden westkarpatischen und pannonischen Raum dokumentiert wurde (PERESSON & DECKER, 1996). Tektonische Daten zeigen, daß NE-streichende Linksseitenverschiebungen am Beckenrand als dextrale Blattverschiebungen reaktiviert werden. E-W-Kompression beendet damit im Pannonium die Subsidenz des pull-apart Beckens (Abb. 5). Dies wird auch durch das Ende der Sedimentation im Wiener Becken im oberen Pannonium (RÖGL et al., 1993) beendet. Sedimente des Pontium und des Pliozän fehlen im Wiener Becken weitgehend.

Miozäne Tektonik und sedimentäre Beckenentwicklung

In der miozänen tektonischen Entwicklung am Alpenostrand können zusammenfassend drei Phasen unterschieden werden, die jeweils mit einem charakteristischen Abschnitt der sedimentären Beckenentwicklung korrelieren (Abb. 5). Die entsprechenden Abschnitte in der Entwicklung des Wiener Beckens sind: (1) Die Bildung eines piggy-back Beckens während fortgesetzter Überschiebungs- und konvergenter Blattverschiebungstektonik (unteres Miozän); (2) Die Entstehung des pull-apart Beckens während der lateralen Extrusion der zentralen Ostalpen (mittleres Miozän); und (3) Das Ende der pull-apart Subsidenz und Beckeninversion durch E-W-gerichtete Kompression (oberes Miozän).

(1) Das untermiozäne piggy-back Becken

Zwischen dem Eggenburgium und dem unteren Karpatium (20 to 17 Ma) entsteht ein etwa E-W-streichendes, flaches piggy-back Becken, das nur den nördlichen Teil des späteren Wiener Beckens bedeckt (SEIFERT, 1992). Die Sedimentmächtigkeiten erreichen nur wenige hundert Meter. Das Becken kann gut mit untermiozänen Becken, die an konvergenten sinistralen Blattverschiebungen in der westlichen Slowakei entstehen, verglichen werden. Charakteristika dieser westslowakischen Becken sind synsedimentäre Überschiebungen, geringe Subsidenz, und WSW-ENE-verlaufende Beckenachsen, die parallel zu den begrenzenden Blattverschiebungen orientiert sind (KOVAC et al., 1989; MARKO et al., 1991). Die Beckenform wird durch topographische Hochzonen entlang der Blattverschiebungen, die als push-up oder als positive flower structures entstehen, bestimmt. Die Eigenschaften der slowakischen Becken stimmen mit der Orientierung und der geringen Subsidenz im Bereich des nördlichen Wiener Beckens zwischen dem Eggenburgium und dem Ottnangium überein (SEIFERT, 1992; LANKREIJER et al., 1995). Konvergente Linksseitenverschiebungen mit positiven flower structures, die wahrscheinlich auch die Geometrie des Wiener piggy-back Beckens bestimmen, können in den westlich angrenzenden Flysch- und Kalkalpendecken kartiert werden (DECKER & LANKREIJER, in Vorber.).

(2) Das mittelmiozäne pull-apart Becken

Im Übergangsbereich zwischen Ostalpen und Westkarpaten wird die Überschiebungstektonik im Karpatium (17 Ma) von der ostgerichteten lateralen Extrusion abgelöst (RATSCHBACHER et al., 1991; DECKER et al., 1994). Zu dieser Zeit erwirbt das Wiener Beckens seine derzeitige Rhombenform. Paläogeographische Rekonstruktionen zeigen, daß der Übergang vom piggy-back Stadium zur Bildung des pull-apart Beckens innerhalb der karpatischen Stufe, also in weniger als 1 Ma, stattfindet und daß sich die Beckenform in der weiteren Entwicklung kaum verändert (SAUER et al., 1992). Vom Karpatium bis in das Pannonium (17 - 8 Ma) wird die Beckenentwicklung durch rasche Subsidenz vom Typ eines Riftbeckens charakterisiert (LANKREIJER et al., 1995). In diesen 9 Ma Jahren erreicht die Basementsubsidenz Maximalwerte von 5,5 km. Karten der Neogenmächtigkeiten (KRÖLL & WESSELY, 1993) zeigen zwei Bereiche unterschiedlicher Subsidenz.

Im Randbereich des ca. 200 km langen und 60 km breiten Beckens erreicht die Absenkung des Beckenuntergrundes 1,5 bis 2 km. Dieser Beckenrand steht einem 70 km langen und 30 km breiten, wesentlich tieferen, rhombenförmigen, zentralen Becken gegenüber, der durchschnittlich 3 km abgesenkt ist und der zwei getrennte Depocenter mit 5,5 km Tiefe enthält. Die rasche und teilweise sehr hohe Basementsubsidenz (bis 5,5 km in 9 Ma, entspricht 0,6 mm/a) stehen vergleichsweise geringen Extensionsbeträgen von etwa 20-30% gegenüber, die von seismischen Profilen abgeschätzt werden.

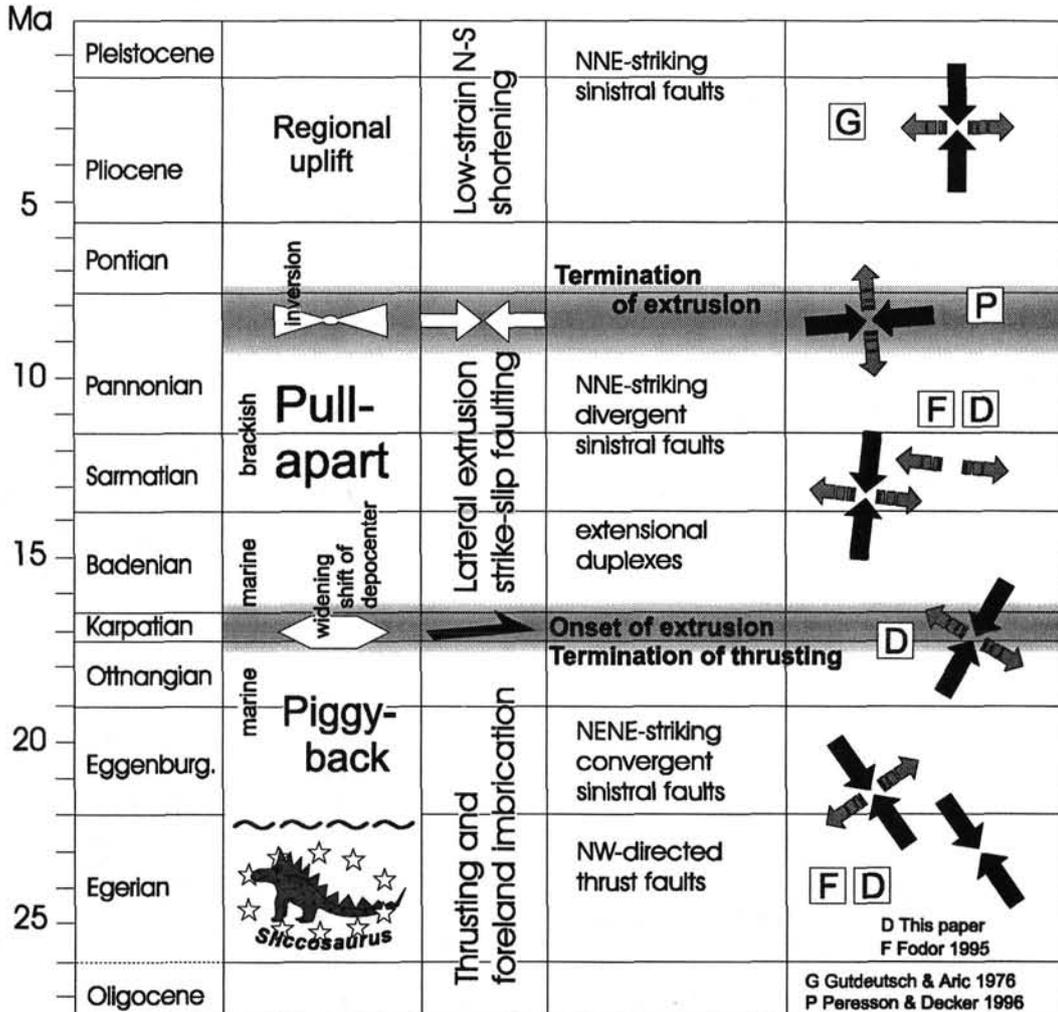


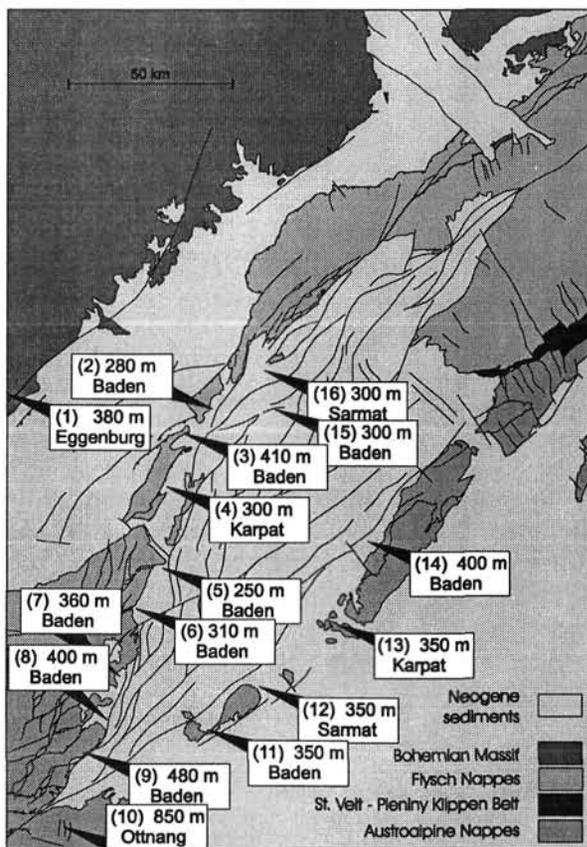
Abb. 5: Die miozäne Entwicklung des Wiener Beckens mit den korrelierten tektonischen Ereignissen. Die Spalten (von links nach rechts) bezeichnen die sedimentäre Entwicklung, die regionalen tektonischen Ereignisse, und die korrelierten Paläospannungen (A: GUTDEUTSCH & ARITSCH, 1976; F: FODOR, 1995; P: PERESSON & DECKER, 1996; D: DECKER & LANKREIJER, in Vorb.).

Die synsedimentären Störungssysteme, die bei der Bildung des pull-apart Beckens aktiv sind, zeigen Geometrien von NNE-streichenden, divergenten Blattverschiebungsduplexen (Abb. 4). Diese Körper werden von sigmoidalen, N- bis NNE-streichenden Brüchen mit vorwiegend abschiebendem Bewegungssinn begrenzt, die in linkstretenden en-echelon Mustern angeordnet sind. Solche Störungen werden durch NE-streichende, sinistrale Störungen verbunden. Die N(NE)-streichenden und NE-streichenden Störungssets definieren NE-streichende, rhombenförmige und maßstabsunabhängige Duplexe mit Längen, die von einigen hundert Metern über einige Kilometer bis zur Größe des gesamten Wiener Beckens variieren. Den basalen Abscherhorizont der Störungssysteme dürfte die Basisüberschiebung der alpin-karpatischen Decken bilden (ROYDEN, 1988; WESSELY, 1988; DECKER & LANKREIJER, in Vorber.).

Duplexing ist der wichtigste Mechanismus zur Absenkung des pull-apart Beckens. Tektonische Modellierungen zeigen, daß die Basementsubsidenz eines divergenten Blattverschiebungsduplexes von der Geometrie und Kinematik seiner Randstörungen bestimmt wird. Ausschlaggebend sind vor allem (1) die Deformationsrate (Verschiebungsgeschwindigkeit) der Störungen, (2) die Fläche des Duplexes und (3) die Tiefenlage des basalen Abscherhorizontes des Störungssystems. Die modellierten Subsidenzkurven zeigen zu Beginn rasche und mit fortschreitender Deformation langsamer werdende Absenkung. Diese Muster sind den Subsidenzkurven des McKenzie-Modelles sehr ähnlich. Im McKenzie-Modell ist die Abnahme der Subsidenzrate jedoch Ausdruck der thermischen Abkühlung eines Extensionsbeckens. Modellrechnungen für einen divergenten Duplex mit Parametern, die für das Wiener Becken sinnvoll erscheinen, ergeben Subsidenzkurven, die der beobachteten Basementsubsidenz des Beckens sehr nahe kommen (DECKER & LANKREIJER, 1996). Letztere wurde mit der Backstripping-Methode rückgerechnet (LANKREIJER et al., 1995). Dagegen zeigen Versuche, die stratigraphische Entwicklung des Beckens mit herkömmlichen rifting-thermal cooling-Modellen für Extensionsbecken zu erklären, erhebliche Schwierigkeiten. Subsidenzraten von bis zu 5,5 km in 9 Ma können auf der Grundlage des McKenzie-Modelles nur mit unrealistisch hohen Extensionsraten von 50-100% erzielt werden.

(3) Beckeninversion und E-W-gerichtete Kompression (oberes Miozän)

Im oberen Miozän bewirkt die Änderung des überregionalen Spannungsfeldes von N-S-Kompression und E-W-Dehnung zu E-W-gerichteter Kompression das Ende der pull-apart Entwicklung (Abb. 5). Dieses Ereignis ist durch deformierte Sedimente mit oberem Pannonium (Maeotium), etwa zwischen 9 und 7 Ma, datiert (PERESSON & DECKER, 1996). Im oberen Pannonium werden die (N)NE-streichenden Beckenrandstörungen als Rechtsseitenverschiebungen reaktiviert, Extensionsstrukturen im Becken werden kompressiv überprägt. Das Alter der E-W-verkürzenden Deformation stimmt mit dem stratigraphischen Alter der jüngsten Ablagerungen im Wiener Becken überein. Diese



Sedimente, die den lithostratigraphischen Einheiten G und H des Pannonium entsprechen, werden biostratigraphisch mit den Säugetierzonen MN 10 und MN 11 korreliert (ca. 9 - 8 Ma; RÖGL et al., 1993). Im Wiener Becken gibt es keine signifikanten Sedimentvolumina, die jünger sind als Pannonium (d. h., Pontium und Pliozän; RABEDER und RÖGL, pers. Mitt.). Die einzigen Ausnahmen sind lokale fluviatile Schotter mit möglichem pontischen Alter, die Sedimente des Pannonium diskordant überlagern. Diese Schotter sind jedoch jünger als die pull-apart Subsidenz des Wiener Beckens, die

Abb. 6: Maximale topographische Höhenlagen neogener mariner Sedimente an den Rändern des Wiener Beckens. Die Höhen weisen auf eine post-sarmatische Hebung der Landoberfläche von ca. 300-400 m hin. Gehobene Einheiten: (1) Horner Becken; (2, 3) Waschberg-Zone; (4) Korneuburger Becken; (5, 6) Wiener Becken, „Tegel“; (7, 8, 9) Badener und Lindabrunner Konglomerat; (10) Wechsel, Kirchberger Formation; (11 - 14) Leithakalk Fm.; (15, 16) Badenium und Sarmatium in der Liegendenscholle des Steinbergbruches.

durch die Umstellung des regionalen Spannungsfeldes im Pannonium bei ca. 8 Ma beendet wurde.

Marine neogene Sedimente sind heute im Wiener Becken und an seinen Rändern in topographischen Höhen von maximal 300 - 400 m aufgeschlossen (Abb. 6). Die Aufschlüsse von marinem Badenium und Sarmatium, aber auch auf das selbe Niveau gehobene limnische Serien des Pannonium, weisen auf eine signifikante regionale Hebung der Landoberfläche (surface uplift) seit dem Pannonium hin. Auch unter Berücksichtigung des fallenden Meeresspiegels im Mittelmeerraum an der Grenze Sarmatium/Pannonium (VAIL et al., 1977) muß der Hebungsbeitrag mehr als 300 m betragen.

4. Bodenschätze

Massenrohstoffe

Das Wiener Becken liefert(e) das Rohmaterial für den großen Ziegel- und Bausteinbedarf für die Stadt Wien. Zur Ziegelerzeugung wurden die „Tegel“ (Tone, z. T. sandig) des Badenium und Pannonium, untergeordnet auch des Sarmatium abgebaut. Die heute stillgelegten Tongruben im südlichen Stadtgebiet von Wien („Wienerberg“) bildeten die Rohstoffbasis einer bedeutenden Baustoffindustrie. Unter diesen Weken ist auch die Wienerberger Gruppe, der derzeit weltgrößte Produzent von Bauziegeln.

Verschiedene Typen des Leithakalkes wurden vielfach als repräsentatives Baumaterial verwendet. Durch die leichte Bearbeitbarkeit wurden die Kalke bereits frühzeitig verarbeitet und sie sind an vielen historischen Bauwerken Wiens (z. B. Stephansdom, Votivkirche, Hauptgebäude der Universität, etc.) zu finden. Bis zum Ende des 19. Jahrhunderts wurde auch der „Atzgersdorfer Stein“, ein plattiger Kalksandstein des Sarmatium, häufig verwendet. Diese Vorkommen wurden nahezu vollständig abgebaut. Von wirtschaftlicher Bedeutung sind außerdem die „Schleifsande“ des Oberpannonium, die zur Sandgewinnung herangezogen werden, und Leithakalke, die auch zur Herstellung von Zement und gebranntem Kalk verwendet werden. Einzelheiten zum Thema Baustoffe finden sich bei KÜPPER (1965) bzw. KIESLINGER (1949, 1951).

Erdöl und Erdgas

Das Wiener Becken beherbergt eine große Zahl von Kohlenwasserstoffvorkommen, aus denen seit etwa 60 Jahren Öl und Gas gefördert wird. Die bedeutendste dieser Lagerstätten ist das Feld Matzen, das größte („giant“) Ölfeld Mitteleuropas. Die folgende, von der OMV-AG zur Verfügung gestellte Statistik gibt die wirtschaftliche Bedeutung des Beckens wider.

