

## Fazies, Stratigraphie und Ammonitenfauna des Mittleren und Oberen Dogger bei Neumarkt i.d.Opf. (Bajocium-Oxfordium, Süddeutschland)

Gernot Arp

**Zusammenfassung:** Das Profil Neumarkt-Fuchsberg umfaßt eine 25 m mächtige Sedimentabfolge von flach-subtidalen Sandsteinen des tieferen Bajocium bis zu einer Kalk-Mergel-Wechselfolge des höheren Oxfordium mit Schwamm-Mikrobialithen in mittlerer Schelfposition. Anhand der Ammonitenfauna können die Humphriesianum-, Parkinsoni-, Koenigi-, Jason-, Lamberti- und Bifurcatus-Zone belegt werden. Sedimente weiterer Ammoniten-Zonen sind einer lithostratigraphischen Korrelation mit dem benachbarten Profil Sengenthal folgend vertreten. Nur für das Ober-Bathonium bis tiefste Unter-Callovium (Herveyi-Zone) ist biostratigraphisch eine Schichtlücke belegt. Die Mikrofazies der Sedimente spiegelt die zunehmende Küstenentfernung und Umformung der Paläogeographie mit Durchbruch der Regensburger Straße, veränderten Meeresströmungen und zunehmender Öffnung zur Tethys wider. Eine schrittweise Zunahme der Wassertiefe ist anzunehmen. Mächtigkeitsschwankungen im Bajocium-Bathonium gehen auf die Nivellierung einer submarinen erosiven Reliefbildung im untersten Bajocium an der Grenze "Eisensandstein"/"Sowerby-Sauzei-Schichten" zurück. Eisenoide sind keine Bildungen des bewegten Flachwassers sondern entstanden bei geringer Wasserbewegung nahe der Sedimentoberfläche. Diskontinuitäten und Kondensationshorizonte im Mittleren und Oberen Braunjura werden auf transgressive Phasen und Meeresspiegelhochstände zurückgeführt. Im Falle der Parkinsoni- bis tieferen Zigzag-Zone, der tiefern Koenigi-Zone und der Lamberti-Zone fallen sie zeitlich mit eustatischen Meeresspiegelhochständen zusammen. Späte Abschnitte transgressiver Phasen bzw. Meeresspiegelhochstände sind zudem mit Phasen der Phosphoritknollen-Bildung verbunden. Eine Regression ist nur für die späte Sauzei-/frühe Humphriesianum-Zone gesichert. Der Wechsel von einer Limonit- zu Glaukonit-charakterisierten Sedimentation fällt mit dem Durchbruch der Regensburger Straße während des Unter-Callovium zusammen.

**Abstract:** A 25 m thick section of shallow-subtidal early Bajocian sandstones to early Oxfordian limestone-marl-alternations with sponge-microbialite-buildups of the middle shelf has been investigated at Neumarkt i.d.Opf. (Franconian Alb, Bavaria). The ammonoid faunas prove the presence of the Humphriesianum-, Parkinsoni-, Koenigi-, Jason-, Lamberti- und Bifurcatus-Zone. Further ammonite zones should be present as derived from correlation with the adjacent section Sengenthal. A biostratigraphic gap is evident only for the Upper Bathonian to the early Lower Callovian. The microfacies of the sediments reflects the increasing distance to the coast and a change in palaeogeography including the connection of the south German and Polish seas by the Regensburg strait, change in currents and a progressive opening to the Tethys. A step-by-step increase in water depth is suggested. Changes in thickness of the Bajocian-Bathonian at short distances result from a submarine erosional relief formed during the lowermost Bajocian. Iron ooids probably formed at the sediment-water interface in an poorly agitated environment. Disconformities and condensations in the early Bajocian to early Oxfordian are considered to result from transgressive pulses and sea-level highstands. In the case of the Parkinsoni- to early Zigzag-Zone, the early Koenigi-Zone and the Lamberti-Zone these condensations coincide with eustatic sea-level highstands. In addition, late parts of transgressive pulses and sea-level highstands are characterized by the formation of phosphorite. A regression is only indicated for the late Sauzei/early Humphriesianum-Zone. The change from limonite- to glaucony in sedimentation coincides with the opening of the Regensburg strait during the Lower Callovian.

**Adresse:** Dr. Gernot Arp, Göttinger Zentrum Geowissenschaften, Abteilung Geobiologie, Universität Göttingen, Goldschmidtstraße 3, 37077 Göttingen, Email: [garp@gwdg.de](mailto:garp@gwdg.de)

## 1 Einleitung

Der Mittlere und Obere Dogger der Fränkischen Alb umfaßt eine geringmächtige, wechselhafte Abfolge von Kalksandsteinen, Geröll-Lagen, eisenoolithischen Mergeln und Mergelkalken bis glaukonitischen Tonmergeln. Bezeichnend sind zahlreiche Diskontinuitäten und Kondensationshorizonte sowie der abschnittsweise große Fossilreichtum. Regional spiegelt die Abfolge die schrittweise Überflutung der randlichen Böhmisches Masse und des Vindelizischen Landes wider (Pompeckj 1901; Meyer & Schmidt-Kaler 1981). Dieser regionale Vorgang wird von eustatischen Meeresspiegelschwankungen überlagert, deren Zyklen erster und zweiter Ordnung weltweit verfolgt werden können (Haq et al. 1988; Hallam 1988, 2001). Bisher wurden bei der Interpretation der Sedimentabfolge des höheren Dogger der Frankenalb Aufarbeitungs- und Geröll-Lagen Regressionen zugeordnet, Mächtigkeitschwankungen durch kleinräumige tektonische Schwellen und Senken erklärt (Hertle 1962; Kästle 1990) sowie Eisenooide als Hinweis auf bewegtes Flachwasser aufgefaßt (z.B. Schmidill & Krumbeck 1938: 320; Schmidt-Kaler et al. 1992).

Der hier bearbeitete Aufschluß bietet nun die Gelegenheit anhand von Lithologie, Mikrofazies und Biostratigraphie lokale, regionale und überregionale Effekte auf die Sedimentationsgeschichte im höheren Dogger der Frankenalb herauszuarbeiten und zu bisherigen Interpretationen Stellung zu nehmen.

## 2 Geographische Lage

Das untersuchte Profil wurde beim Ausbau der Straße von Neumarkt in der Oberpfalz nach Fuchsberg am Hang des Wolfsteines von November 1990 bis März 1991 abgeschlossen. Neumarkt i.d.Opf. liegt etwa 120 km nördlich von München und 35 km süd-östlich Nürnberg (Abb.1).

Der untersuchte Aufschluss befindet sich am Westrand der Mittleren Fränkischen Alb unmittelbar östlich der Grenze der Kartenblätter Nr. 6734 Neumarkt i.d.Opf. (Lahner & Stahl 1969) und Nr. 6735 Deining (R: <sup>44</sup>63650-850, H: <sup>54</sup>61225; Gaukler & Häring 1973).