Gesamtfördermengen aus dem Wiener Becken (bis Ende 1995; hauptsächlich OMV-AG, daneben RAG, Van Sickle):

Gas 51 Mia m³

Öl 98 Mio t

davon aus dem Feld Matzen (OMV-AG)

Gas 27 Mia m³

Öl 69 Mio t

Anzahl der Bohrungen ca 3.700

Tiefste Bohrung (OMV-AG):

Zistersdorf ÜT 2a: 8.553 m

Seismik (2D) ca. 11.000 km

Seismik (3D) ca. 1050 km²

Als Muttergesteine werden allgemein C_{org} -reiche oberjurassische Serien des autochthonen Mesozoikums, die das Kristallin der böhmischen Masse im Untergrund des Wiener Beckens überlagern, angenommen. Als Speichergesteine fungieren nicht nur Klastika der Beckenfüllung (etwa die Sandsteine des Badenium im Feld Matzen), sondern auch Serien der alpin-karpatischen Decken im Beckenuntergrund (Sandsteine des rhenodanubischen Flysches, Triaskarbonate der Kalkalpen). Dies führte bereits in den Sechzigerjahren zur Abteufung „tiefer“ und „übertiefer“ Bohrungen. Die Bohrung Zistersdorf Übertief 2a mit einer Endteufe von 8.553 m ist die tiefste kommerzielle Bohrung Europas. Eine detailliert Darstellung der Erdölgeologie des Wiener Beckens findet sich in BRIX & SCHULTZ (1993).

5. Exkursionspunkte

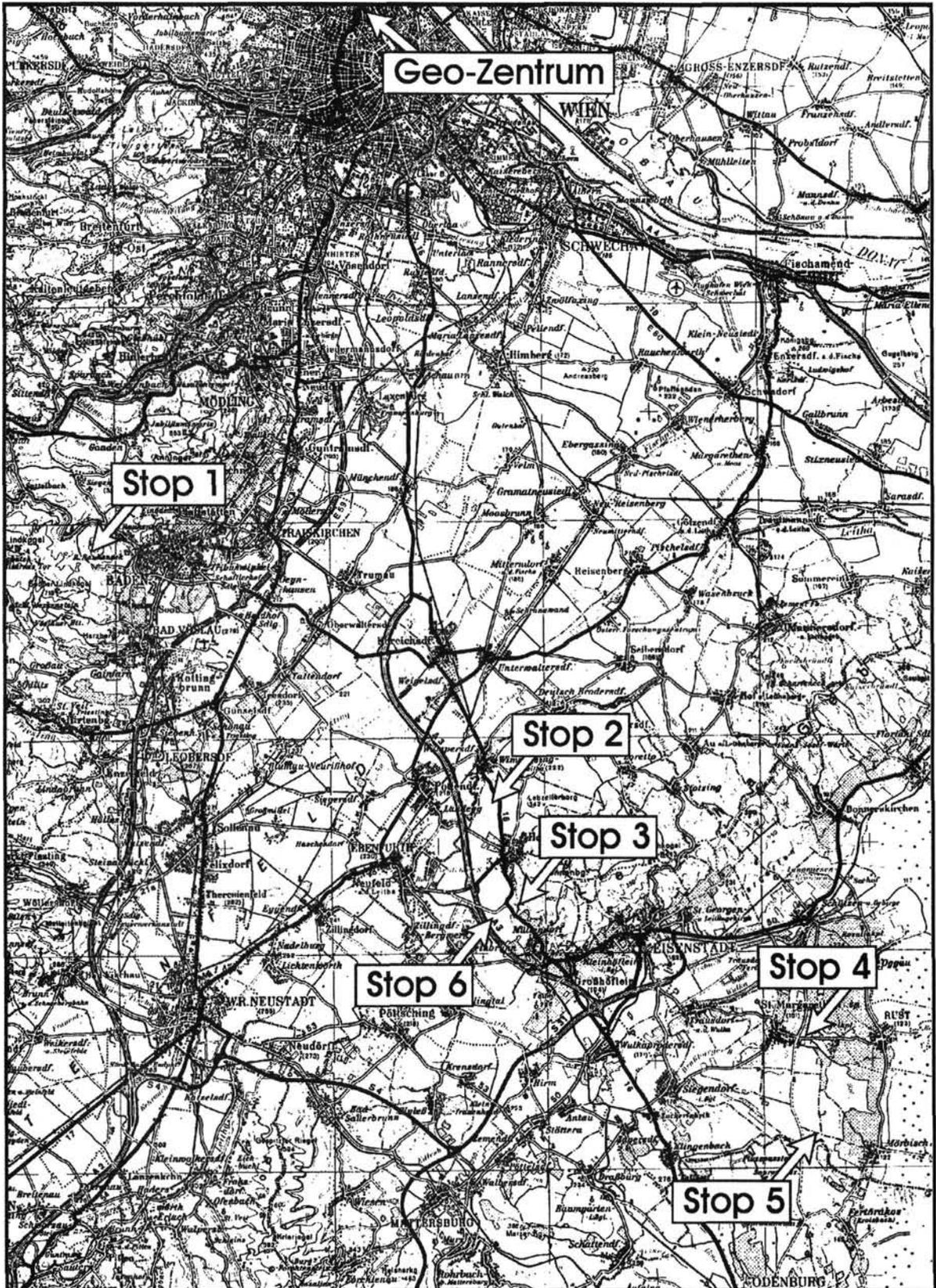


Abb. 7: Geographische Übersicht des südlichen Wiener Beckens und Lage der Exkursionspunkte.

STOP 1: Baden - Rauchstallbrunngraben

Thema: Fluvial beeinflusste Badener Konglomerate; Kalksandsteine mit irregulären Seeigeln; Corallinaceen-Kalke und mergelig-sandige Kalke sowie Sande mit Bryozoen und Großforaminiferen.

Lithostratigraphische Einheit: Badener Konglomerat, Leithakalk, „Bryozoenmergel“.

Alter: (?) Obere Lagenidenzone, Badenium.

Lokalität: Weitläufiges ehemaliges Steinbruchareal südlich der Straße Baden - Gasthof Jägerhaus; ÖK 1:50.000, Blatt 76, Wiener Neustadt bzw. 58, Baden (Abb. 8). Die derzeitigen Aufschlußverhältnisse lassen eine Unterscheidung in einen „Oberen Bruch“ und einen „Unteren Bruch“ zu (Höhenunterschied ca. 50 m).

Beschreibung:

a) „Oberer Bruch“: Über einem Mittelsandstein, der nur teilweise aufgeschlossen ist, folgt eine Bank (280 cm) aus feinkonglomeratischen bis groben Kalksandsteinen. Die Sandsteine sind polymikter Zusammensetzung und das häufige Vorkommen von vollständig erhaltenen irregulären Seeigeln (Clypeastriden) in Lebensstellung ist auffällig. Nach SCHAFFER (1907) enthielt diese Schicht auch reichlich Röhren von *Teredo*.

Im Hangenden folgt eine etwa 250 cm mächtige Lage aus Feinsanden bis sandigen Mergeln mit verschiedenen Lebensspuren und Sandsteinkonkretionen, die Foraminiferen (*Ammonia beccarii*, *Elphidium crispum*) und Ostracoden sowie Clypeastriden enthält. Aus ihr stammt auch ein Seekuhschädel (*Thalatosiren petersi*). Der tiefreichende Abbau und die Bildung von kleinen Höhlen ist auf die Tätigkeit von Fossiliensammlern zurückzuführen, die diese Lage auf Clypeastriden hin ausbeuten.

Auf diese Sandlage folgt eine ca. 500 cm mächtige Konglomeratbank, die lateral in ihrer Mächtigkeit schwankt und eine deutliche interne Schrägschichtung (20° gegen SE) zeigt. Innerhalb der Schrägschichten ist teilweise eine Korngrößenabnahme von unten nach oben zu erkennen; die Komponenten sind gut gerundet, schlecht klassiert und zeigen eine polymikte Zusammensetzung. An Fossilien sind neben thalassinoiden Lebensspuren Austern und Pectiniden anzutreffen.

Über dieser schräggeschichteten Bank folgt eine mächtige, homogene Konglomeratbank mit einem Modalbestand vergleichbar jenem der Liegenden. Darauf folgt im östlichen Teil des Oberen Steinbruchareals noch ein z. T. mergeliger Corallinaceenkalk.

Neben einer reichen Molluskenführung (*Panopaea*, *Gastrochaena*, *Tellina*, *Venus*, *Pinna*, *Lima*, *Cardium*, *Glycymeris*, *Pecten* (drei Arten), *Ostrea*, *Conus*, *Cyprea*, *Tritonium* und *Xenophora*) gibt SCHAFFER (1907) auch vier Arten der Gattung *Clypeaster* sowie einen *Schizaster* an. Der Corallinaceenkalk beinhaltet eine relativ diverse Algenflora (CONTI, 1946; PILLER, 1993).

b) „Unterer Bruch“: Die Schichtfolge des „Unteren Bruches“ zeigt vom Liegenden zum Hangenden zunächst eine Konglomeratlage, die nur im östlichsten Teil des Aufschlusses zu sehen ist. Im Liegenden soll sich außerdem (nach Angaben in der älteren Literatur) eine Breccie von etwa 3 m Mächtigkeit befinden, außerdem soll auch das „Grundgebirge“ (triadischer Hauptdolomit?) aufgeschlossen gewesen sein. Über dem basalen Konglomerat folgt eine Wechsellagerung von sogenanntem „Bryozoenmergel“ (zum Teil mergelige Sande mit Bryozoen und Großforaminiferen) mit Konglomeratlagen, die von sandigen Corallinaceenkalken überlagert wird.

Die „Bryozoenmergel“ enthalten nicht nur eine besonders formenreiche Bryozoenfauna (VAVRA, 1974), die zu etwa gleichen Teilen aus Cyclostomata (*Crisia*, *Tubulipora*, *Idmidronea*, *Pleuronea*, *Tervia*, *Diplosolen*, *Fron dipora*, *Hornera*, *Lichenopora*, etc.) und Cheilostomata (*Biflustra*, *Ramphonotus*, *Micropora*, *Calpensia*, *Steginoporella*, *Cellaria*, *Figularia*, *Umbonula*, *Hippopleurifera*, *Escharoides*, *Porella*, *Metrarabdotos*, *Myriapora* etc.) besteht, sondern liefern auch Bivalven, Brachiopoden, Crustaceen, reguläre und

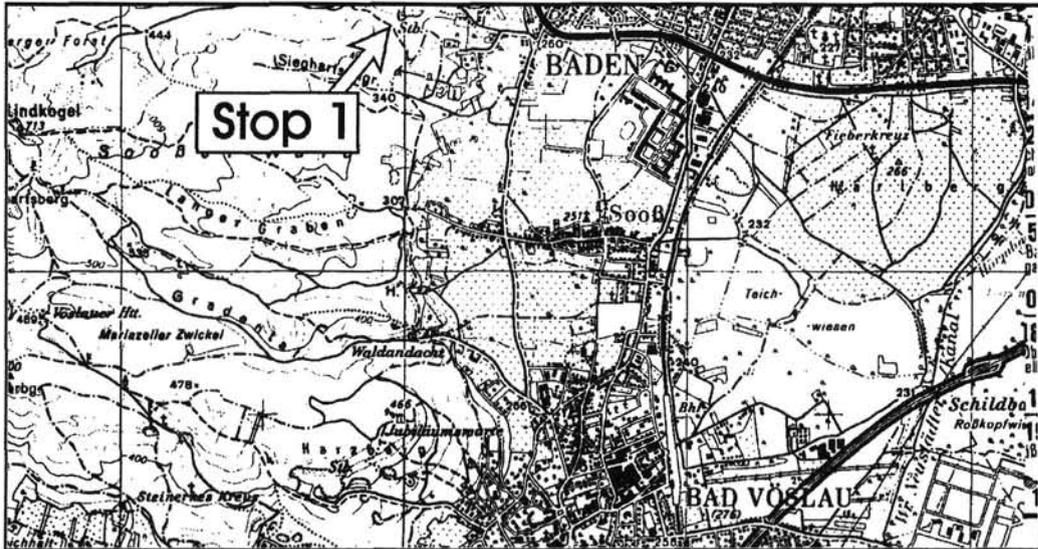


Abb. 8: Lageskizze des Aufschlusses Baden - Rauchstallbrunngraben (Stop 1).

irreguläre Seeigel, Holothuriensklerite und Foraminiferen. Bei Letzteren sei vor allem auf die „Heterosteginen“ (Gattung *Planostegina*) verwiesen, aufgrund deren Art *P. costata* eine Einstufung dieser Schichten von PAPP & KÜPPER (1954) und PAPP (1968) in die Obere Lagenidenzone erfolgte. Jüngste Untersuchungen lassen den stratigraphischen Wert dieser Planosteginen allerdings höchst fraglich erscheinen (PILLER et al., 1995; ABDELGHANY et al., 1996).

Interpretation:

Die beiden Brüche im Rauchstallbrunngraben erschließen mit ihrer Gesamtmächtigkeit von etwa 60 m unterschiedliche Bereiche küstennaher Ablagerungen der (?) Oberen Lagenidenzone und sind somit zeitgleich mit dem beckenwärts sedimentierten Badener Tegel.

Die „Bryozoenmergel“ zeigen den bathymetrisch tiefsten Abschnitt der Schichtfolge an. Sowohl das Faunenspektrum der Bryozoen als auch z. B. die Tatsache, daß die (oben nicht erwähnten) Celleporidae hier in ästiger Wuchsform und nicht in Form der häufigeren globulären Zoarien auftreten, weisen auf etwas tiefere Stillwasserbereiche hin. Das Vorkommen der Großforaminiferen belegt allerdings eindeutig die Ablagerung dieser „Bryozoenmergel“ in der photischen Zone.

Die Corallinaceenkalk, sowie die landnah gebildeten Konglomerate mit ihren verschiedenen Sedimentstrukturen im „Oberen Bruch“ dokumentieren weitere, gut abgrenzbare Lebensräume dieser randnahen Fazies. Das Auftreten der Pectiniden und Clypeastriden beweist die Ablagerung unter normal mariner Salinität. Der sedimentologische Befund (stark wechselnde Bankabfolge mit schrägeschichteten Konglomeratbänken) deutet auf den unmittelbaren Einflußbereich eines Flusses hin (nach PLÖCHINGER & PREY handelt es sich um eine ostfallende Deltaschichtung), dessen Einfluß aber sehr rasch nach oben bzw. auch nach Osten schwindet, wodurch sich autochthone Corallinaceenkalk bilden konnten. Die Konglomeratbänke sind unschwer mit dem mächtigen Badener Konglomerat am nahe gelegenen Ostende des Helenentales (am W-Rand des Stadtgebietes von Baden) in Beziehung zu bringen.

Die Konglomerate wurden vor allem für Wandverkleidungen abgebaut. Um die Jahrhundertwende wurde der relativ weiche Corallinaceenkalk auch für Steinmetzarbeiten gewonnen und das Material der Sandlage als Formsand verwendet.

Literatur: KARRER, 1877; SCHAFFER, 1907; WINKLER, 1926; PAPP & KÜPPER, 1953; PLÖCHINGER & PREY, 1974.

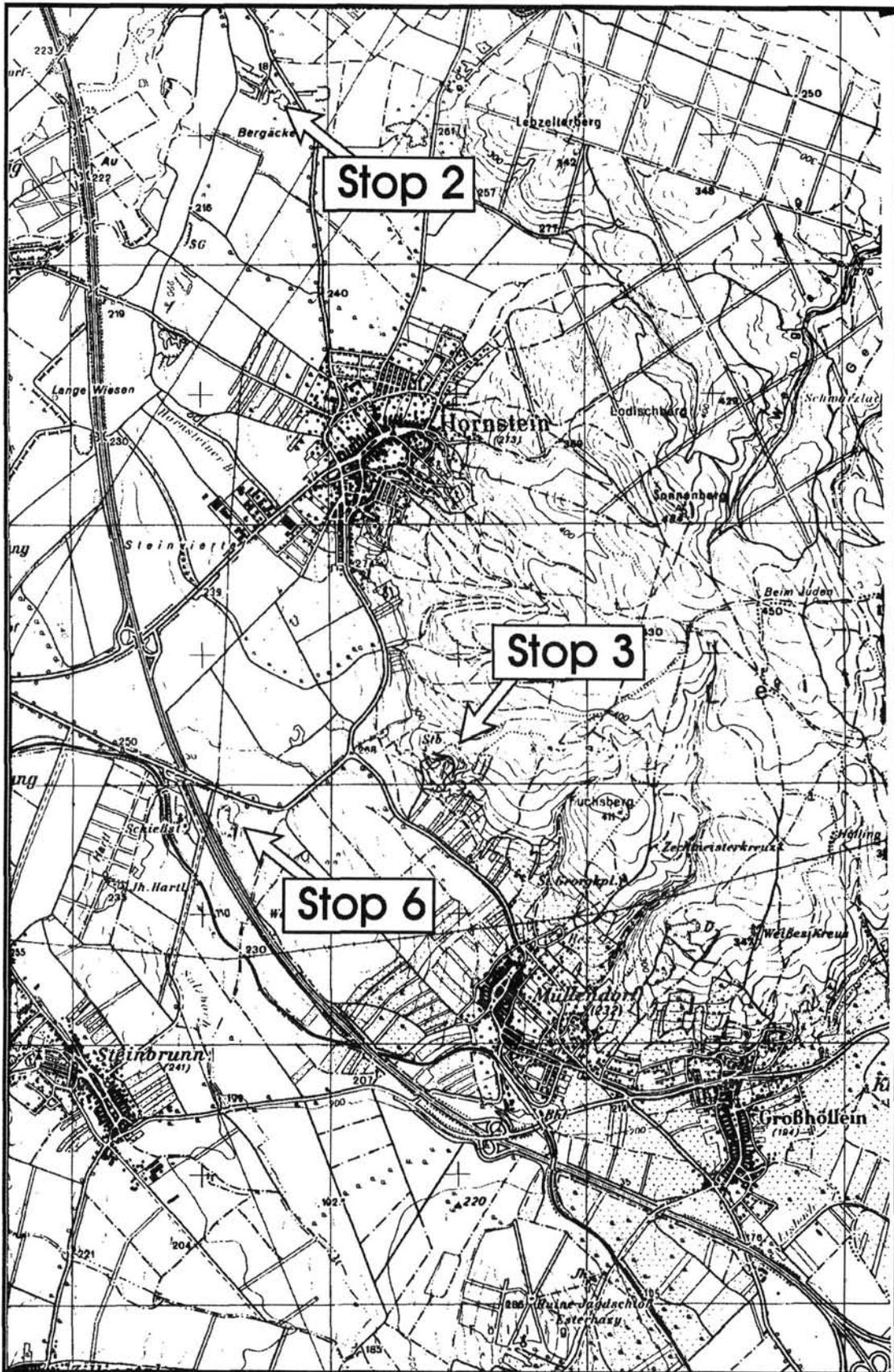


Abb. 9: Lageskizze mit Sandgrube Wimpassing (Stop 2), Steinbruch „Fenk“ (Stop 3) und Sandgrube Steinbrunn (Stop 6).

STOP 2: Sandgrube Wimpassing

Thema: Environmentanalyse mit sedimentpetrographischen Untersuchungsmethoden; hochenergetische Fazies des inter- bis subtidalen Bereiches, Sandbänke - Barren, Brecherzone mit Übergang zum nassen Strand. Synsedimentäre Tektonik im oberen Sarmat.

Lithostratigraphische Einheit: Sande und Kiese des Sarmatium.

Alter: Sarmat, *Elphidium reginum* - Zone.

Lokalität: Wimpassing, Bauschuttgrube W Straße Wimpassing-Hornstein der Arge Deponie Wimpassing; ÖK 1:50.000, Blatt 77 Eisenstadt (Abb. 9).

Beschreibung:

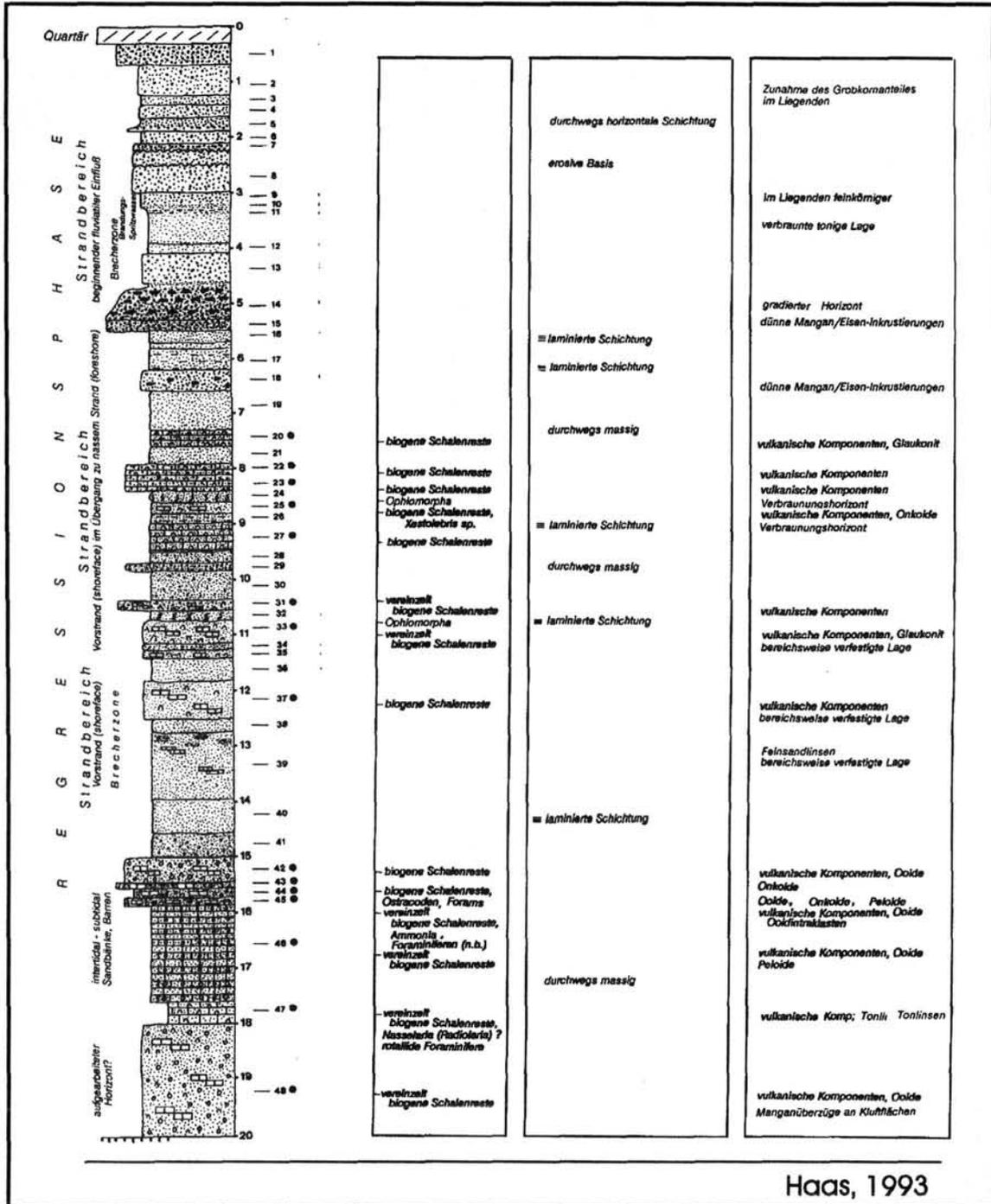
Der Aufschluß liegt nach der geologischen Karte von SOHS (1963) im Bereich der sarmatischen *Elphidium reginum* Zone. Eine westlich der Bundesstraße verlaufende Störungszone zeigt ihre Auswirkungen im westlichen Teil des Aufschlusses, wo die schichtparallelen Lagen durch drei geringfügige vertikale Störungen im Dezimeter- bis Meterbereich versetzt und schließlich im westlichsten Teil der Grube, im Bereich der Hauptstörung, vollkommen verschleppt sind. Die rinnenförmig abgelagerten fluviatilen Sedimente im Hangenden der Hauptbruchzone sind als posttektonisches Ereignis anzusehen, wobei durch die Absenkung der neogenen Ablagerungen entlang der Bruchzone eine natürliche Wegigkeit für ein fluviatiles System an der vorgegebenen Schwächezone gebildet wurde. Die sedimentpetrographische Aufnahme des Profiles erfolgte im mittleren, ungestörten Grubenbereich (Abb. 10). Die Schichten fallen in diesem Abschnitt mit $055/08^\circ$ ein.

An der Basis sind die Sedimente teilweise bis vollständig karbonatisch zementiert (Proben 48 - 42). Ein 2 m mächtiger, stark sandiger Kalkoolithhorizont setzt sich nach einer geringmächtigen feinsedimentären Kalkschlammeinschaltung bis zum Horizont 45 fort.

Gegen das Hangende ist eine eindeutige Abnahme der oolithischen Entwicklung bei gleichzeitiger Zunahme von Peloiden und Onkoiden zu erkennen. Das Auftreten von Biogenen und Onkoiden ab Probe 44 spricht für eine Änderung zu ruhigeren Energieverhältnissen im Peritidalbereich der Küste. Die an den Siliziklastika bzw. oolithischen Komponenten durchgeführten dünnschliffanalytischen Korngrößenuntersuchungen zeigen eine Fein- bis Mittelsandentwicklung mit einer grobsiltigen Einschaltung (Probe 47). Mit einem siltigen, stark kiesigen Feinsandhorizont (41) endet die erste massiv zementierte Sedimentabfolge.

Überwiegend lose Feinsande mit linsigen Strukturmerkmalen folgen im Hangenden mit ca. 2,5 m Mächtigkeit. Darüber tritt abermals ein Bereich mit zementierten Sedimenten auf, doch sind im Vergleich zu den basalen Lagen keine Ooide mehr zu beobachten. Auffallend für diesen Abschnitt ist eine massive Anreicherung von Schalenresten. In vereinzelten Lagen konnten auch Lebensspuren (Typ *Ophiomorpha*) festgestellt werden. Die Horizonte 31, 29 und 22 lassen durch ihren erhöhten Kiesanteil kurzfristige Unterbrechungen der gleichförmigen, sandigen Sedimententwicklung erkennen. Die grobkörnigeren Schüttungen kommen aus dem Hinterland des im Leithagebirge aufgeschlossenen Ostalpinen Kristallins (Glimmerschiefer, Schiefergneise, Granatamphibolite, Orthogneise, Pegmatite und Quarzphyllite) mit seiner permomesozoischen Hülle (Semmeringquarzit, alpiner Verrucano und Dolomite). Dies zeigen auch die Schwermineralverteilungen (Abb. 11) mit charakteristischen Granat - Turmalin - Rutil dominierten Spektren. In den Sedimentstrukturen sind lediglich Wechsel von eben laminierten und massigen Sedimenten zu unterscheiden.

Ab Probe 19 sind kiesige bis stark kiesige Fein- bis Mittelsande in Wechsellagerung mit Fein- und Mittelsanden verbreitet. Die Horizonte 14, 15 (stark sandiger Kies) und 18 (stark kiesiger Mittelsand) zeigen dünne Mangan/Eiseninkrustierungen der Siliziklastika. Ihre Bildung kann einerseits auf Mn/Fe - Lösungen aus der Dissolution von Tonmineralbestandteilen zurückgeführt werden, andererseits ist eine sekundäre Einbringung von Mn/Fe - übersättigten Lösungen entlang feiner Klüfte nicht auszuschließen.



Haas, 1993

Abb. 10

Im Hangenden ist, beginnend mit einem Fein- bis Mittelsandhorizont (12, 11, 10, 9), ein Übergang zu stark kiesigen Grobsanden (7, 8) zu beobachten, begleitet von einer leichten Korngrößenabnahme zu kiesigen Mittelsanden bis Mittelsanden in den obersten Lagen (6, 5, 4, 3, 2).

Im CM-Diagramm nach PASSEGA (1957) ist bei einem Vergleich der Punktverteilung der analysierten Proben mit der Form des Feldes rezenter Küstenablagerungen (Abb. 12) erkennbar, daß die Sedimente des Aufschlusses dem Küstenbereich zuzuordnen sind. Die meisten Kiesproben sowie Proben mit sehr schlechter Sortierung liegen in den Klassen I und II und wurden damit vorwiegend rollend transportiert. Die Punktverteilung weist auch auf einen geringen Anteil von Suspensionssedimentation beziehungsweise auf geringe

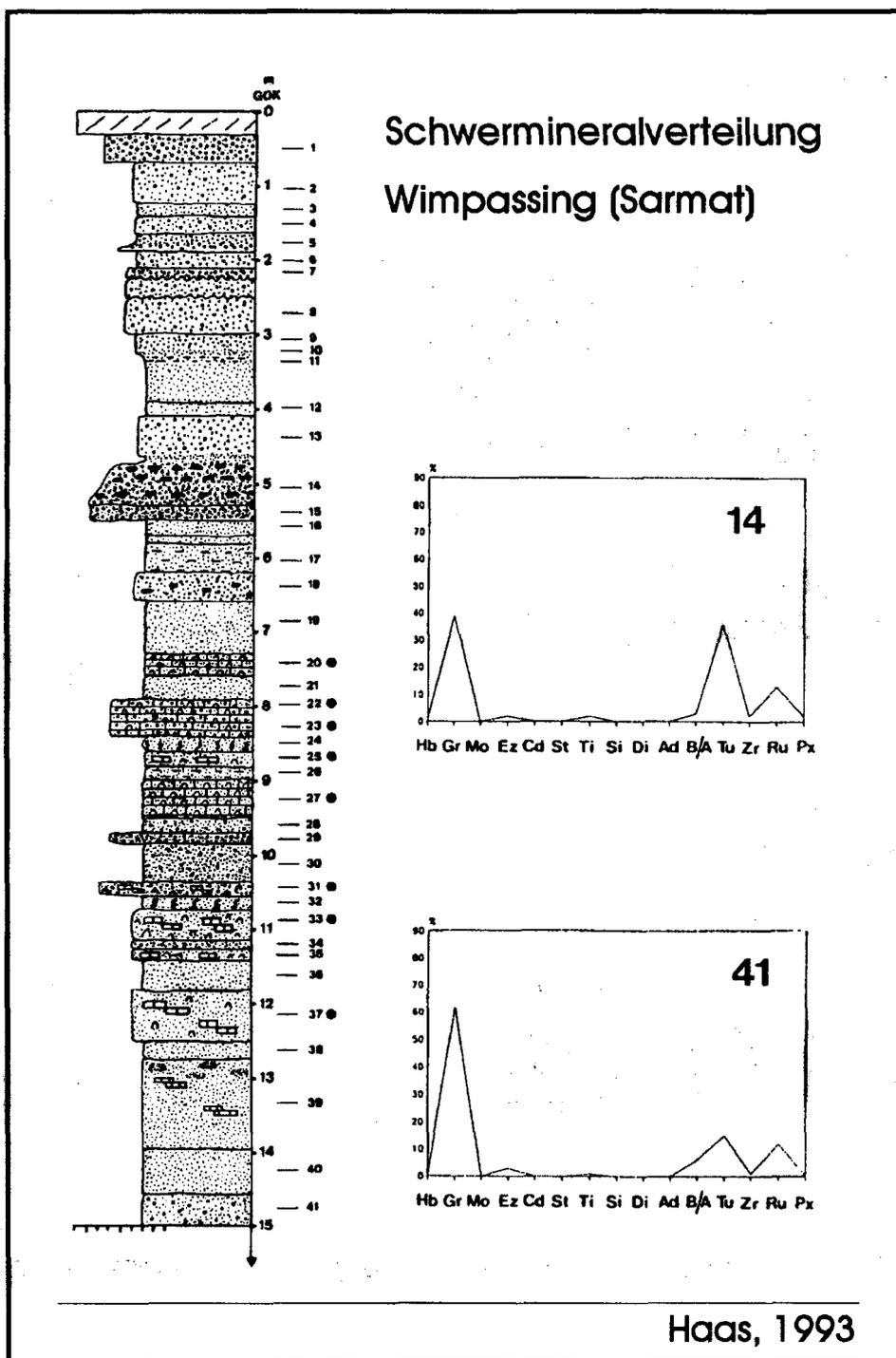
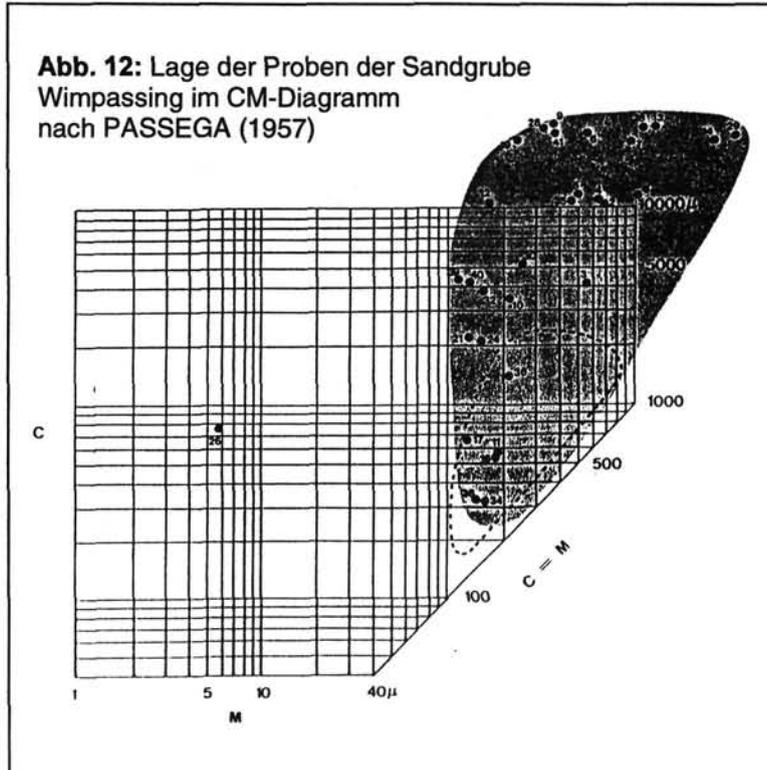


Abb. 11

Transportweite hin. Die Proben 11, 16, 17, 34 und 38 fallen in die Klasse V und lassen damit auf einen Transport in überwiegend gradierter Suspension bei mittleren Energieverhältnissen schließen.

Die kalkoolithischen Gesteine (mit jeweils wechselnden Gehalten an biogenen Skelettfragmenten, Siliziklastika, Peloiden und Onkoiden) entstammen einem hochenergetischen Milieu (Probe 46) mit entsprechend geringen Wassertiefen von 2 bis 10 m. Das Bildungsmilieu entspricht einer durch starke Wellentätigkeit beeinflussten Flachwasserzone im intertidalen bis subtidalen Bereich (Barren, Sandbänke), was auch durch die sehr gute Sortierung bestätigt wird. Die mikritische, strukturlose Probe 47 kann hingegen einem



ruhigeren, niederenergetischen Ablagerungsraum zugeordnet werden. Das gehäufte Auftreten der Foraminiferengattung *Ammonia* gemeinsam mit biogenen Schalenresten und weiter nicht bestimmbar Foraminiferen (Probe 45) drückt die Nähe zum Strand aus. Onkoide in den Proben 42, 43 und 44 verweisen schließlich auf ruhigere Bildungsbereiche im Peritidal.