Die Burgruine Wolfstein ist etwa 1 km nordwestlich des Aufschlusses gelegen.

## 3 Profilbeschreibung

**Schicht 1** (Liegendes). - Rostroter Eisen-sandstein mit einzelnen hämatitischen Erzbrocken und deutlicher Schrägschichtung;

Mächtigkeit: Mindestens 170 cm.

**Schicht 2**. - Heller, gelber, von Grabgängen durchsetzter, toniger Sand mit hellgrauen Tonschlieren, z.T. Flasergefüge;

Mächtigkeit: 150 cm.

**Schicht 3**. - Rotbrauner, z.T. eisenschüssiger, feinkörniger Sandstein bis Kalksandstein mit grober Bankung; bogige Schräg- und Kreuzschichtung sowie einzelne Grabgänge; mittlerer Teil z.T. als rostroter Eisensandstein;

Mächtigkeit: 330 cm.

**Schicht 4**. - Heller, gelbbrauner, feinkörniger Sandstein mit einzelnen grauen Tonblättern; deutliche Schrägschichtung, Grabgangsysteme und senkrechte Wohnröhren; etwa 20 cm unter Top ein großer Spreitenbau;

Mächtigkeit: 35 - 50 cm

**Schicht 5**. - gelbbrauner bis rotbrauner, fein- bis mittelkörniger Kalksandstein; lagenweise Grobsand führend, z.T. stark feinoolithisch; vorwiegend aufgebaut aus gelbbraunen, z.T. oolithischen Sandstein-Geröllen (untergeordnet auch phosphatische Geröllchen); Einschaltungen von grobsandigem Echinodermentschutt, häufig Muschelschalen (u.a. *Parvamussium*); *Rhabdocidaris*-Stacheln, *Isocri-nus*-Stielglieder;

Mächtigkeit: 15 - 20 cm

**Schicht 6**. - Geröllhorizont aus feinkörnigen Kalksandsteingeröllen (Durchmesser  $\leq 5$  cm), Quarzkörner z.T. als Rindenoide, dünne "Eisenlack"-Überzüge; gelbbrauner, sandiger Mergel als Grundmasse;

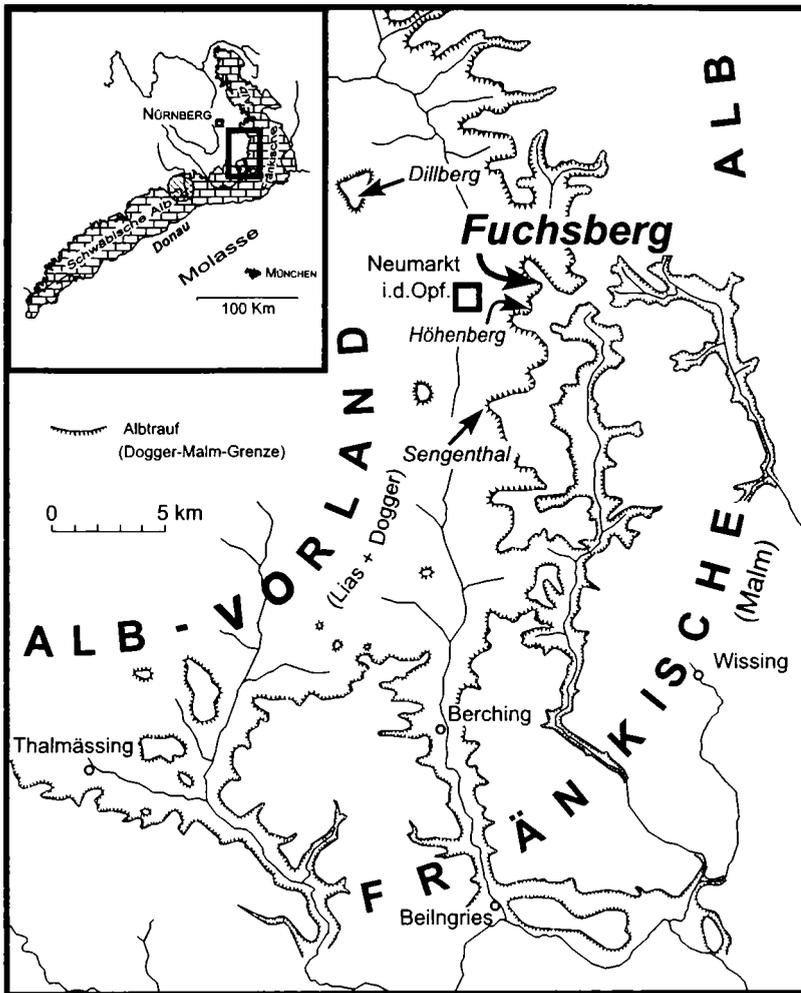
Mächtigkeit: 5 - 15 cm

**Schicht 7**. - gelbbrauner, feinkörniger Sand mit grauen Tonfasern, etwas bioturbat; flache "Eisenlack"-überzogene Gerölle bis 20 cm Durchmesser aus braunem, feinkörnigen Kalksandstein mit Schalenabdrücken und Serpulidenbewuchs;

Mächtigkeit: 10 cm

**Schicht 8**. - dunkelgrau-braun gestreifter, sandig-siltiger Ton, leicht bioturbat; an der Obergrenze zwei siltige Phosphoritknollen (innen schwarz, stark feinoolithisch, bis 7,5 cm Durchmesser, z.T. mit Anreicherung kleiner Bivalven: *Parvamussium pumilum* (Lamarck));

Mächtigkeit: 30 cm



**Abb. 1.** Geographische Übersicht mit Lage des Aufschlusses Neumarkt-Fuchsberg und der Vergleichsprofile Höhenberg, Sengenthal und Dillberg.

**Fig. 1.** Geographic overview of the Jurassic of the Schwabian-Franconian Alb, showing the location of the investigated section Neumarkt-Fuchsberg and the adjacent sections Höhenberg, Sengenthal and Dillberg.

**Schicht 9.** - schwarzgrauer, siltiger Ton mit schaligen rostfarbenen, leicht feoolithischen Toneisensteingeoden (gehäuft bei 50 - 60 cm und 80 - 90 cm über der Basis); etwa 30 - 40 cm über der Basis Lage mit kleinen Phosphoritknollen (außen weiß und unregelmäßig, innen schwarz; feoolithisch), welche zahlreiche kleine Muschelschalen aufweisen: *Parvamussium pumilum* (Lamarck), *Nuculana claviformis* (Sow.), *Chlamys* sp., *Camptonectes* sp., *Liostrea* sp. (7 cm große Schale mit angehefteter *Gervillia* sp.); weiterhin winzige Gastropoden, Dentalien, kleine Stöcke cyclostomater Bryozoen, Scherenreste eines decapoden Krebses und ein juveniler Ammonit (Taf. 6/1); auch im umgebenden Ton winzige Schalenabdrücke; in den untersten 30 - 40 cm nur vereinzelt Phosphoritknollen (außen weiß, innen schwarz, siltig und feoolithisch);

Mächtigkeit: 150 - 160 cm

**Schicht 10.** - bräunlich-grauer, sandiger Silt;

Mächtigkeit: 10 - 12 cm

**Schicht 11.** - hellbrauner, bröckeliger, feinkörniger, etwas siltiger Kalksandstein mit rost-

farbenen Muschelabdrücken und siltigen Grabgängen; Phosphoritkonkretionen, untergeordnet Ton-, Sandstein- und Kalksandstein-Gerölle (bis mehrere cm Durchmesser); an der Basis nicht selten dicke Belemniten;

Mächtigkeit: 20 - 28 cm

**Schicht 12.** - graubrauner, sandiger Ton mit Sandstein-Schwarten und -Gängen (Bioturbation); rostfarbene Muschelabdrücke;

Mächtigkeit: 20 cm

**Schicht 13.** - bräunlich-grauer Ton mit Sandflasern;

Mächtigkeit: 20 cm

**Schicht 14.** - graubrauner, sandiger Silt;

Mächtigkeit: 15 cm

**Schicht 15.** - mürbe, tonige, graubraune feinkörnige Kalksandsteinbank; stark bioturbat; Obergrenze fließend;

Mächtigkeit: 30 cm

**Schicht 16.** - stark tonflaseriger, graubrauner, bröckeliger feinkörniger Kalksandstein; Flasergefüge durch Bioturbation stark verwühlt;

Mächtigkeit: 120 - 140 cm

**Schicht 17.** - gelbbrauner, toniger feinkörniger Sand mit dicken, grauen Tonschlieren;

Mächtigkeit: 5 - 10 cm

**Schicht 18.** - brauner, toniger, feinkörniger Kalksandstein; reich an grauen Tonflasern;

Mächtigkeit: 45 cm

**Schicht 19.** - brauner, feinkörniger, schrägschichteter Kalksandstein, stark feoolithisch; einzelne, siltige Grabgänge; wenige, bis 5 cm große, braune, flach-scheibenförmige Siltstein-Gerölle;

Mächtigkeit: 60 cm

**Schicht 20.** - graubrauner bis rotbrauner Mergel bis Kalkmergel; feoolithisch und feinsandig; einzelne Muschel- und Echinodermereste; viele Kalksandstein-Gerölle (meist in cm-Größe, kaum "Eisenlack"-Überzug), sowie ein großes Geröll (4 x 8 x 18 cm) aus feoolithischem, braunen Kalksandstein mit vielen Muschelschälchen; Geröll ist von zahlreichen, z.T. dicken Serpulidenröhren bewachsen;

Mächtigkeit: 10 - 15 cm

**Schicht 21.** - gelbbrauner, knolliger Mergelkalk, oolithisch; viele Schalenreste (Muscheln, flache Austern), Belemniten, z.T. Serpulidenbewuchs; an der Basis einzelne "Eisenlack"-überzogene Geröllchen (< 1 cm Durchmesser);

Mächtigkeit: 7 - 10 cm

**Schicht 22.** - gelbbraune, oolithische Mergel-lage;

Mächtigkeit: 4 - 5 cm

**Schicht 23.** - gelbbrauner, knolliger Mergelkalk, oolithisch; sehr fossilreich: *Megateuthis* sp., *Ctenostreon proboscideum*, *Trigonia* sp., Austern, *Gresslya* sp., häufig Brachiopoden ("Terebrateln");

Mächtigkeit: 30 - 35 cm

**Schicht 24.** - knollig-bröckeliger, gelbbrauner Kalkmergel bis Mergelkalk, stark oolithisch; nicht selten cm-große, z.T. "Eisenlack"-überzogene Geröllchen aus oolithischem Mergelkalk (z.T. mit Serpulidenbewuchs); extrem fossilreich: Muscheln (*Gresslya gregaria*, *Pleuromya alduini*, *Liostrea* sp., *Ctenostreon proboscideum* u.a.), Brachiopoden, *Megateuthis* sp.; an der Basis Stephanoceraten; *Stephanoceras* (*Stephanoceras*) sp., *Stephanoceras* (*Normannites*) sp., *Teloceras* sp. (juvenil);

Mächtigkeit: 35 cm

**Schicht 25.** - feste, graubraune, oolithische Mergelkalkbank; Top als deutlicher mehrphasi-

ger Hartgrund entwickelt: Bohrlöcher von Bivalven, Serpulidenbewuchs, Topfläche mit Austernbesiedlung, Spalten- und Taschenbildungen (gefüllt mit gelbbraunem bis rötlichem, oolithischem Mergel bis Mergelkalk des "Parkinsonien-Ooliths"; Taschenwände, Top-Fläche und Bankunterseite mit stromatolithischer Limonitkruste überzogen);

Mächtigkeit: 30 - 40 cm

**Schicht 26.** - leicht rötlicher, braungrauer, knolliger Mergelkalk, stark oolithisch; z.T. bröckelig und mit rötlichen Mergelflasern; reich an Brachiopoden ("Terebrateln") und Muscheln (u.a. *Pholadomya* sp., *Gresslya* sp., Austern); an der Bankoberseite *Cadomites* (*C.*) *deslongchampsii*; 0 - 5 cm unter Top: *Parkinsonia* sp., *Oxycerites* cf. *aspidoides*, *Trigonia* sp.; 15 cm unter Top: *Parkinsonia parkinsoni*, *Parkinsonia rarecostata*; 20 cm unter Top: *Parkinsonia orbignyana*, *Trigonia interlaevigata*; 25 cm unter Top: *Parkinsonia* sp.;

Mächtigkeit: 25 - 30 cm

**Schicht 27.** - olivgrau-braune, feste, oolithische Mergelkalkbank;

Mächtigkeit: 10 - 12 cm

**Schicht 28.** - bräunlich-grauer, oolithischer Mergel;

Mächtigkeit: 10 cm

**Schicht 29.** - durchgehende Laibsteinlage aus hartem, bräunlich-grauem, oolithischem Mergelkalk (Laibsteine bis über 30 cm breit), Schalenreste u.a. von *Plagiostoma* sp.;

Mächtigkeit: 0 - 18 cm

**Schicht 30.** - gelbbraun angewitterter, grauer, oolithischer Mergel;

Mächtigkeit: 20 cm

**Schicht 31.** - blaugrauer, oolithischer Tonmergel;

Mächtigkeit: 13 cm

**Schicht 32.** - Laibsteinlage aus hartem, blaugrauem, oolithischen Mergelkalk mit reichlich Fucoiden; Laibsteine bis 70 cm breit;

Mächtigkeit: 0 - 10 cm

**Schicht 33.** - blaugrauer, oolithischer Tonmergel mit einzelnen, kleinen, oolithischen Mergelkalk-Konkretionen (um 5 cm Durchmesser), vereinzelt Crinoiden-Reste;