Die environmentanalytische Zuordnung der Lockersedimente oberhalb von Horizont 41 mittels Kornsummenkurven im Wahrscheinlichkeitsnetz (Abb. 13) bestätigt die Zuordnung der Sedimente zum unmittelbaren Küstenbereich.

Sedimente der wellenbeeinflussten Brecherzone (breaker zone - wave zone) (Abb. 13, Diagramm 40, 38, 16 und 10), der Brandungszone (surf zone) und der Spritzwasserzone (swash zone) (Diagramm 11) können damit unterschieden werden. Sedimente wie die der Probe 13 sind den oben genannten Sedimenten zwischengeschaltet und zeigen erhöhte Kiesanteile, wobei eine charakteristische Vergrößerungstendenz gegen das Hangende festzustellen ist. Eine zunehmende fluviatile Beeinflussung des marinen Environments ist somit nicht ausgeschlossen. Die verfestigten hangenden Horizonte 37, 33, 31, 27, 25, 23, 22 und 20 führen keine Ooide, kaum Foraminiferen und calcitische Gastropoden, haben aber vereinzelt hohe Onkoidgehalte (Probe 25) und sind verstärkt Ostracoden-führend: Aus dieser Situation ist eine Verschiebung der Küstenlinie anzunehmen beziehungsweise eine fazielle Änderung zu einförmigeren brackischen Faunengesellschaften erkennbar.

Diagenese:

Die nach der Ablagerung eintretenden diagenetischen Veränderungen sind insgesamt dem frühdiagenetischen Stadium zugehörend. Die Summe aller mikroskopischen Beobachtungen ergab, daß die diagenetische Entwicklung der Sedimente überwiegend dem meteorisch - phreatischen Environment sowie der Mischungszone von meteorisch - marin phreatischen Bereichen zuzuordnen ist. Die unter Süßwasserbedingungen ablaufenden meteorischen Veränderungen im Grundwasserbereich führten zur Bildung von gleichförmig ausgebildetem, calcitisch-blockigem Zement, zur Entstehung von Hohlformporen aus aragonitischen Schalenresten, zu Zementsäumen und vereinzelt auftretender Sammelkristallisation. Nach COUDRAY (1977) und PIERSON & SHINN (1985) können starke Regressionsphasen in direktem Zusammenhang mit der Häufigkeit meteorischer Zemente in marinen Sedimenten sein.

Interpretation:

Nach den vorliegenden Untersuchungsergebnissen sind die basalen oolithischen Sedimente des Aufschlusses einem warmen, flachmarinen, hochenergetischen Bildungsbereich zuzuordnen, wie er beispielsweise an der seewärts gelegenen Seite von Sandbänken im intertidalen bis subtidalen Küstenbereich auftritt. Die nachfolgenden Sedimente entsprechen der Brecherzone sowie untergeordnet der Brandungs- und Spritzwasserzone, die durch

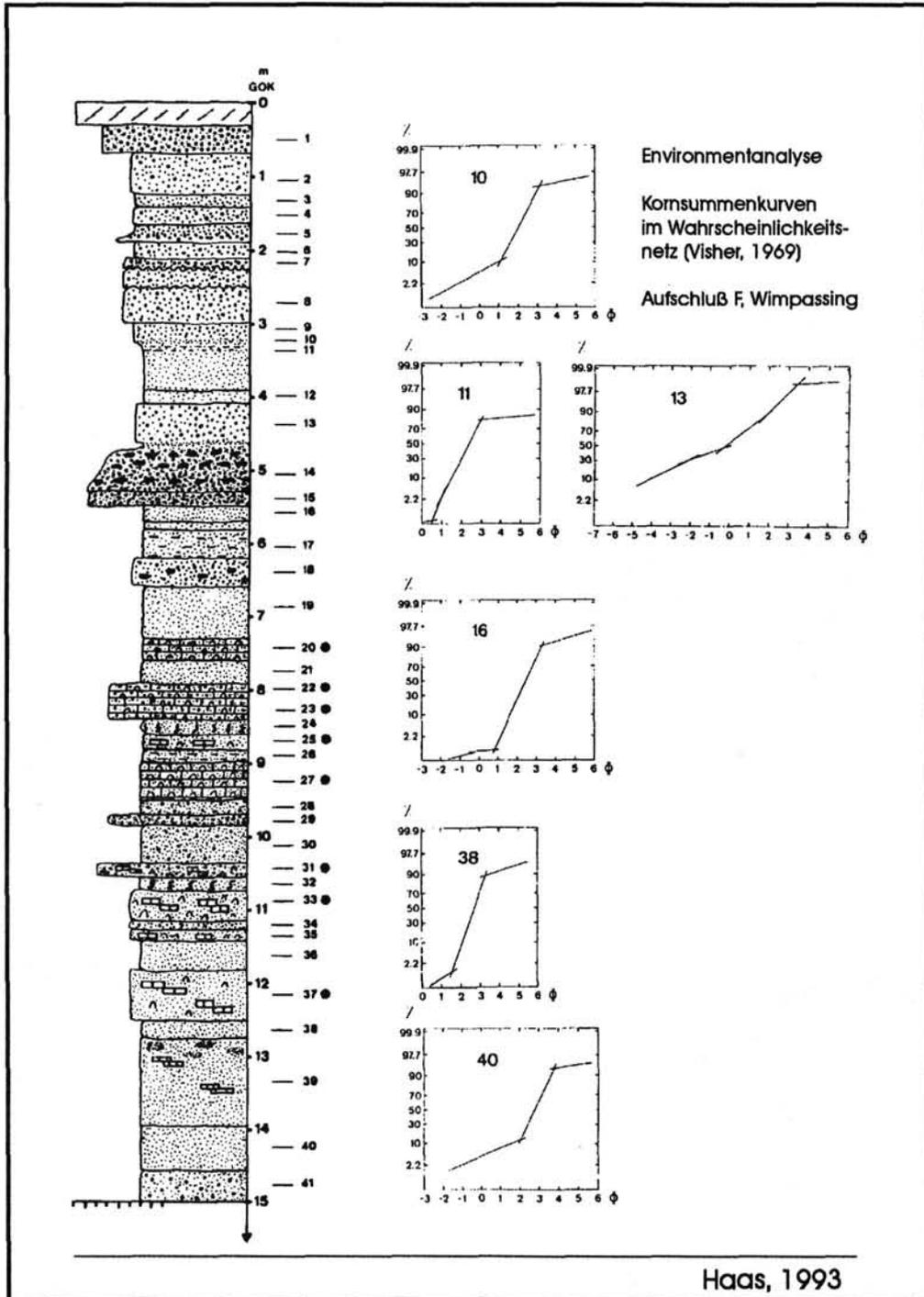


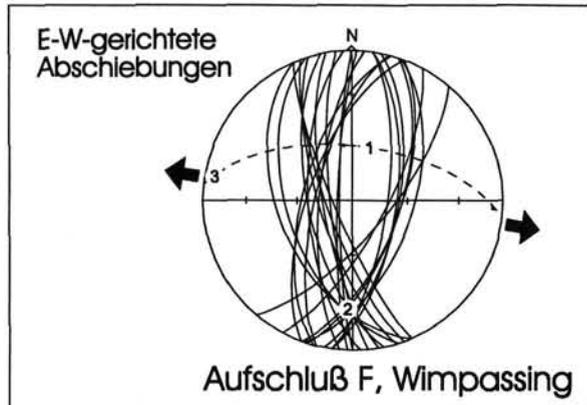
Abb. 13

kurzfristig kiesige Sedimenteinschaltungen und durch die Ausbildung onkoidischer Lagen unterbrochen werden. Die Mangan/Eisenkrusten der Horizonte 18 und 14 im Hangenden leiten eine sehr schlecht sortierte, gröbere Sedimentationseinheit ein, die einen zunehmenden fluviatilen Einfluß aus dem Hinterland vermuten läßt. Eine regressive Verschiebung der Küstenlinie ist dabei nicht auszuschließen.

Abschließend ist darauf hinzuweisen, daß in beinahe allen dünnschliffanalytisch untersuchten Horizonten stark veränderte, vulkanische Komponenten mit vereinzelt erkennbarer trachytischer Textur gefunden werden. Ein Zusammenhang mit den von WIESENEDER & ZIRKL (1957) beschriebenen mittelmiozänen Tuffitlagen am Alpenostrand erscheint möglich.

Tektonik:

In der Sandgrube sind mehrere Sets konjugierter Abschiebungen aufgeschlossen, die etwa E-W-orientierte Extension anzeigen (Abb. 14). Die Abschiebungen durchschneiden gebankte Sande und werden von einer fluviatilen (?) Breccienrinne überlagert, die von den Störungen nicht versetzt wird. Diese Rinnenstruktur folgt dem am stärksten gestörten Aufschlußbereich. Die Strukturen belegen synsedimentäre, sarmatische (unterpannone?) Extension und weisen auf die tektonisch kontrollierte Anlage der Rinne hin.

**Abb. 14**

Literatur: SOHS, 1963; HAAS, 1993.

STOP 3: Steinbruch „Fenk“

Thema: Faziesausbildungen des Leithakalkes mit Korallenkalken und beckenaher Bankfazies. NE-streichende sinistrale Blattverschiebungen des Südostrandes des Wiener Beckens.

Lithostratigraphische Einheit: Leithakalk; Faziostratotyp (STEININGER & PAPP [in:] PAPP et al., 1978, p.194 ff.).

Alter: *Bulimina-Bolivina* Zone (Oberes Badenium).

Lokalität: Steinbruchareal „Fenk“ im Kalkofenwald ca. 1400 m NNW von Großhöflein (SW von Eisenstadt, Burgenland); ÖK 1:50.000, Blatt 77 Eisenstadt (Abb. 9).

Beschreibung:

Das ausgedehnte ehemalige Steinbruchareal dient heute als Festmülldeponie, sodaß nur noch die oberste Etage gut aufgeschlossen ist. Die untersten Anteile sind bereits weitgehend verfüllt und verwachsen, lassen aber die Charakteristika der dort vorkommenden Leithakalkfazies noch erkennen.

a) Nahe am Eingang zum Steinbruchgelände war östlich der Straße ein etwa 9 m mächtiges Profil aufgeschlossen (Profil Ff in DULLO, 1983, Abb. 8) von dem heute nur noch der oberste Abschnitt (ca. 4 m) existiert (Abb. 15).

An der heute aufgeschlossenen Basis befinden sich bioklastische Kalke, die reich an Corallinaceen, Bryozoen, Bivalven, Gastropoden und Echiniden sind. Darüber folgt eine dünner gebankte (wenige cm bis 70 cm) Abfolge aus Kalken und etwas terrigen beeinflussten (?), weniger verfestigten, siltigen Lagen. Die Kalke sind meist bioklastischer Zusammensetzung und nach DULLO (1983) hauptsächlich der Foraminiferen-Rhodolithen Fazies oder der Foraminiferen-Algen-Schutt Fazies zuzuordnen. In einigen Bänken sind Lagen aus großen, sphärischen, kolumnaren oder kolumnar/laminaren Corallinaceen-Rhodolithen vorhanden. Die siltigen Zwischenlagen sind arm an Makrofauna, bisweilen laminiert und zeigen gravitative Rutschungserscheinungen. Die Foraminiferenfauna beinhaltet Uvigerinen und planktonische Formen. In manchen der Siltlagen sind z. T. synsedimentäre Rutschungsstrukturen zu erkennen, die Basis der bioklastischen Kalkebänke ist teilweise erosiv.

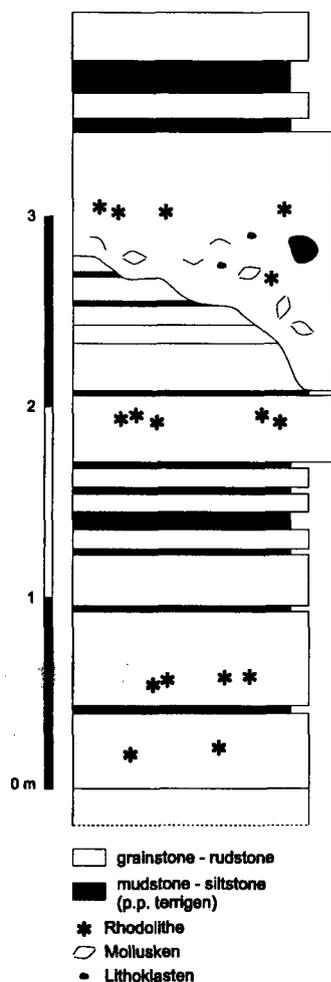


Abb. 15: Profil des beckennahen Leithakalkes im untersten Bereich des Steinbruches „Fenk“.

Im oberen Teil des Profiles wird dieser dünner gebankte Abschnitt durch eine Kalkbank, die eine laterale Mächtigkeitsschwankung von 40 - 145 cm aufweist, schräg abgeschnitten. Ihren basalen Teil repräsentiert ein Corallinaeenkalk (Algenfloatstone) mit großen Abdrücken von aragonitschaligen Bivalven, Pectiniden, Bryozoenästchen und Echinodermenfragmenten. Darüber folgt ein bioklastischer grainstone, der nach oben eine Korngrößenabnahme zeigt, und neben seltenen Korallenbruchstücken vor allem größere Rhodolithen (bis 7 cm Durchmesser) führt. In dieser Bank sind auch Fragmente von kristallinen Gesteinen (bis zu 10 cm Durchmesser) und auch Klasten eines Korallenkalkes enthalten.

Über dieser Bank schließt eine Folge aus dünner gebankten Kalken, mergeligen Kalken und terrigenen Sanden an, die z. T. sehr stark verwittert sind.

b) Der oberste Teil des Steinbruchgebietes zeigt eine steile Wand in der ein Profil von etwa 20 m aufgeschlossen ist (Abb. 16). Dieses Profil besteht aus dicken Kalkbänken, die mit etwa 5 - 10° einfallen, im Westen gegen WNW und im östlichen Teil der Wand gegen SW.

An der Basis dieses unteren Abschnittes war früher in einem etwas tieferen Steinbruchniveau eine Fundstelle mit einer reichen Fauna an dekapoden Krebsen aufgeschlossen (BACHMAYER & TOLLMANN, 1953), heute ist folgende Abfolge sichtbar, die grob dreigeteilt werden kann:

1) a) Der unterste derzeit aufgeschlossene Bereich kann in mehrere Abschnitte untergliedert werden. An der Basis befindet sich ein Korallenkalk (90 cm), der in den obersten 30 cm durch dicht gepackten Schutt von *Porites*-Ästchen charakterisiert wird.

Dieser Bereich wird von der „1. *Isognomum* Bank“ überlagert, in der neben doppelklappigen Austern, ebenfalls doppelklappige, *Isognomum* häufig vorkommen.

Über einem echinidenreichen, bioklastischen Kalk mit großen veneriden Bivalven (*Pitar*) folgt die „2. *Isognomum* Bank“ (60 - 80 cm). Doppelklappige Individuen sind sehr häufig an der Basis dieser Bank, wo sie hauptsächlich in horizontaler Lagerung vorliegen; darüber sind sie eher vertikal orientiert. Diese bivalvendominierte Zone wird von einem Korallenkalk nach oben hin abgelöst. Die Korallen sind meist ästige *Porites*-Kolonien in Lebensstellung von ca. 20 cm Höhe. In diesem höchsten Teil sind auch Schalen von *Isognomum* wieder häufiger.

b) Der folgende Bereich (ca. 350 cm) wird durch dickästige (12 - 22 mm) *Porites*-Stöcke in Lebensstellung (bis 90 cm Höhe) charakterisiert. Daneben, insbesondere aber diese bedeckend, sind dünne plattig-inkrustierende Korallen häufig, die üblicherweise als *Porites incrustans* bezeichnet werden, wahrscheinlich aber zur Gattung *Montipora* gehören. Daneben kommen auch Korallen der Gattungen *Caulastrea* und *Tarbellastraea* vor (vgl. PILLER & KLEEMANN, 1991).

c) Darüber folgt ein Bereich mit häufigen doppelklappigen Austern und seltenen *Isognomum* auf den eine Zone mit dünnästigen *Porites* in Lebensstellung folgt, deren Ästchen relativ dicke Corallinaceen-Krusten zeigen. Darüber folgt ein Corallinaceen-Bryozoen-Arenit mit Chaetetiden.

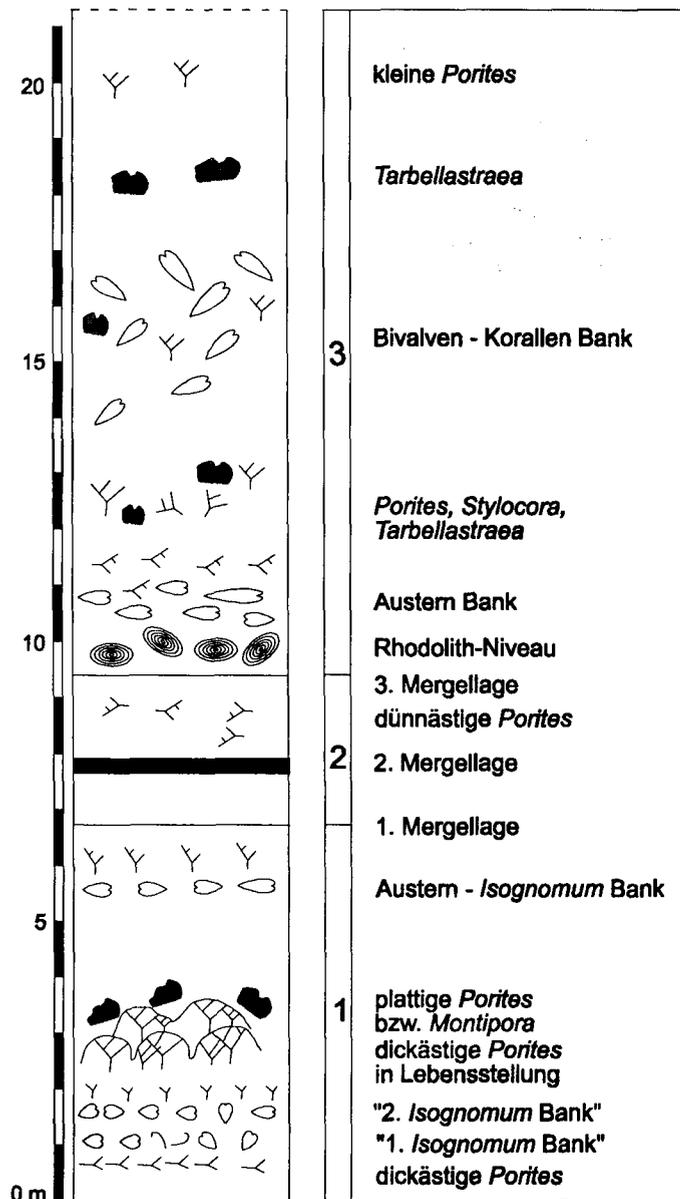


Abb. 16: Profil des Faziostratotyps des Leithakalkes im Steinbruch Fenk.