Mächtigkeit: 50 cm

**Schicht 34.** - violettgrauer, sehr stark oolithischer Mergel mit seifenartig angereicherten Ooiden;

Mächtigkeit: 10 cm

**Schicht 35.** - grauer, harter, oolithischer Mergelkalk-Laibstein mit Fucoiden und einer glattschaligen Pectinide;

Mächtigkeit: 0 - 12 cm

**Schicht 36.** - blaugrauer, oolithischer Mergel mit Fucoiden, am Top einzelne Phosphoritknollen;

Mächtigkeit: 20 - 25 cm

**Schicht 37.** - graue, außen gelbbraune, oolithische Mergelkalk-Laibsteine, welche z.T. eine zusammenhängende Bank bilden; Belemniten, Fucoiden; Diese Bank führt zahlreiche, z.T. seifenartig angereicherte mittel- bis großwüchsige Ammonoideen, überwiegend Vertreter der Perisphinctidae (*Homoeoplanulites* sp., *Choffatia* sp.), gefolgt von *Macrocephalites* sp. ("Macrocephalen-Oolith"); seltener sind *Kepplerites* (*Gowericeras*) aff. *metorchus*, *Chanasia* (*Jeanetticeras*) *parallelum*, *Chamoussetia* sp. und *Bullatimorphites* (*Kheraiceras*) *prahecuensis*; Das heteromorphe *Parapatoceras tuberculatum* wurde mit einem Exemplar nachgewiesen.

Mächtigkeit: 0 - 15 cm

**Schicht 38.** - blaugrauer, leicht glaukonitischer Tonmergel mit Lagen großer flachgedrückter Ooide, nach unten zunehmend oolithisch;

Mächtigkeit: 70 cm

**Schicht 39.** - gelbbrauner, leicht glaukonitischer Tonmergel mit Anreicherung umkristallisierter Belemniten und phosphatischen Mergelkalkknöllchen;

Mächtigkeit: 0 - 5 cm

**Schicht 40.** - blaugrauer, gelbbraun angewitterter Tonmergel mit häufigen phosphatischen Ammonoideenresten (*Macrocephalites* (*Macrocephalites*) sp. und *Homoeoplanulites* sp.) und phosphatischen Mergelkalkkonkretionen; leicht glaukonitisch;

Mächtigkeit: 15 cm

**Schicht 41.** - blaugrauer, leicht glaukonitischer Tonmergel (lithostratigraphische Basis des Ornatentons);

Mächtigkeit: 30 cm

**Schicht 42.** - blaugrauer, glaukonitischer Tonmergel mit Anreicherung umkristallisierter Belemniten und phosphatischen Mergelkalkkonkretionen (wie Schicht 44); häufig phosphatische Ammonoideenbruchstücke, u.a. *Kosmoceras* (*Gulielmiceras*) cf. *gulielmi*, *Grossouvria* sp., *Palaeonucula* sp. (Steinkern);

Mächtigkeit: 0 - 5 cm

**Schicht 43.** - blaugrauer Tonmergel;

Mächtigkeit: 30 - 35 cm

**Schicht 44.** - blaugrauer Tonmergel voll aufgearbeiteten, phosphatischen Mergelkalkkonkretionen (bis 3 cm Durchmesser, angebohrt und zerfressen) und schlecht erhaltenen, umkristallisierten Belemniten;

Mächtigkeit: 0 - 3 cm

**Schicht 45.** - grauer, gelbbraun angewitterter Tonmergel mit leicht phosphatischen Mergelkalkkonkretionen (< 5 cm Durchmesser);

Mächtigkeit: 120 cm

**Schicht 46.** - blaugrauer, leicht glaukonitischer Tonmergel;

Mächtigkeit: 175 cm

**Schicht 47.** - blaugrauer Tonmergel, Abdrücke von Quenstedtoceraten, kleine Muscheln, Belemniten; *Quenstedtoceras* cf. *lamberti*, *Quenstedtoceras intermissum*;

Mächtigkeit: 20 cm

**Schicht 48.** - olivgrauer, stark glaukonitischer Mergel mit von Glaukonit erfüllten Grabgängen;

Mächtigkeit: 18 - 20 cm

**Schicht 49.** - graugrün getupfter Glaukonitmergel;

Mächtigkeit: 9 - 13 cm

**Schicht 50.** - zwei hellgraue, glaukonitische Kalkknollenbänkchen mit gelblicher Verwitterungsfarbe;

Mächtigkeit: 18 - 22 cm

**Schicht 51.** - hellgauer Mergel mit Glaukonit;

Mächtigkeit: 10 cm

**Schicht 52.** - hellgraue, glaukonitische Kalkknollenbank; häufig "Perisphincten"; *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) cf. *bifurcatoides* [Lese fund];

Mächtigkeit: 10 cm

**Schicht 53.** - hellgrauer, sehr stark von flachen Schwämmen und Schwammresten durchsetzter Mergel; eingelagert sind bis 50 cm dicke Schwammkalklinsen; nach SW relativ arm an Schwämmen und dann nur 95 cm mächtig; unterste 50 cm mit Glaukonit;

Mächtigkeit: 150 cm

**Schicht 54.** - hellgraue, mergelige Kalkbank mit häufigen Schwammresten;

Mächtigkeit: 30 cm

**Schicht 55.** - hellgrauer Mergel mit reichlich Schwammresten und unregelmäßig eingelagerten, dm-starken Schwammkalklinsen;

Mächtigkeit: 50 cm

**Schicht 56.** - hellgraue, mergelige Kalkbank mit Schwammresten; stellenweise als bis 70 cm mächtige Schwammkalklinsen entwickelt;

Mächtigkeit: 25 cm

**Schicht 57.** - hellgrauer Mergel mit Schwammresten;

Mächtigkeit: 25 - 35 cm

**Schicht 58.** - weißgraue Kalkbank mit vielen Schwammresten;

Mächtigkeit: 45 cm

**Schicht 59 (Hangendes).** - hellgrauer Mergel mit Schwammresten;

Mächtigkeit: (20 cm)

#### 4 Lithostratigraphische Korrelation und biostratigraphische Einstufung

Als Referenzprofil wird das 6 km südlich gelegene Profil Sengenthal herangezogen (Abb. 1, 2), da der untersuchte Aufschluß Fuchsberg nur abschnittsweise stratigraphisch verwertbare Ammonoiten lieferte. Der Steinbruch Sengenthal stellt aufgrund seiner Aufschlußbedingungen und des Fossilreichtums das einzige detailliert untersuchte bio- und chronostratigraphisch gegliederte Profil in der Umgebung von Neumarkt dar (Kolb 1965; Callomon et al. 1987; Dietl & Callomon 1988; Schairer 1989; Freitag 1990; Kästle 1990; Schmidt-Kaler et al. 1992). Ältere Profile, welche auf Schürfen basieren, wurden von Gümbel (1891), Reuter (1905), Dorn (1939) und Schmidill & Krumbek (1931) publiziert. Insbesondere das nur 1 km südlich gelegene Profil Höhenberg (Reuter 1905; Schmidill & Krumbek 1931) läßt dabei deutliche Parallelen mit dem vorliegenden Profil Fuchsberg erkennen (Abb. 2). Weitere Profilaufnahmen stammen vom Autobahnbau Nürnberg-Regensburg (Krisl in Gaukler & Häring 1973). Ein geringmächtiges Profil konnte am Dillberg 8,5 km westlich von Neumarkt-Fuchsberg aufgenommen werden (siehe Anhang) und wird zusammen mit dem Aufschluß Dillberg-Sandgrube Adler (Hörauf 1972) als Beispiel für ein "Schwellenprofil" herangezogen (Abb. 2).

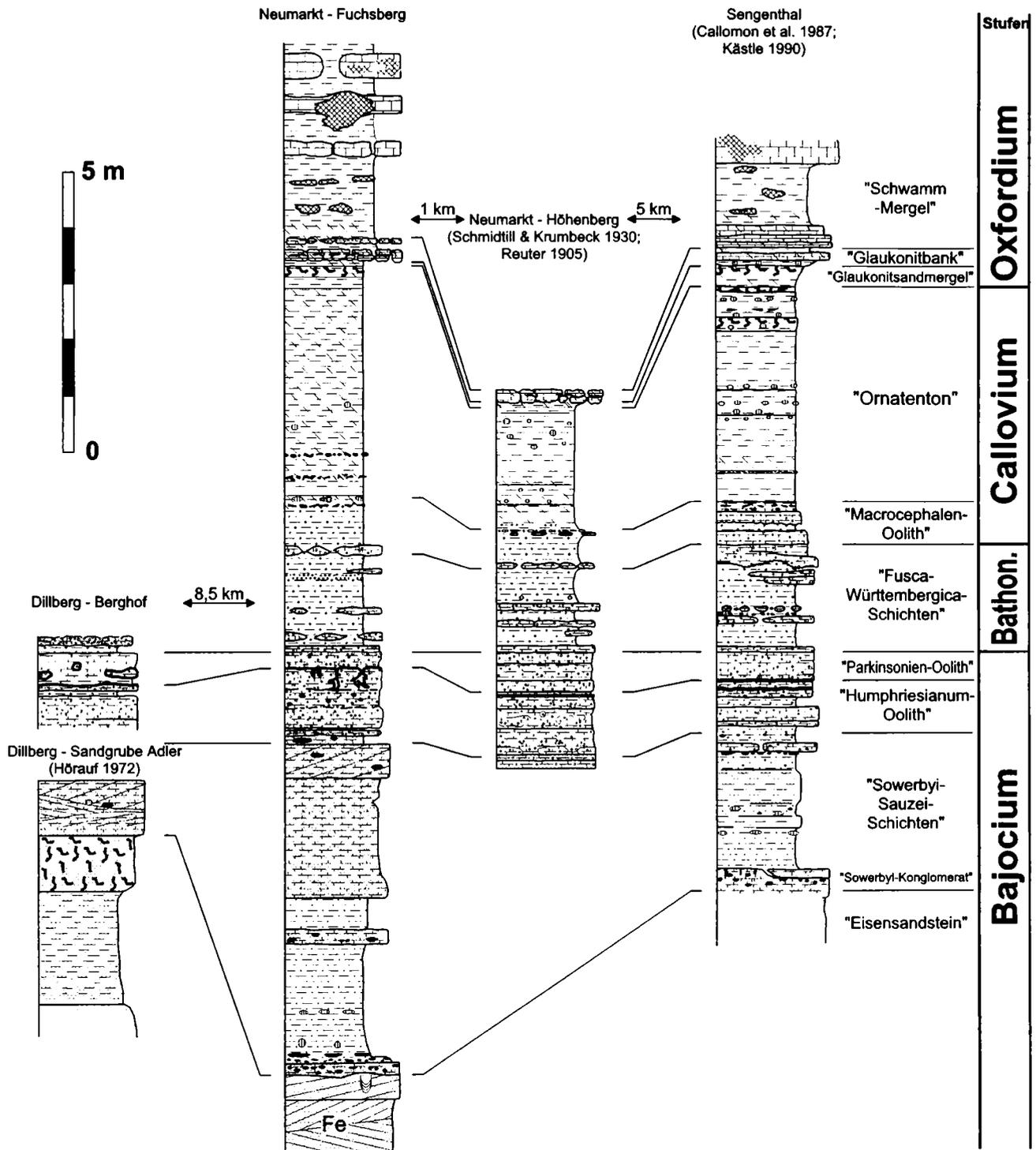
#### 4.1 Bajocium

Die höheren Teile des "Eisensandsteins" (Braunjura  $\beta$ ) werden in der Region vom sogenannten "Disciteston-Horizont" gebildet (Hörauf 1959). Die am Fuchsberg aufgeschlossenen obersten 7 m des "Eisensandsteins" (Taf. 1/2) zeigen keine tonig-siltigen Einschaltungen (Abb. 2), so wie es auch in benachbarten Profilen der Fall ist. Dagegen sind im Profil Schacht Nr. 21 Fuchsberg, welches sich direkt an das Liegende anschließt, der tiefere Teil des Disciteston-Horizontes mit sandigen Tönen bis tonigen Sandsteinen beschrieben worden (Hörauf in Gaukler & Häring 1973: 86). Die rostroten Eisensandsteine entsprechen demnach dem "Neumarkter Flözhorizont" nach Hörauf (1959).

Ammonitenfunde, welche eine biostratigraphische Einstufung des "Disciteston-Horizontes" in die Discites-Zone (Unteres Bajocium) belegen, liegen nur von der Nördlichen Frankenalb vor (z.B. Tiefenstürmig; Dorn 1935; Hörauf 1959: 21). Eine Stellung der Sandsteine, tonigen Sandsteine und Siltsteine des höheren Braunjura  $\beta$  noch in das Aalenium (Schmidt-Kaler et al. 1992) ist unwahrscheinlich, da der Top des Felssandstein-Horizontes mit der die Obergrenze des Aalenium markierenden Austerbank korreliert werden kann (Hörauf 1972: 131). Funde von *Hyperlioceras discites* (Waagen 1867) und anderer Ludwigien durch Hertle (1962: 13) liegen nur aus der basalen Kalksandsteinbank der "Sowerbyi-Sauzei-Schichten" (Braunjura  $\gamma$ ) aus Profilen vom südöstlich angrenzenden Blatt Wissing vor. Sie belegen, daß die Discites-Zone in der Region um Neumarkt i.d.Opf. bis in die basale Lage der "Sowerbyi-Sauzei-Schichten" hinaufreicht, so wie dies auch aus der Nördlichen Frankenalb bekannt ist (Hörauf 1959).

Mit ca. 5,9 m zeigen die folgenden "Sowerbyi-Sauzei-Schichten" (Braunjura  $\gamma$ ; Schicht 5-19; Taf. 1/2) für regionale Verhältnisse eine auffallend hohe Mächtigkeit (Fig. 2). Ältere Literaturangaben nehmen für das angrenzende Gebiet bei Höhenberg nur etwa 1-2 m Kalksandstein an (Schmidt 1926; Lahner & Stahl 1969).