- 2) a) An der Basis dieses Bereiches befindet sich eine 1. (dünne) Mergellage (1-2 cm).
 b) Darüber wieder ein bioklastischer Bryozoen-Corallinaceen Kalk mit Bivalven.
 c) Dieser Kalk geht kontinuierlich in einen (2.) braunen Mergel mit Corallinaceen (Ästchenbruchstücke und Rhodolithen) über (25 cm).
 d) Zum Abschluß dieses Bereiches folgt ein Corallinaceen-Bryozoen Kalk (130 - 160 cm) mit dünnstächtigen *Porites* cf. *leptoclada* REUSS und Chaetetiden.
 e) Eine dünne (3.) Mergellage (1-5 cm) bildet die Grenze zum nächsten Bereich
- 3) a) Die basalen 90 cm sind durch häufig krustose Rhodolithen charakterisiert, darüber (90 cm) sind Ostreiden, Korallen, Bryozoen, Chaetetiden und Serpuliden häufig. Die Aragonitschaler sind vollständig gelöst und liegen als Hohlformen vor, die Austern sind meist doppelklappig. Dieser Zone geht fließend in einen bioklastischen Corallinaceenkalk über (70 cm), wo

Bruchstücke von Corallinaceenästchen dominieren, aber auch dünne *Porites*-Ästchen vorkommen. Darüber folgt ein Korallenkalk (150-160 cm) mit vorherrschenden ästigen *Porites* oder dünnstächtigen *Stylocora exilis* REUSS. Letztere stellen meist autochthones Schuttmaterial von mehreren Dezimetern Dicke dar. Massive Kolonien sind durch *Tarbellastraëa reussiana* (EDWARDS & HAIME) vertreten, daneben sind große Bivalven häufig.

b) Letztere leiten in einen mächtigen Abschnitt (450 cm) über, in dem dickschalige Bivalven sehr häufig sind und Korallen nur untergeordnet vorkommen. Neben sehr großen Austern sind vor allem große Veneriden, z. B. *Pitar*, *Venus (Periglypta)*, und Carditiden auffällig.

c) Die abschließende Abfolge (400-450 cm) zeigt an der Basis häufig Rhodolithen darüber folgt eine Korallenkalk (*Tarbellastraëa*) und abschließend ein byzozoen dominierter Bereich.

Interpretation:

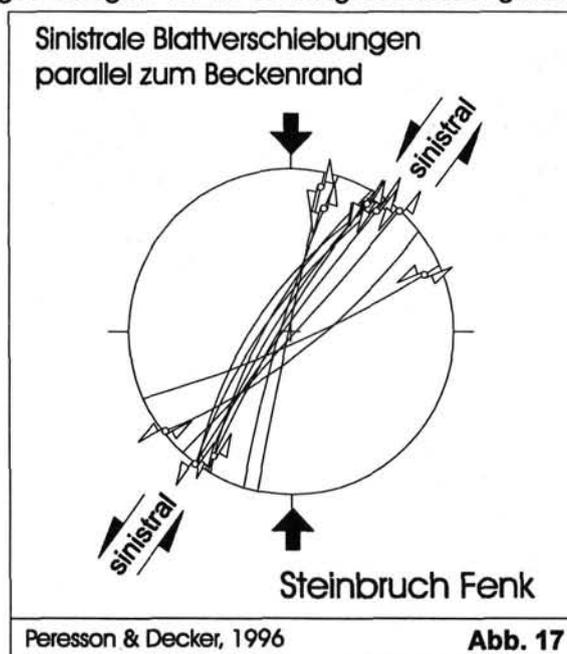
Durch das häufige Vorkommen von Korallen, die vor allem im basalen Profilabschnitt in Lebensstellung vorkommen, wird der obere Aufschlußbereich als Korallenriff interpretiert (z. B. STEININGER & PAPP [in:] PAPP et al., 1978; DULLO, 1983; TOLLMANN, 1985).

Ob es sich tatsächlich um ein Korallenriff mit entsprechend tiefenabhängiger Zonierung handelt oder ob es sich bei der basalen Bank um ein Korallendickicht (coral carpet) handelt, kann aufgrund der eingeschränkten Aufschlußverhältnisse nicht entschieden werden; der basale Bereich mit den *Isognomum*-Lagen und den großen, aufrechten *Porites*-Stöcken, die von krustosen Korallen und Corallinaceen überwachsen werden und worauf massive Korallen folgen, zeigt zumindest klare vertikale ökologische Abfolgen (vgl. PILLER & KLEEMANN, 1991). Die häufigen Muschelansammlungen, die wiederholt im Profil auftreten, könnten wohl eher als Bivalvenbänke interpretiert werden. Die gesamte Abfolge mit den unterschiedlichen mikrofaziellen Ausbildungen und den dazwischen auftretenden Mergellagen weist zumindest auf eine wechselhafte Entwicklung, auch mit schwachem terrigenen Eintrag, hin.

Das kurze Profil im unteren Steinbruchbereich kann mit seinen meist relativ dünn-gebankten Kalken und (?) etwas terrigen beeinflussten Zwischenlagen als beckennaher Ablagerungsbereich interpretiert werden. Dabei repräsentieren die feinkörnigen, siltigen Lagen das autochthone Sediment, dessen offen mariner Einfluß durch die planktonischen, die etwas größere Wassertiefe durch die uvigeriniden Foraminiferen dokumentiert wird. Zwischen diese autochthonen Bildungen werden bioklastische grainstones als allodapische Kalke deponiert. Als kurzzeitiges Ereignis ist die Bildung der mächtigeren, lateral auskeilenden, gröber-bioklastischen Bank mit den Kristallinkomponenten anzusehen, die als Kanalfüllung gedeutet wird. In diesem Kanal wurde grober Schutt aus dem Flachwasserbereich gravitativ in das Becken transportiert. Die Einstufung des Aufschlusses in die *Bulimina-Bolivina* Zone erfolgte anhand von Foraminiferenfaunen aus schlämbaren Zwischenlagen (STEININGER & PAPP [in:] PAPP et al., 1978).

Tektonik:

Im Steinbruch sind mehrere bedeutende NE-streichende sinistrale Blattverschiebungen mit Kataklasiten und fault gauges aufgeschlossen (Abb. 17). Diese Blattverschiebungen sind parallel zum Hügelland des Leithagebirges orientiert. Sie repräsentieren eine Teilstörung der südöstlichen Randstörung des Wiener Beckens.



Literatur: BACHMAYER & TOLLMANN, 1953; TOLLMANN, 1955; STEININGER & PAPP [in:] PAPP et al., 1978; DULLO, 1983; PILLER & KLEEMANN, 1991; PILLER, 1993; PERESSON & DECKER, 1996.

STOP 4: St. Margarthen „Römersteinbruch“ bzw. Steinbrüche „Hummel“ und „Kummer“

Thema: Faziesvielfalt des Leithakalkes: Foraminiferen Fazies, Foraminiferen-Algen-Schutt Fazies, Foraminiferen-Rhodolithen Fazies, Pflaster Fazies.

Lithostratigraphische Einheit: Leithakalk.

Alter: *Spiroplectamina - Bulimina-Bolivina* Zone (Mittleres - Oberes Badenium); im Eisenbahneinschnitt zum Steinbruch „Hummel“: Unteres Sarmatium (FUCHS, 1965).

Lokalität: Römersteinbruch und Steinbruch „Hummel“ nördlich der Straße St. Margarethen - Rust, Steinbruch „Kummer“ südlich davon; ca. 2 km östlich St. Margarethen bzw. ca. 3 km westlich von Rust, Burgenland; ÖK 1:50.000, Blatt 77 Eisenstadt (Abb. 18).

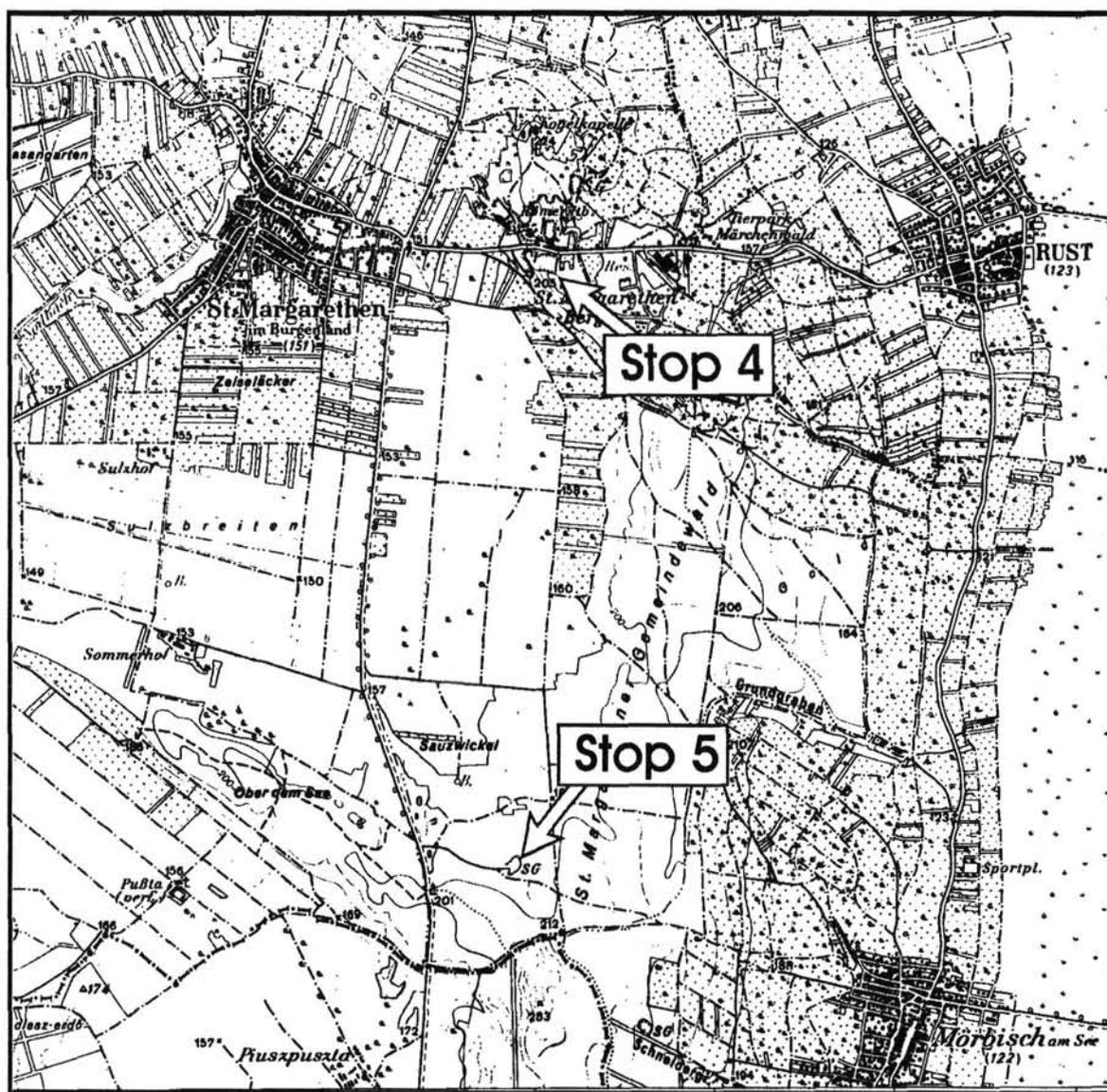


Abb. 18: Lageskizze mit den Steinbrüchen St. Margarthen „Römersteinbruch“ bzw. Steinbrüche „Hummel“ und „Kummer“ (Stop 4) und der Kiesgrube bei St. Margarethen (Stop 5)

Beschreibung:

Im römischen wie im heute aktiven Steinbruchareal sind schwach zementierte und sehr poröse Leithakalke aufgeschlossen. Diese sind relativ leicht bearbeitbar und wurden bereits in römischer Zeit im großen Stile abgebaut und als Baustein verwendet. Heute werden unter anderem auch die zahlreichen Renovierungsarbeiten an historischen Bauten der Stadt Wien mit diesem Baustein vorgenommen (z.B. KIESLINGER, 1949; MENTLER et a., 1986).

Die Ausbildung des Leithakalkes in den Steinbrüchen ist vom faziellen Standpunkt sehr divers und beinhaltet (nach DULLO, 1983) folgende Mikrofaziestypen: Foraminiferen Fazies, Foraminiferen-Algen-Schutt Fazies, Foraminiferen-Rhodolithen Fazies, Pflaster Fazies. Generell sind Foraminiferen, Echiniden, Bryozoen und coralline Algen am auffälligsten. Unter den Mollusken blieben meist nur Kalzitschaler körperlich erhalten (Austern und Pectiniden), von denen die Austern häufig lagig angereichert sind. Bemerkenswert ist das Vorkommen von großen krustösen Rhodolithen (bis über 10 cm Durchmesser), die häufig in lateral relativ weit verfolgbaren Lagen angereichert sind.

Im Steinbruchbereich „Kummer“, das sich südlich der Straße St. Margarethen - Rust befindet (Abb. 19), ist das Vorkommen von gut gebankten, teilweise laminierten Kalken bis Mergeln erwähnenswert. Aus diesen feinkörnigen Kalken, die arm an Mikrofauna und Evertebraten sind, stammt eine diverse Fauna von sehr gut erhaltenen Knochenfischen. Durch den maschinellen Abbau in diesen Kalken, die zur Ziegelherstellung vermahlen werden, ist diese Fundstelle nicht mehr erhalten; der Sedimenttypus ist dagegen an der südlichen Böschung des Areales noch aufgeschlossen. Aufgrund der Sedimentstrukturen werden drei Faziestypen unterschieden.

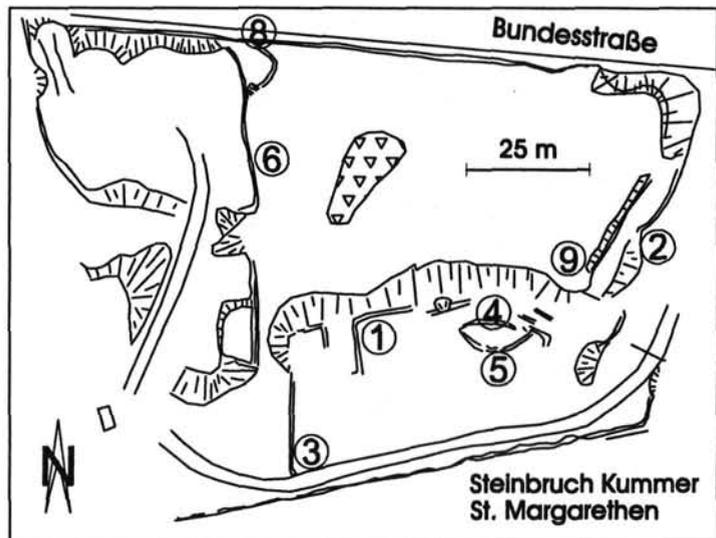


Abb. 19

(1) Eine Fazies mit gut gebankten, dm-mächtigen karbonatischen Grobsanden und Feinkiesen, die mit Pelit- und Siltlagen wechseln (Abb. 20). Die Sande zeigen meist tabulare Schrägschichtung die charakteristisch für sand waves sind. Die Leeblätter sind oft pelit- oder siltbelegt. Auf den fore sets sind teilweise Strömungsrippel ausgebildet. Pelitfasern, mud chips, kletternde Rippel und von Peliten/Silten abgedeckte Strömungsrippel (mud drapes) sind ebenfalls häufig. Paläoströmungsindikatoren (Abb. 23) zeigen die Dominanz von Strömungen nach E, es treten aber auch signifikante gegenläufige, nach W gerichtete Strömung auf. Bipolare Paläoströmungen und Strukturen, die auf stark wechselnde Strömungsverhältnisse schließen lassen, weisen auf ein gezeitendominiertes Environment.

(2) Eine weitere Fazies wird durch bis zu einem Meter mächtige, sehr schlecht sortierte, biogenreiche Breccien (Mittel- bis Grobkiese) mit großen lamellaren Rhodolithen, diversen Moluskenschalen und Intraklasten charakterisiert (Abb. 21). Die Bänke haben erosive Basis, sind teilweise amalgamiert, und keilen seitlich rasch aus. Die Grobklastika bilden Rinnenfüllungen und werden als Sedimente von Gezeitenrinnen interpretiert.

(3) Diese Fazies wird durch Wechsellagerungen von horizontal geschichteten oder laminierten, wenige cm bis dm mächtigen Karbonatsanden (Mittel- bis Grobsande) mit cm-mächtigen Silten und Tonen charakterisiert (Abb. 22). Sandbänke zeigen teilweise

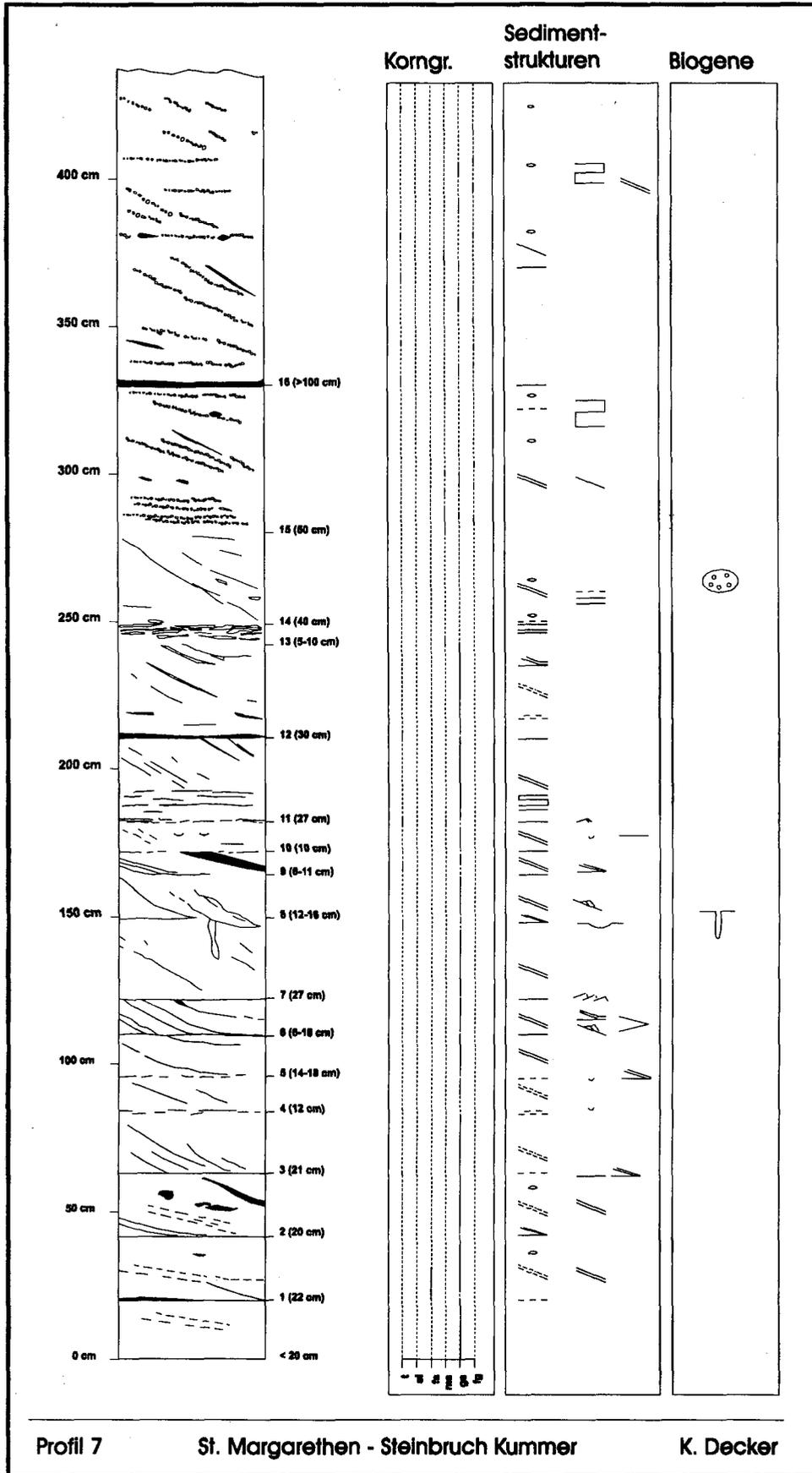
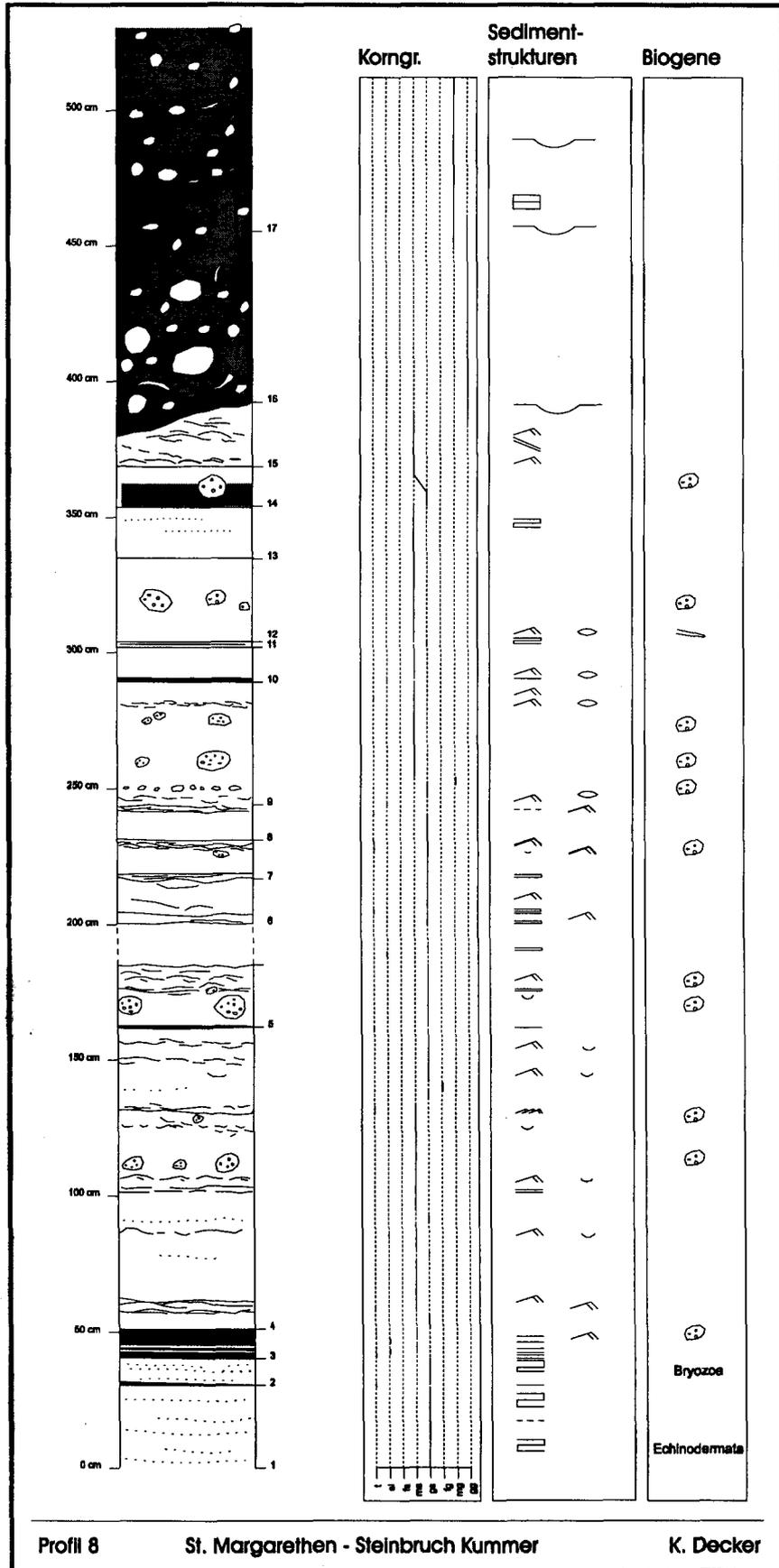


Abb. 20



Profil 8

St. Margarethen - Steinbruch Kummer

K. Decker

Abb. 21

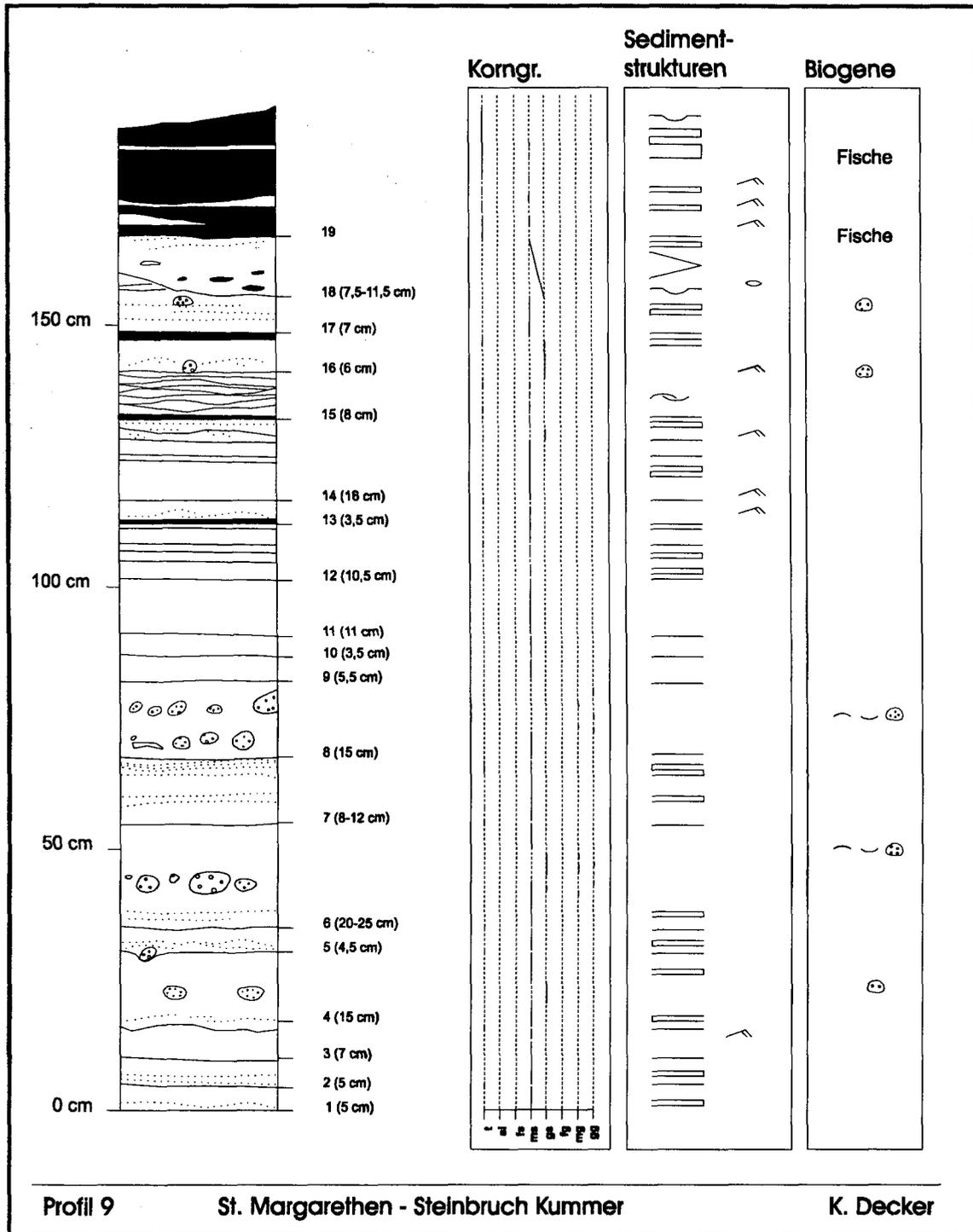


Abb. 22

erosive Basis und eine Anreicherung von Rhodolithen an der Basis, einige Bänke erscheinen gradiert. In den Pelitlagen wurden die erwähnten reichen Fischfaunen gefunden. Als sedimentäres Environment wird ein sehr seichter Stillwasserbereich diskutiert, in den biogene Grobsande durch Springtiden oder einzelne Stürme eingebracht wurden. Die reichen Fischfaunen könnten ebenfalls auf einen extremen Flachwasserbereich hinweisen, der nur bei Hochenergieereignissen durchströmt wird.

| | | | |
|---|----------------------------------|---|--|
|  | Erosive Basis |  | Auszellen |
|  | Pelitbelegte erosive Basis |  | Strömungsrippel |
|  | Ebene Bankung |  | Pelitbelegte Strömungsrippel |
|  | Ebene Lamination |  | Rippel auf Schrägschichtungsblättern |
|  | Pelitbelegte ebene Lamination |  | Pelitbelegte Rippel auf Schrägschichtung |
|  | Lam. mit auskellenden Pelitlagen |  | Kletternde Rippel |
|  | Kontinuierliche Pelitlage |  | Pelitbelegte kletternde Rippel |
|  | Diskontinuierliche Pelitlage |  | Pelitbelegte wellige Schichtung |
|  | Planare Schrägschichtung |  | Pelitfasern |
|  | Pelitbelegte Schrägschichtung |  | Mud chips |
|  | Tangential auslaufende toe-sets |  | Rhodolith |
|  | Kletternde toe-sets |  | Spurenfossilien |

Legende zu den Abbildungen 20, 21 und 22.

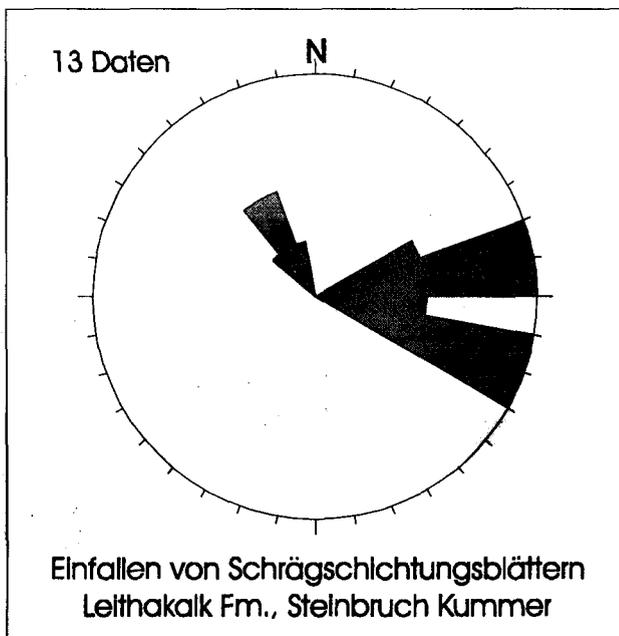


Abb. 23

Interpretation:

Die Kalke nördlich der Straße (Römersteinbruch und Steinbruch „Hummel“) werden als grobe, aber reine Karbonatsande interpretiert, die im flachen, bewegten Wasser abgelagert wurden. In dazwischen auftretenden ruhigeren Vertiefungen kam es zur Bildung einer Pflaster Fazies aus corallinen Rotalgen (DULLO, 1983).

Die laminierten Mergel - Kalke südlich der Straße (Steinbruch „Kummer“) wurden von DULLO (1983) als lagunäre Ablagerungen unter sehr ruhigen, vielleicht auch etwas tieferen und stagnierenden Bedingungen interpretiert. Die neueren sedimentologischen Daten deuten aber auf eine sehr seichte Ablagerung auf Gezeitenflächen hin.

Die sarmatischen Kalke des „Eisenbahneinschnittes zum Steinbruch Hummel“ werden als Strandbildungen interpretiert (FUCHS, 1965).

Literatur: FUCHS, 1965; DULLO, 1983.

STOP 5: Kiesgrube bei St. Margarethen

Thema: Fluvial transportierte Kiese und Schotter des Obersarmatium, überlagert von fossilreichen, mergeligen, marinen Sanden des Obersarmatium und von Quarzsanden des Pannonium D mit arten- und individuenreicher Melanopsidenfauna; syntektonische Sedimente („growth strata“) über einer listrischen Abschiebung.

Lithostratigraphische Einheit: Quarzsande des Pannonium über Kiesen des Obersarmatium.

Alter: Obersarmatium (Mactraschichten); Pannonium D.

Lokalität: Kiesgrube im St.Margarethener Gemeindewald, 5 km SSE vom Ortszentrum St.Margarethen (Abb. 18); ÖK 1:50.000, Blatt 78, Rust.

Beschreibung:

Im Ruster Bergland, jenem Höhenzug, der auch die Leithakalke von St. Margarethen (Stop 4) sowie die Aufschlüsse im Badenium von Kroisbach (jetzt: Fertőrákos) in Ungarn umfaßt, befinden wir uns in jenem Areal, in welchem von ROTH VON TELEGD (1879) zum ersten Mal der Begriff Pannon verwendet wurde. FUCHS (1965) gibt für diesen Bereich Ablagerungen des Pannon B, C und D an.

Eine detaillierte Bearbeitung dieses, sowohl in fazieller Hinsicht als auch in Hinblick auf seine Fossilführung und Tektonik kennenswerten Aufschlusses im St.Margarethener Gemeindewald ist leider bis jetzt nicht publiziert worden.

Die Wände des Bruches zeigen locker gelagertes, meist feinkörniges Material (vorwiegend Kiese); die Komponenten bestehen aus ca. 80 % kalkalpinem, etwa 5 % kristallinem und 15 % Sandsteinmaterial. Die tieferen Anteile zeigen oft deutliche Kreuzschichtung. Im Hangenden dieser fossilereeren, fluvial transportierten Kiese finden sich ca. 1 - 2 m mächtige, mergelige, fossilreiche Sande und darüber noch geringmächtige, sandige, detritäre Kalke. Vereinzelt Fragmente von Pectiniden beweisen Umlagerungsvorgänge aus nahen Leithakalken.

In den Ablagerungen des Sarmatium finden sich neben Bivalvenresten, die manchmal Schillagen bilden, (selten) auch große und gut erhaltene Mactren, vor allem jedoch Pirenellen; das relativ häufige Vorkommen von *Bittium hartbergense* weist gleichfalls auf Obersarmatium. Das im Hangenden vorkommende Pannonium liefert in zahlreichen Exemplaren verschiedene, gut erhaltene Arten des Genus *Melanopsis*.