Ein gut entwickelter basaler Geröllhorizont (Sowerbyi-Konglomerat, Schicht 5-7) mit limonitüberzogenen Kalksandsteingeröllen ermöglicht eine klare lithostratigraphische Grenzziehung zum liegenden "Eisensandstein" (Braunjura  $\beta$ ; Taf. 1/1). Das untere Drittel des



**Abb. 2.** Korrelation der Bajocium- bis Oxfordium-Sedimente des untersuchten Profils Neumarkt-Fuchsberg mit den benachbarten Profilen Höhenberg, Sengenthal und Dillberg. Während die "Sowerbyi-Sauzei-Schichten" als Folge einer Reliefbildung am Top des "Eisensandsteins" noch starke Unterschiede in Fazies und Mächtigkeit aufweisen, sind ab dem "Humphriesianum-Oolith" ausgeglichene Verhältnisse gegeben. Die Ursache der Mächtigkeitsunterschiede im höheren "Ornatenton" sind ungeklärt. Legende siehe Abb. 3. **Fig. 2.** Correlation of Bajocian to Oxfordian sediments of the investigated section Neumarkt-Fuchsberg and the adjacent sections Höhenberg, Sengenthal and Dillberg. While the "Sowerbyi-Sauzei formation" shows a considerable differentiation in facies and thickness because of a pre-existing relief, the Humphriesianum-Oolite and younger formations reflect a smooth topography. The reason for the varying thickness of the "Ornatenton" is unknown. For legend see Fig. 3.

Braunjura  $\gamma$  liegt hier in einer fossilführenden, siltigen Ton-Fazies mit Phosphoritknollen vor (Taf. 1/3) und erinnert damit an die Ausbildung in der Nördlichen Frankenalb (Reuter 1908; Dorn 1935). Bei dem einzigen geborgenen Ammoniten (Taf. 6/1) handelt es sich um ein nicht näher bestimmtes juveniles Exemplar der Unter-Familie Sonniniinae (Laeviuscula- und/oder Sauzei-Zone). Lithostratigraphisch äquivalente Tone der Nördlichen Frankenalb mit Phosphoritkonkretionen und "*Sonninia sowerbyi*" (Reuter 1908: 49) lassen keine sichere Zuordnung zur Laeviuscula- oder Sauzei-Zone zu (vgl. Parsons 1974; Dietl & Haag 1980: 2-3).

Die höheren zwei Drittel der "Sowerbyi-Sauzei-Schichten" (Braunjura  $\gamma$ ) setzen mit einem "mittleren Geröllhorizont" ein, so wie er auch in südöstlich benachbarten Profilen häufig entwickelt ist (Hertle 1962). Es dominieren nun fossilarme Kalksandsteine, die für regionale Verhältnisse jedoch einen hohen Tonanteil bzw. Tonfasern aufweisen. Schillreiche Abschnitte, wie sie den Top von "Schwellenprofilen" (z.B. Dillberg; Kadenzhofen, Dorn 1939) kennzeichnen, fehlen hier. Ammonitenfunde sind aus benachbarten Profilen bekannt (Dillberg, Kadenzhofen, Sommerberg, Großalfalterbach), welche an ihrem Top schillreichen, z.T. geröllführende sandige Kalksteine aufweisen. Dabei handelt es sich um Sonninien (Hertle 1962: u.a. "*Sonninia patella* Waag.") und Dorsetensien (*Dorsetensia liostraca*; Taf. 6/2), wie sie für die höhere Sauzei-Zone und tiefere Humphriesianum-Zone charakteristisch sind.

Die lithostratigraphische Einheit "Humphriesianum-Oolith" (Braunjura  $\beta$ ; Schicht 20-25) umfaßt hier fossilreiche, oolithische Mergelkalksteine von 120 - 140 cm Mächtigkeit. (Taf 1/4). Die Untergrenze wurde im Profil Fuchsberg mit einem sandführenden Kalkmergel gezogen, welcher braune feinoolithische Kalksandstein-Gerölle als Aufarbeitungsprodukt des Liegenden enthält und damit eine deutliche Diskontinuität anzeigt (Fig. 2). Aus dem mittleren Abschnitt konnten klein bis mittelwüchsige Stephanocerasen (Schicht 24: *Stephanoceras* (*Stephanoceras*) sp., *Stephanoceras* (*Normannites*) sp., *Teloceras* sp.) geborgen werden (Taf. 6/5-6).

Damit ist die Humphriesianum-Zone sicher belegt. Die oberste, feste Mergelkalkbank (Schicht 25) zeigt an ihrem Top einen Hartgrund mit tiefgreifenden Taschenbildungen. Letztere weisen Auskleidungen mit stromato-

lithischen Limonitkrusten und Serpuliden auf. Aus dieser Bank stammt ein großes *Strigoceras truellei* (Taf. 6/4). Bemerkenswert ist, daß die Humphriesianum-Zone in der gut untersuchten Abfolge in Sengenthal nur durch seltene Funde von Dorsetensien belegt ist (Callomon et al. 1987).

Gut kenntlich ist der knapp 30 cm mächtige "Parkinsonien-Oolith" (Braunjura  $\epsilon$ 1; Fig. 2, Taf. 1/4) durch zahlreiche *Parkinsonia*-Funde (Schicht 26: *Parkinsonia parkinsoni*, *Parkinsonia rarecostata*, *Parkinsonia orbignyana*, Taf. 6/8). Die rosa bis leicht rötliche Färbung verblaßt im Vergleich zur ziegelroten Ausbildung in Sengenthal. Auch ist die Fossilhaltung weit schlechter. Der rötliche Mergelkalk reicht über Taschenbildungen in den liegenden Braunjura  $\delta$ . Seltene Lesefunde von *Garantiana* sp. deuten an, daß die Garantiana-Zone hier in den Taschenbildungen noch mitenthalten ist. Auch am Dillberg liegt der "Parkinsonien-Oolith", hier kondensiert mit Parkinsoni- und Garantiana-Zone diskontinuierlich dem "Humphriesianum-Oolith" auf (Fig. 2).

#### 4.2 Bathonium

Die Untergrenze des 160 cm mächtigen Bathonium ("Fusca-Württembergica-Schichten", Braunjura  $\epsilon$ 2; Taf. 1/4) wurde lithologisch in Analogie zu Sengenthal mit einer dem "Parkinsonien-Oolith" direkt aufliegenden olivgrauen Mergelkalkbank gezogen (Fig.2). Als einziger Ammonit des Bathonium wurde im Profil Fuchsberg ein *Morrisiceras* aff. *morrisi* (Taf. 7/6) geborgen, welcher offenbar dem unmittelbar Liegenden (Top Schicht 36) des Macrocephalen-Ooliths entstammt. Die Feoolithischen Tonmergel weisen ansonsten nur wenige Reste von Bivalven und Crinoiden auf. Demnach fehlt das Ober-Bathonium am Fuchsberg vollständig (Fig. 3), welches noch in Sengenthal mit Hodsoni- und Orbis-Zone in etwa 125 cm Mächtigkeit nachweisbar ist (Callomon et al. 1987; Dietl & Callomon 1988).