Tektonik:

Die Sandgrube liegt am Ostrand des Eisenstädter Beckens, nahe an dem Bruch, der das Becken gegenüber dem Ruster Hügelland absenkt. Diese N-S-streichende, nach E einfallende Abschiebung verläuft wenige 100 m E der Sandgrube. In der Grube selbst sind konjugierte, E-W-Extension anzeigende Abschiebungen aufgeschlossen. Die symmetrisch zu den Schichtflächen angeordneten Brüche sind teilweise zusammen mit der Schichtung, die flach nach E fällt, verkippt. Die flache Faltung um eine N-S-streichende Achse kann als roll-over-Antiklinale über der listrischen Hauptabschiebung interpretiert werden. In der Sandgrube kann weiters eine generelle Zunahme der Mächtigkeit der Kiesbänke von W nach E beobachtet werden. Die Schichtmuster zeigen Geometrien, die für „growth strata“ typisch sind. Die Schotter wurden demnach während der Aktivität der listrischen, ostfallenden Hauptabschiebung abgelagert und datieren die Extensionstektonik in das obere Sarmatium und Pannonium.

Interpretation:

Fluvial transportierte Kiese werden von mergeligen, marinen Sanden des Obersarmatium überlagert, die Sedimente eines küstennahen Sedimentationsraumes darstellen. Auch umgelagertes Material aus der Leithakalkfazies des Badenium ist nachweisbar. Die lithofaziell reich differenzierte Schichtfolge wird von Pannonium überlagert und belegt

synsedimentäre, E-W-orientierte Extensionstektonik, wie sie auch in Wimpassing (Stop 2) und Steinbrunn (Stop 6) beobachtet wird.

Literatur: FUCHS, 1965; PILLER & VAVRA, 1991.

STOP 6: Sandgrube Steinbrunn

Thema: Synsedimentäre Tektonik des Pannonium; Inversion des Beckens im oberen Pannonium.

Lithostratigraphische Einheit: Sandsteine und Mergel des Pannonium.

Alter: Unteres - Mittleres Pannonium.

Lokalität: Sandgrube 2,2 km NNE Steinbrunn zwischen der Autobahn und der Straße Ebenfurth - Müllendorf; ÖK 1:50.000 Blatt 77, Eisenstadt (Abb. 9).

Beschreibung:

Die Sandgrube liegt am Ostrand des Wiener Beckens, am südwestlichen Abhang des Leithagebirges, in einer Serie von Sanden und Mergeln des oberen Sarmatium und Pannonium (SOHS, 1963). Die Schichtung liegt nicht horizontal, sondern ist um eine N-S streichende Falte verstellt. In der nörlichen Grubenwand sind rhythmisch gebankte (15 - 20 cm) Fein- bis Mittelsandsteine mit dünnen Siltzwischenlagen aufgeschlossen. Diese Fazies steht einer Serie mit massiven oder flasergeschichteten, dickgebankten, größeren Sandsteinen mit feinkörnigen Konglomeraten gegenüber, die am Südrand der Grube aufgeschlossen ist. Die Serie zeigt undeutliche thickening-up Folgen mit Rinnenfüllungen am top. Erosion und Umlagerung wird durch die erosive Basis der Bänke mit Strömungslinien und durch umgelagerte mud chips des Badenium angezeigt. Die Klastika sind außerdem reich an Bruchstücken coralliner Algen. SAUER et al. (1992) ordnen die Serie einem Environment mit gezeitendominierten Rinnen zu.

Tektonik:

In den Sanden des Pannonium lassen sich insgesamt vier Deformationsereignisse abtrennen, die Hinweise auf die jüngste tektonische Entwicklung des Wiener pull-apart Beckens liefern (Abb. 24). Die auffallendste Struktur im Aufschluß ist eine großmaßstäbliche Faltung der Serien um eine N-S streichende Achse. Im flach nach E einfallenden Schenkel sind zahlreiche tektonische Strukturen zu beobachten, aus denen die folgende Chronologie der Deformation abzuleiten ist (PERESSON & DECKER, 1996).

(1) Die ältesten tektonischen Strukturen sind zur Schichtung symmetrische, konjugierte Abschiebungen und Klüfte, die schichtparallele Dehnung anzeigen. Sie werden durch die spätere Faltung mit der Schichtung nach E gekippt. Die Versätze der Schichtflächen an den konjugierten Abschiebungen erreichen 10 cm. Nach Rückrotation der Schichtung und der konjugierten Abschiebungen ergibt sich eine Dehnung in ENE-WSW Richtung, die die ausklingende Extensionstektonik des Wiener Beckens im Obermiozän widerspiegelt. Im Gegensatz dazu entsprechen alle weiteren Strukturen (2 - 4) einer jüngeren Kompressionstektonik mit einer E-W gerichteten Verkürzung.

(2) In den kompetenteren Sandsteinbänken sind senkrecht auf die Bankung stehende, konjugierte Harnische ausgebildet. Das Bewegungslinear der dextralen und sinistralen Seitenverschiebungen ist parallel zur Schichtung orientiert. Auch diese Flächen sind vor der Faltung entstanden. Nach Horizontierung der Schichtung stehen die Blattverschiebungen senkrecht. Dextrale ENE-WSW-streichende Flächen und konjugierte, NW-SE-streichende sinistrale Harnische belegen E-W-orientierte Einengung.

(3) Die bisher beschriebenen Strukturen entstanden vor der Faltung der Schichtung. Sie werden an einer N-S (170°) streichenden Faltenachse verstellt. Der östliche Falten schenkel fällt mit 20-30° gegen E, der westliche steht nahezu saiger und fällt mit 70-80°

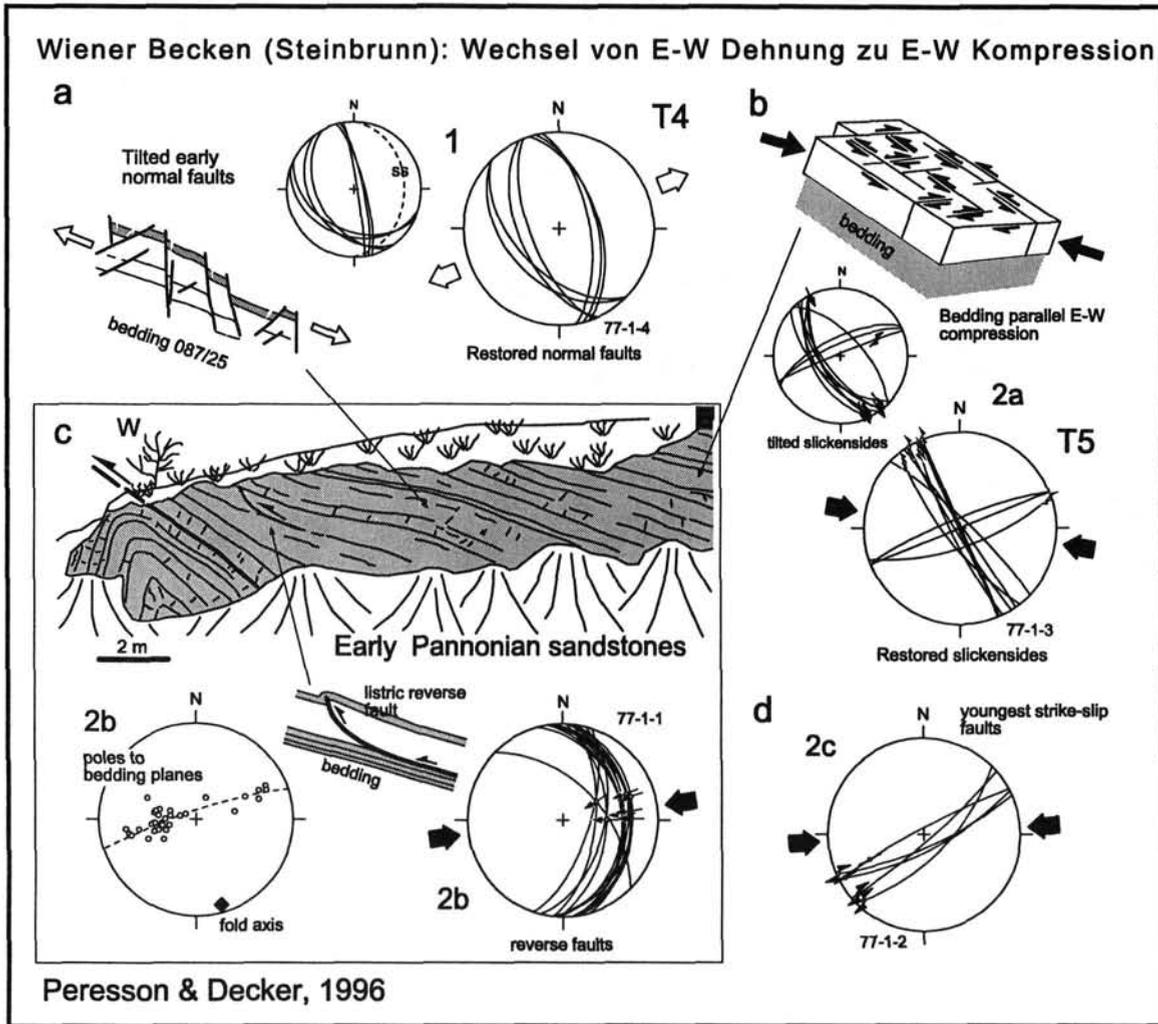


Abb. 24

nach W ein. Im Faltenkern entstehen kleinere, schichtparallele Scherflächen und listrische, W-vergente Aufschiebungen. In pelitreichen Zwischenlagen ist eine Schieferung und Krenulation im cm-Bereich ausgebildet.

(4) Die Faltenstruktur wird schließlich von jüngeren, NE-streichenden, dextralen Blattverschiebungen geschnitten, die ebenfalls einer E-W-gerichteten Verkürzung entsprechen.

Interpretation:

In diesem Aufschluß ist in spektakulärer Weise der Übergang von der Extensionstektonik des Wiener pull-apart Beckens zu einem unmittelbar nachfolgenden kompressiven Ereignis im oberen Pannon überliefert (Abb. 5). Die ENE-gerichtete Dehnung illustriert die Fortdauer der mittelmiozänen, generell E-W gerichteten Extension bis ins Unterpannon. Das anschließende E-W kompressive Ereignis markiert das Ende der Extension des Wiener Beckens, wobei die ältesten E-W kompressive Blattverschiebungen die noch horizontalen Schichten versetzen. Durch andauernde E-W Verkürzung wird das unterpannone Schichtpaket verfault und die älteren Strukturen verstellt. Ähnliche Strukturen in Pannonen Sanden des Steirischen Beckens und des Bakony-Gebirges (Ungarn) verdeutlichen die überregionale Bedeutung dieses E-W kompressiven Ereignisses, das die pull-apart Entwicklung und die Subsidenz des Wiener Beckens beendet (PERESSON & DECKER, 1996). Weitere Hinweise auf die Beckeninversion ergeben sich aus dem Alter der jüngsten Sedimente des Beckens, die mit oberem Pannonium (ca. 8 Ma; RÖGL

et al., 1993) datiert sind (Abb. 2). Signifikante Volumina jüngerer Sedimente (Pontium, Pliozän) sind aus dem Wiener Becken nicht bekannt.

Literatur: SOHS, 1963; SAUER et al., 1992; PERESSON & DECKER, 1996; DECKER & LANKREIJER, in Vorb.

Literatur

- ABDELGHANY, O., PILLER, W.E. & TOLEIKIS, R., 1996: Nummulitide Foraminiferen (Gattung: *Planostegina*) im Unter- und Mittel-Miozän der Paratethys und des mediterranen Raumes. - Sediment '96, 11. Sedimentologentreffen, Wien.
- ABEL, O., 1928: Parasitische Balanen auf Stockkorallen aus dem Miozänmeer. - Paläobiologica, 1, 13-38, 2 Taf., Wien - Leipzig.
- BACHMAYER, F. & TOLLMANN, A., 1953: Die Crustaceen-Fauna aus dem tortonischen Leithakalk (Steinbrüche der Firma Fenk) bei Groß-Höflein im Burgenland. - [in:] KÜPPER, H., EXNER, Ch. & GRUBINGER, H. (Hrsg.): Skizzen zum Antlitz der Erde, 308-314, 1 Taf., Wien (Brüder Hollinek).
- BALDI, T., 1989: Tethys and Paratethys through Oligocene times. Remarks to a comment. - Geologica Carpathica, 40, 1, 85-99, 3 Fig., Bratislava.
- BRIX, F. & PLOCHINGER, B., 1988: Erläuterungen zu Blatt 76 Wiener Neustadt. - 85 pp., 7 Abb., Wien (Geol. B.-A.).
- BRIX, F., KRÖLL, A. & WESSELY, G., 1977: Die Molassezone und deren Untergrund in Niederösterreich. - Erdöl Erdgas Ztschr., 1977, 12-35, Wien-Hamburg.
- BRIX, F. & SCHULTZ, O., 1993: Erdöl und Erdgas in Österreich. 2. Auflage. - Veröffentlichungen aus dem Naturhistorischen Museum Wien, N. F. 19, XXIV+688 S., 200 Abb., 17 Beil., Wien.
- CONTI, S., 1946: Le Corallinacee del calcare miocenico (Leithakalk) del bacino di Vienna. - Publ. Ist. Geol. Univ. Genova, Quaderni 1 - 2, ser. A - Paleontologia, 31-68, 7 Pl., Genova.
- COUDRY, J., 1977: Sedimentation et diagenèse des formations récifales périphériques à la Nouvelle-Calédonie durant le quaternaire: contrôle tectonique et climatique. - Memoires, B.R.G.M., 89, 407-418, Paris.
- DECKER, K., & LANKREIJER, A., 1996: Das Wiener Becken - Tektonik, Subsidenz und Modellierung eines „thin-skinned“ Pull-Apart-Beckens. - Sediment '96, 11. Sedimentologentreffen, Wien.
- DECKER, K., & LANKREIJER, A., In Vorber.: Tectonic controls on the formation of the thin-skinned Vienna pull-apart basin. - Tectonophysics, Amsterdam.
- DECKER, K., PERESSON, H., FAUPL, P., 1994: Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannungen und Deformationsaufteilung während der "lateralen Extrusion" der Zentralalpen. - Jahrbuch der Geologischen Bundes-Anstalt 137 (1), 5-18, Wien.
- DECKER, K., & PERESSON, H., 1996: Tertiary kinematics in the Alpine-Carpathian-Pannonian System: links between thrusting, transform faulting and crustal extension. - [in:] WESSELY, G., & LIEBL, W., (Ed.): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe, EAPG Spec. Pub. 5, London, im Druck.
- DULLO, W.-Ch., 1983: Fossildiagenese im miozänen Leitha-Kalk der Paratethys von Österreich: Ein Beispiel für Faunenerschiebungen durch Diageneseunterschiede. - Facies, 8, 1 -112, 15 Taf., 22 Abb., Erlangen.
- FODOR, L., 1995: From transpression to transtension: Oligocene-Miocene structural evolution of the Vienna basin and the East Alpine-Western Carpathian junction. - Tectonophysics 242, 151-182, Amsterdam.
- FUCHS, W., & GRILL, R., 1984: Geologische Karte von Wien und Umgebung 1:200.000 - Wien (Geol. B.-A.).
- FUCHS, W., 1965: Geologie des Ruster Berglandes (Burgenland). - Jahrb. Geol. B.-A., 108, 155 - 194, 3 Abb., 2 Taf., Wien.
- FUCHS, R. & STRADNER, H., 1977: Über Nannofossilien im Badenien (Mittelmiozän) der Zentralen Paratethys. - Beitr. Paläont. Österr., 2, 1-58, 5 Abb., 8 Taf., Wien.
- GUTDEUTSCH, R. & ARIC, K., 1976: Erdbeben im ostalpinen Raum. Beobachtungsmethoden und tektonische Deutungsversuche. - Zentralanst. Met. Geodyn., 19 (210), 1-23, Wien.

- HAAS, M., 1993: Die neogenen Sedimente im Raume Hornstein/Wimpassing - eine environmentanalytische (Teil A) und rohstoffwirtschaftliche (Teil B) Untersuchung. Diplomarbeit Formal- Naturwiss. Fak. Universität Wien, 168pp, Wien.
- HÖRNES, M., 1856: Die fossilen Mollusken des Tertiaer-Beckens von Wien. 1. Band: Univalven. - Abh. k. k. Geol. Reichsanst., **3**, 1-736, 1 Karte, Atlas mit 52 Taf., Wien.
- HÖRNES, M., 1870: Die fossilen Mollusken des Tertiaer-Beckens von Wien. 2. Band: Bivalven. - Abh. k. k. Geol. Reichsanst., **4**, 1-479, Atlas mit 85 Taf., Wien.
- HÖRNES, R. & AUINGER, M., 1879: Gasteropoden der Meeres-Ablagerungen der ersten und zweiten miocänen Mediterran-Stufe in der Österreichisch-Ungarischen Monarchie. - Abh. k.k. Geol. Reichsanst., **12** (1), 1 - 382, 50 Taf., Wien.
- KARRER, F., 1861: Über das Auftreten der Foraminiferen in den marinen Tegeln des Wiener Beckens. - Sitzber. kaiserl. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl., Abt. I, 427 - 459, 2 Taf., Wien.
- KARRER, F., 1877: Geologie der Kaiser Franz Josefs Hochquellen-Wasserleitung. - Abh. geol. Reichsanstalt, **9**, 420pp, 96 Abb., 20 Taf., Wien.
- KEFERSTEIN, C., 1828: Beobachtungen und Ansichten über die geognostischen Verhältnisse der nördlichen Kalk-Alpenkette in Österreich-Bayern. - Teutschland geognostisch-geologisch dargestellt, **5/3**, 425 pp., Weimar.
- KIESLINGER, A., 1949: Die Steine von St. Stephan. - 486 S., 207 Bilder, Wien (Herold).
- KIESLINGER, A., 1951: Gesteinskunde für Hochbau und Plastik. - 200 S., Wien.
- KOVAC, M., BARATH, I., HOLICKY, I., MARKO, F. & TUNYI, I., 1989: Basin opening in the Lower Miocene strike-slip zone in the SW part of the Western Carpathians. - Geol. Zbornik - Geologica Carpathica, **40** (1), 37-62, Bratislava.
- KRÖLL, A., & WESSELY, G., 1993: Wiener Becken und angrenzende Gebiete - Strukturkarte-Basis der tertiären Beckenfüllung. - Geologische Themenkarte der Republik Österreich 1:200.000, Wien (Geol. B.-A.)
- KÜPPER, H., 1965: Geologie von Wien. - 212pp, 20 Tab., 44 Taf., Wien (Hollinek).
- LANCKREIJER, A., KOVAC, M., CLOETINGH, S., PITONAK, P., HLOSKA, M., & BIERMANN, C., 1995: Quantitative subsidence analysis and forward modelling of the Vienna and Danube Basins: thin-skinned versus thick skinned extension. - Tectonophysics, Amsterdam.
- MARKO, F., FODOR, L. & KOVAC, M., 1991: Miocene strike-slip faulting and block rotation in Brezovské Karpaty Mts. (Western Carpathians). - Mineralia slovacica, **23**, 189-200, Bratislava.
- MENTLER, A., MÜLLER, H.W. & SCHWAIGHOFER, B., 1986: Verwitterungsstudien an Naturbausteinen im Wiener Stadtgebiet und in Steinbrüchen des Leithagebirges im Burgenland. - Mitt. österr. geol. Ges., **79**, 309-325, 14 Abb., Wien.
- d'ORBIGNY, A., 1846: Die fossilen Foraminiferen des tertiären Beckens von Wien... - XXXVII + 312 S., 21 Taf., Raris (Gide et Comp.)
- PAPP, A., 1949: Fauna und Gliederung des Sarmats im wiener Becken. - Anz. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **1949** (13), 256-266, 2 Tab., Wien.
- PAPP, A., 1951: Das Pannon des Wiener Beckens. - Mitt. Geol. Ges. Wien, **39-41** (1946-48), 99-193, 7 Abb., 4 Tab., Wien.
- PAPP, A., 1953: Die Moluskenfauna des Pannon im Wiener Becken. - Mitt. geol. Ges. Wien, **44** (1951), 85-222, 1 Abb., 7 Tab., 25 Taf., Wien.
- PAPP, A. in Zusammenarbeit mit GRILL, R., JANOSCHEK, R., KAPOUNEK, J., KOLLMANN, K. & TURNOVSKY, K., 1968: Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich. - Verh. Geol. B.-A., **1968**, 9-27, 1 Tab., Wien.
- PAPP, A., 1978: Die Entwicklung der Heterosteginen im Badenien. - [in:] PAPP, A., CICHA, I., SENES, J. & STEININGER, F. (eds.): M₄ - Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien). - Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys, **6**, 284 - 288, Taf. 12 - 13, Bratislava (Slowak. Akad. Wiss.).
- PAPP, A., CICHA, I. & CTYROKA, J., 1978: Allgemeine Charakteristik der Foraminiferenfauna im Badenien. - [in:] PAPP, A., CICHA, I., SENES, J. & STEININGER, F. (eds.): M₄ - Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien). - Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys, **6**, 263 - 268, Abb. 55 - 57, Bratislava (Slowak. Akad. Wiss.).
- PAPP, A., CICHA, I., SENES, J. & STEININGER, F. (eds.), 1978: M₄ - Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien). - Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys, **6**, 1 - 594, Bratislava (Slowak. Akad. Wiss.).
- PAPP, A., & KÜPPER, K., 1954: The genus Heterostegina in the upper Tertiary of Europe. - Contr. Cushman Found. Foraminif. Res., **5**, 108-127, New York.

- PAPP, A., RÖGL, F., CICHA, I., CTYROKA, J. & PISHVANOV, S., 1978: Planktonische Foraminiferen im Badenien. - [in:] PAPP, A., CICHA, I., SENES, J. & STEININGER, F. (eds.): M₄ - Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien). - Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys, **6**, 268 - 278, Taf. 1 - 8, Bratislava (Slowak. Akad. Wiss.).
- PAPP, A. & SCHMID, M. E., 1978: Die Entwicklung der Uvigerinen im Badenien der Zentralen Paratethys. - [in:] PAPP, A., CICHA, I., SENES, J. & STEININGER, F. (eds.): M₄ - Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien). - Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys, **6**, 279 - 284, Taf. 9 - 11, Bratislava (Slowak. Akad. Wiss.).
- PASSEGA, R., 1957: Texture as a characteristic of clastic deposition. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **41** (9), 1952-1984, Tulsa (Oklahoma).
- PERESSON, H., & DECKER, K., 1996: Far-field effects of Late Miocene W-directed subduction in the Outer Eastern Carpatians: E-W compression and inversion of structures in the Alpine-Carpatian-Pannonian region. - Tectonics, Washington, D.C., im Druck.
- PIERSON, B. J., & SHINN, E. A., 1985: Cement distribution and carbonate mineral stabilization in Pleistocene limestones of Hogsty Reef, Bahamas. [in:] SCHNEIDERMAN, N., & HARRIS, P. M., (eds.): Carbonate cements. SEPM Spec. Publ., **36**, 153-168, Tulsa (Oklahoma).
- PILLER, W.E., 1993: Facies development and coralline algae in the Vienna and Eisenstadt Basins (Miocene). - [in:] HÖFLING, R., MOUSSAVIAN, E. & PILLER, W.E. (eds.): Facial development of algae-bearing carbonate sequences in the Eastern Alps. Field Trip Guidebook. - B7, 1-24, 6 Fig., 4 Pl., München.
- PILLER, W.E., 1994: *Nullipora ramosissima* REUSS, 1847 - a re-discovery. - Beiträge Paläontologie, **19**, 181-189, 2 Fig., 2 Pl., Wien.
- PILLER, W.E. & KLEEMANN, K., 1991: Middle Miocene Reefs and related facies in Eastern Austria. I) Vienna Basin. - VI. International Symposium on Fossil Cnidaria including Archaeocyatha and Porifera, Excursion-Guidebook, Excursion B4, 1-28, 12 Fig., Münster.
- PILLER, W.E. & VAVRA, N., 1991: Das Tertiär im Wiener und Eisenstädter Becken. - [in:] ROETZL, R. & NAGEL, D. (ed.): Exkursionen im Tertiär Österreichs, Molassezone-Waschbergzone-Korneuburger Becken - Wiener Becken - Eisenstädter Becken. - 161-216, Abb. 41-49, Wien (Österr. Paläont. Ges.).
- PILLER, W.E., ABDELGHANY, O. & TOLEIKIS, R., 1995: Über die stratigraphische Verbreitung nummulitider Foraminiferen (Gattung: *Planostegina*) im Unter- und Mittel-Miozän der Paratethys und des mediterranen Raumes. - 2. Tagung der Österreichischen Paläontologischen Gesellschaft, Kurzfassungen der Vorträge und Poster, 25-26, Graz.
- PLÖCHINGER, B., & PREY, S., 1974: Der Wienerwald. - Sammlung geol. Führer, **59**, XI, 141pp, 23 Abb., 3 Tab., 2 Karten, Berlin (Borntäger).
- PREVOST, C., 1820: Essai sur la constitution physique et géognostique du bassin de Vienne en Autriche. - Journal de physique, **1820**, 34pp, 2 Abb., Paris.
- POPRAWA, D., NEMCOK, J., 1988-1989: Geological atlas of the Western Outer Carpathians and their foreland. - Panstwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H.-G., 1991: Lateral extrusion in the eastern Alps, part II: structural analysis. - Tectonics **10** (2): 257-271, Washington D.C.
- REUSS, A. E., 1847: I. Die fossilen Polyparien des Wiener Tertiärbeckens. Ein monographischer Versuch. - Naturwiss. Abh., HAIDINGER, W. (ed.), **2**, 1 - 109, 11 Taf., Wien.
- REUSS, A. E., 1849: Neue Foraminiferen aus den Schichten des österreichischen Tertiärbeckens. - Denkschr. K. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl., **1**, 365 - 390, 6 Taf., Wien.
- RÖGL, F. & STEININGER, F. F., 1983: Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. Die neogene Paläogeographie und Palinspastik des zirkum-mediterranen Raumes. - Ann. Naturhist. Mus. Wien, **85/A**, 135 - 163, 2 Abb., 14 Taf., Wien.
- RÖGL, F., ZAPFE, H., BERNOR, R.L., BROZBOHATY, L., DAXNER-HÖCK, G., DRAXLER, I., FEJFAR, O., GAUDANT, J., HERMANN, P., RABEDER, G., SCHULTZ, O. & ZETTER, R., 1993: Die Primatenfundstelle Götzendorf an der Leitha (Obermiozän des Wiener Beckens, Niederösterreich). - Jb. Geol. B.-A., **136** (2), 503-526, Wien.
- ROTH v. TELEGD, L., 1879: Geologische Skizze der Kroisbacher Berge und des südlichen Teiles des Leithagebirges. - Földt. Közl., **20** (3-4), 139, Budapest.
- ROTH, Z., 1980: Západní Karpati-terciérní struktura Stredni Evropy. Ustredny ustav Geologicky, **55**, 128p, Bratislava.
- ROYDEN, L. H., 1985: The Vienna Basin: A thin-skinned pull-apart basin. - [in:] BIDDLE, K. T., CHRISTIE-BLICK, N., (eds.): Strike slip deformation, basin formation and sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication **37**, 319-338.

- ROYDEN, L. H., 1988: Late Cenozoic tectonics of the Pannonian basin system. - [in:] ROYDEN, L. H., & HORVATH, F., (eds.): The Pannonian Basin - A study in basin evolution. American Association of Petroleum Geologists, Memoir **45**, 27-48, 13 Fig., Tulsa (Oklahoma).
- ROYDEN, L., HORVATH, F. & RUMPLER, J. 1983: Evolution of the Pannonian Basin system, 1. Tectonics. - Tectonics, 2 (1), 63-90, Washington D.C.
- ROYDEN, L. H. & HORVATH, F. (eds.), 1988: The Pannonian System. A study in basin evolution. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. **45**, 1 - 394, Tulsa (Oklahoma).
- SAUER, R., SEIFERT, P. & WESSELY, G., 1992: Guidebook to Excursions in the Vienna Basin and the Adjacent Alpine-Carpathian Thrustbelt in Austria. - Mitt. Geol. Ges., **85**, 1-264, 200 Abb., Wien.
- SCHAFFER, F. X., 1907: Geologischer Führer für Exkursionen im Inneralpinen Wiener Becken der nächsten Umgebung von Wien. - Samml. geol. Führer, **12**, VIII + 127pp, 11 Abb., Berlin (Bornträger).
- SEIFERT, P., 1992: Vienna Basin. [in:] BRIX, F. & SCHULZ, O., 1993: Erdöl und Erdgas in Österreich. - Veröff. nathist. Mus. Wien, 19, 688pp., Wien.
- SENES, J. & STEININGER, F. F., 1985: I. Mediterranean Tethys and Paratethys Neogene Stages and their current correlation. - [in:] STEININGER, F. F., SENES, J., KLEEMANN, K. & RÖGL, F. (eds.): Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys. Stratigraphic correlation tables and sediment distribution maps. - vol. 1: 1 - 10, Wien (Inst. Paleontology).
- SOHS, F., 1963: Das Neogen am Westrand des Leithagebirges (zwischen Hornstein und Sommerein. Diss. Univ. Wien, Wien.
- STEININGER, F. F., 1977: Integrated Assemblage-Zone Biostratigraphy at Marine-Nonmarine Boundaries: Examples from the Neogene of Central Europe. - [in:] KAUFFMANN, E. G. & HAZEL, J. E. (eds.): Concepts and Methods of Biostratigraphy, 235 - 256, 11 Text-Fig., Stroudsburg, Pennsylvania (Dowden, Hutchinson & Ross).
- STEININGER, F. F., SENES, J., KLEEMANN, K. & RÖGL, F. (eds.), 1985: Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys. Stratigraphic correlation tables and sediment distribution maps. - vol. 1: XIV + 189 pp.; vol. 2: XXVI + 536 pp., Wien (Inst. Paleontology).
- STEININGER, F. F., WESSELY, G., RÖGL, F. & WAGNER, L., 1986: Tertiary sedimentary history and tectonic evolution of the Eastern Alpine Foredeep. - Giornale di Geologia, ser. 3, **48/1-2**, 285-297, 10 Fig., Bologna.
- STEININGER, F. F., MÜLLER, C. & RÖGL, F., 1988: Correlation of Central Paratethys, Eastern Paratethys, and Mediterranean Neogene Stages. - [in:] ROYDEN, L.H. & HORVATH, F. (eds.): The Pannonian System. A study in basin evolution. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. **45**, 79 - 87, 3 Fig., Tulsa (Oklahoma).
- STEININGER, F. F., RÖGL, F., HOCHULI, P., & MÜLLER, C., 1989: Lignite deposition and marine cycles. The Austrian Tertiary lignite deposits - A case history. - Sitzungsbericht der Akademie der Wissenschaften Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse **197** (5-10), 309-332.
- STEININGER, F. F., BERNOR, R.L. & FAHLBUSCH, V., 1990: European Neogene marine/continental chronologic correlations. - [in:] LINDSAY, E. H., FAHLBUSCH, V. & MEIN, P. (eds.): European Neogene Mammal Chronology. - 15 - 46, 1 Fig., New York (Plenum Press).
- STÜTZ, A., 1807: Mineralogisches Taschenbuch. Enthaltend eine Oryctographie von Unterösterreich etc. - 394pp, Wien-Triest (Geistinger).
- Suess, E., 1885: Das Antlitz der Erde. Bd. 1. - 778 S., illustr. (Tempisky), Prag (Freytag), Leipzig.
- THENIUS, E., 1967: Säugetierfährten aus dem Rohrbacher Konglomerat (Pliozän) von Niederösterreich. - Ann. nathist. Mus. Wien, **71**, 363-379, 3 Abb., 4 Taf., Wien.
- TOLLMANN, A., 1955: Das Neogen am Nordwestrand der Eisenstädter Bucht. - Wissenschaftliche Arbeiten Burgenland, **10**, 1-75, 7 Fig., Profile A-G, 1 geol. Karte, Eisenstadt.
- TOLLMANN, A., 1985: Geologie von Österreich. Band II. Außerzentralalpiner Anteil. - 710 S., 287 Abb., Wien (Deuticke).
- TOMEK, C., & THON, A. 1988: Interpretation of seismic reflection profiles from the Vienna Basin, the Danube Basin, and the Transcarpathian Depression in Czechoslovakia. In: The Pannonian Basin - A study in basin evolution - [in:] ROYDEN, L.H., & HORVATH, F., The Pannonian Basin - A study in basin evolution. American Association of Petroleum Geologists, Memoir **45**, 171-182, Tulsa (Oklahoma).
- TOMEK, C. & HALL, J. 1993: Subducted continental margin imaged in the Carpathians of Czechoslovakia. - Geology, **21**, 535-538, Boulder.

- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M., & THOMPSON, S., 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4: Global Cycles of relative changes of sea level. Am. Assoc. Petrol. Geol., Mem., **26**, 83-97, Tulsa (Oklahoma).
- VAVRA, N., 1974: Cyclostome Bryozoen aus dem Badenien (Mittelmiozän) von Baden bei Wien (Niederösterreich). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **147** (3): 343-375, 3 Abb., Wien.
- WAGNER, L., KUCKELKORN, K. & HILTMANN, W., 1986: Neue Ergebnisse zur alpinen Gebirgsbildung Oberösterreichs aus der Bohrung Oberhofen 1 -Stratigraphie, Fazies, Maturität und Tektonik. - Erdöl Erdgas Kohle, **102** (1), 12-19, Wien-Hamburg.
- WESSELY, G., 1983: Zur Geologie und Hydrodynamik im südlichen Wiener Becken und seiner Randzone. - Mitt. österr. geol. Ges., **76**, 27-68, 8 Taf., Wien.
- WESSELY, G., 1984: Der Aufschluß auf kalkalpine und subalpine Tiefenstrukturen im Untergrund des Wiener Beckens. - Erdöl Erdgas Ztschr., **100** (9), 285-292, Wien-Hamburg.
- WESSELY, G., 1988: Structure and Development of the Vienna Basin in Austria. - [in:] ROYDEN, L. H. & HORVATH, F. (eds.): The Pannonian System. A study in basin evolution. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. **45**, 333 - 346, 10 Fig., Tulsa (Oklahoma).
- WESSELY, G., KRÖLL, A., JIRICEK, R., & NEMEC, F. 1993: Wiener Becken und angrenzende Gebiete - Geologische Einheiten des präneogenen Beckenuntergrundes. - Geologische Themenkarte der Republik Österreich 1:200.000, Wien (Geol. B.-A.).
- WIESENER, H., & ZIRKL, E. J., 1957: Glastuffit von Linenberg bei Zistersdorf (Niederösterreich). - Verh. Geol. B.-A., **1957**, 136-145, Wien.
- WINKLER, A., 1926: Die Lagerungsverhältnisse im Steinbruch des Rauchstallbrunngrabens bei Baden. - Verh. Geol. B.-A., **1925**, 72-75, 1 Abb., Wien.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Berichte der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1996

Band/Volume: [33](#)

Autor(en)/Author(s): Piller Werner E., Decker Kurt, Haas Margit

Artikel/Article: [Exkursion A1: Sedimentologie und Beckendynamik des Wiener Beckens 1-41](#)