Auffällig ist eine extrem Fe-oolithische Mergellage im höheren Teil des Bathonium (Schicht 34), welche in analoger lithostratigraphischer Position auch im 8,5 km entfernten Profil Talbrücke Krondorf (Krisl in Gaukler & Häring 1973: 117, Schicht 19) zu finden ist.

### 4.3 Callovium

Durch zahlreiche Ammonoideenfunde sind die 1 m mächtigen Macrocephalen-Schichten (Schicht 37-40) im Profil Fuchsberg gut abzugrenzen (Fig. 2 & 3). Die mit Abstand arten- und individuenreichste Ammonitenfauna konnte aus der oolithischen Mergelkalkbank Schicht 37 an der Basis des "Macrocephalen-Ooliths" geborgen werden. Nach dem Vorkommen von *Bullatimorphites (Kheraicerus) prahecuensis* (Taf. 7/7) und *Kepplerites (Gowericeras) aff. metorchus* (Taf. 7/3) ist die Schicht 37 der basalen Koenigi-Zone sensu Callomon et al. (1992) zuzuordnen. Ältere Faunenelemente aus dem tiefsten Callovium (Keppleri- bis Kamptus-Subzone) oder dem obersten Bathonium wurden nicht gefunden. Damit ist das Fehlen des Ober-Bathonium bis tiefstes Unter-Callovium (Herveyi-Zone) belegt.

Die ammonitenreiche Schicht 37 von Fuchsberg kann auch 1 km südlich am Höhenberg (Reuter 1905; Schmidill & Krumbeck 1931), sowie 3 km nordöstlich in Ischhofen (Krisl in Gaukler & Häring 1973: 107: Schicht 20), 5 km östlich bei Lampertshofen (Krisl in Gaukler & Häring 1973: 110: Schicht 34) und 8,5 km ost-südöstlich in Krondorf an der südlichen Talbrücke (Krisl in Gaukler & Häring 1973: 117, Schicht 20) festgestellt werden. In Sengenthal ist dieser Bereich faziell abweichend ausgebildet, wobei dort offenbar auch die Herveyi-Zone wieder vertreten ist (u.a. *Kepplerites keppleri*, *Bullatimorphites bullatus*, *Choffatia (Homoeoplanulites) sp.*). Diese liegt wiederum diskontinuierlich auf Ober-Bathonium (Callomon et al. 1987).

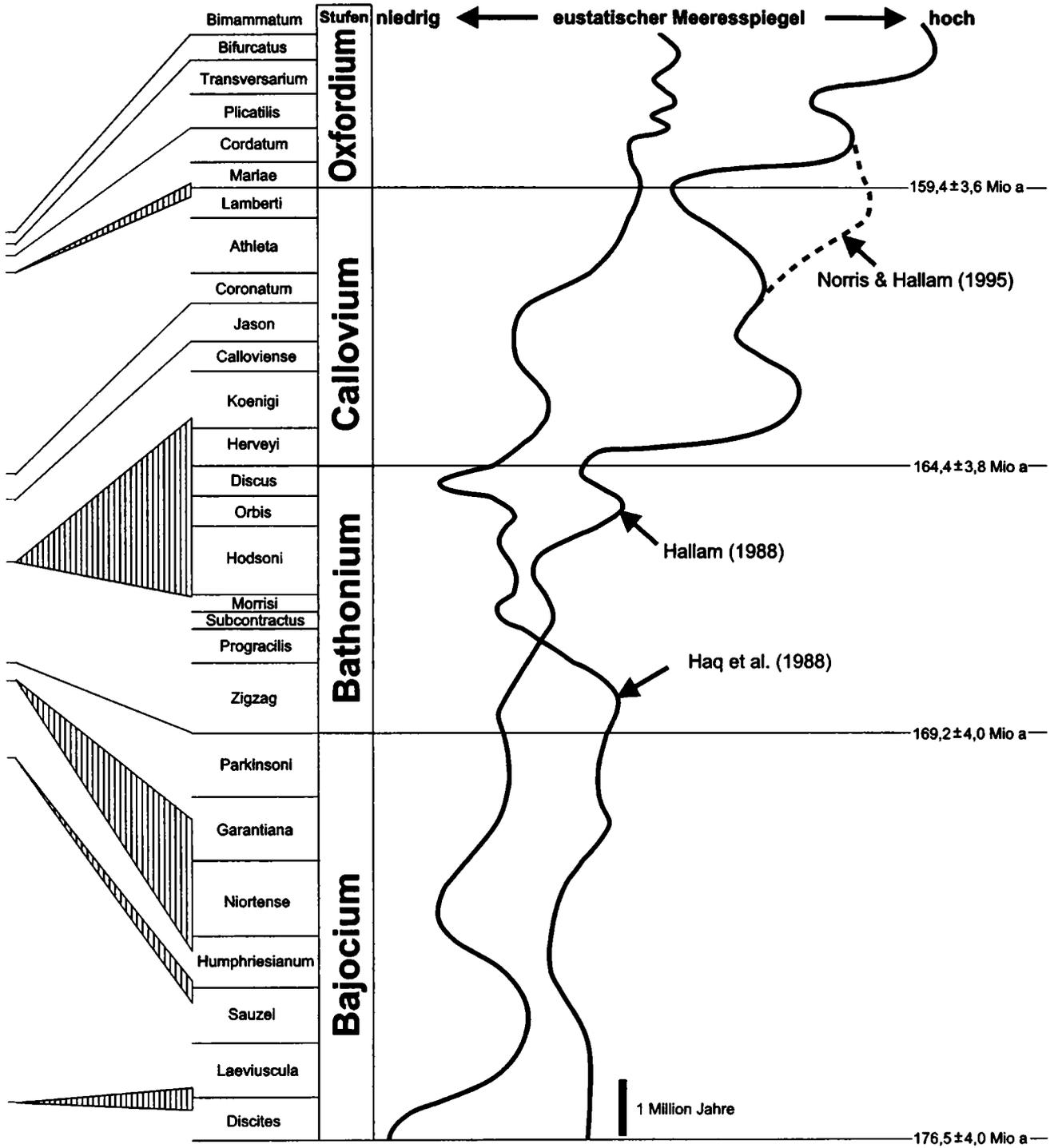
Der oberste Teil des "Macrocephalen-Ooliths" zeigt am Fuchsberg eine Belemniten-reiche Aufarbeitungslage gefolgt von einer Lage mit phosphoritischen Ammonitenbruchstücken des Unter-Callovium (Schicht 39-40; Fig. 2, 3; Taf. 7/2). Beides ist in Sengenthal in Schicht 4 mit der Calloviense-Zone wiederzufinden (Fig. 2) und auch in Ischhofen (Krisl in Gaukler & Häring 1973: 107: Schicht 25) vertreten.

Auf die Aufarbeitungslage am Top des "Macrocephalen-Ooliths" am Fuchsberg folgt ein 3,8 m mächtiger, typischer Ornatenton mit glaukonitführenden, siltigen Tonmergeln und mehreren Aufarbeitungslagen mit Phosphoritknollen, rekristallisierten Belemniten und schlecht erhaltenen Ammonoideen-Fragmenten (Fig. 2, 3). 30 cm über dem "Macrocephalen-Oolith" konnten in einer derartigen Lage ein *Kosmoceras (Gulielmiceras) cf. gulielmi* (Taf. 7/4) geborgen werden, womit die Jason-Zone belegt ist. Die Schicht 42 in Fuchsberg entspricht damit der Schicht 6 von Callomon et al. (1987) in Sengenthal. Der mittlere Teil des "Ornatentons" lieferte am Fuchsberg keine stratigraphisch verwertbaren Ammoniten. Erst im höchsten Teil des Ornatentons zeichnen sich die Tonmergel durch zahllose Abdrücke von Quenstedtoceraten aus und kann als Analogon von Schicht 11d-f und 12 ("Lamberti-Breccie") von Sengenthal (Callomon et al. 1987) aufgefaßt werden. Ein körperlich erhaltenes Fragment eines *Quenstedtoceras intermissum* (Taf. 7/5) bestätigt diese Einstufung.

---

**Abb. 3.** Lithologie, Biostratigraphie und Mikrofazies der Bajocium- bis Oxfordium-Sedimente der Profils Neumarkt-Fuchsberg im Bezug zu Meeresspiegelschwankungen. Das Profil zeigt eine schrittweise Vertiefung des Ablagerungsraumes infolge einer epirogenetischen Senkung des Böhmisches-Vindelizischen Landes im Südosten. Eine Überlagerung mit eustatischen Meeresspiegelhochständen ist für die mittlere Laeviuscula-Sauzei-Zone, Parkinsoni-Zigzag-Zone, Koenigi-Zone und Lamberti-Zone gegeben. Eine eindeutige Regression ist nur für die höheren "Sowerbyi-Sauzei-Schichten" belegt. Absolute Datierungen der Stufengrenzen sind von Jacquin et al. (1998) übernommen. **Fig. 3.** Lithology, biostratigraphy and microfacies of the Bajocian to Oxfordian sediments of the section Neumarkt-Fuchsberg in relation to sea-level changes. The section shows the successive deepening of the sedimentary environment due to the epirogenetically subsiding Bohemian-Vindelician Land in the South-East. Superimposed eustatic sea-level highstands can be recognized for the middle Laeviuscula-Sauzei-Zone, Parkinsoni-Zigzag-Zone, Koenigi-Zone and Lamberti-Zone. Conclusive evidence for a regression exists only for the upper "Sowerbyi-Sauzei formation". Ages of the stage boundaries are adopted from Jacquin et al. (1998). ⇒





**Legende**

- Tonmergel
- Kalkmergel
- Mergelkalk
- Kalkstein
- Spongiolith

- toniger Sandstein
- Sandstein
- Kalksandstein
- Schrägschichtung
- Gerölle bzw. Aufarbeitungslage
- Hartgrund

- Fe-Ooide
- Fe Hämatit-Vererzung
- Glaukonit
- Phosphoritknollen
- Grabgänge
- Spreitenbauten

#### 4.4 Oxfordium

Etwa 30 cm starke Glaukonitsandmergel im Anschluß an den eigentlichen Ornatenton sind aufgrund der Foraminiferen-Fauna (Munk 1978) und Ammonoideen-Fauna (Callomon et al. 1987) bereits dem tiefsten Oxford zuzurechnen (Mariae- bis Plicatilis-Zone, Unteres/Mittleres Oxfordium).

Die lithostratigraphische, klassische Untergrenze des Weißjura  $\alpha$  (Taf. 1/5) wird jedoch mit der sogenannten Glaukonitbank gezogen (Schicht 50-52). Sie ist durch eine Mergellage zweigeteilt und umfaßt in Analogie zu Sengenthal das Mittlere Oxfordium. Ein nicht horizontierter Fund eines *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) cf. *bifurcatoides* (Taf. 7/9), der der oberen Teilbank entstammen dürfte, bestätigt dies. Unmittelbar darüber setzen Kieselschwamm-reiche Mergel und Kalkbänke ein, z.T. mit kleinen Mound-Strukturen (Spongiolithe mit stromatolithischen Mikritkrusten), von denen nur noch die untersten 3,5 m aufgenommen wurden (Taf. 1/5).

#### 5 Mikrofazies

Mit Ausnahme der Oxford-Karbonate liegen sämtliche Sedimentgesteinsproben in einer gemischt siliziklastisch-karbonatischen Ausbildung vor. Dennoch sollen hier Mikrofaziestypen nach der Karbonatklassifikation von Dunham (1962), erweitert von Embry & Klovan (1972), benannt werden, wobei siliziklastische Anteile  $> 2 \mu\text{m}$  als Komponenten, solche  $< 2 \mu\text{m}$  (Tonfraktion) als Matrix aufgefaßt werden.

##### 5.1 Bajocium

Die "Sowerbyi-Sauzei-Schichten" (Braunjura  $\gamma$ ) zeigen noch eine von Quarzsand dominierte Fazies mit zunehmend Fe-oolithischen Anteilen. Eine karbonatisch-phosphoritische Ooidfazies ist im tieferen Teil in siltige Tonmergel eingeschaltet. Die konglomeratische Basalbank ("Sowerbyi-Konglomerat"), diskontinuierlich dem Braunjura  $\beta$  auflagernd (Taf. 1/1), zeigt folgende Mikrofazies:

- **Quarzsand-Intraklasten-Pack/Rudstone** (Schicht 5; Taf. 2/1)

**Beschreibung:** Die Hauptmasse des Gesteins wird von dicht gepackten, eckigen bis subangularen Quarzkörnern ( $200\text{--}450 \mu\text{m} \varnothing$ ) und gut gerundeten mm- bis cm-großen, limonitisch-karbonatisch gebundenen Sandstein-

geröllen gebildet. Zusätzlich treten Limonit-Ooide und Bioklasten auf. Bei letzteren handelt es sich um Limonit-imprägnierte Echinodermenbruchstücke (*Isocrinus* sp. u.a.) und gelöste, mm- bis cm-große Schalenreste von Bivalven. Sämtliche Bioklasten zeigen eine limonitische Cortex als konstruktive Hülle. Letztere geht in einen kryptokristallinen, grauen "Zement" über, welcher die Komponenten verbindet. Selten sind auch kleine Gastropoden und Bryozoenstöcke zu finden. Das Gefüge ist komponentengestützt. Die Matrix ist dicht-limonitisch und von zahlreichen Dolomitrhomboedern mit Fe-reichem Kern durchsetzt. Nur stellenweise fehlt sie. Verbliebene Porenräume und gelöste Schalen werden dann von einem skalenodrischen Fe-Calcit-Zement ausgefüllt, welcher zuletzt eine Limonit-reiche Phase zeigt. Kleinere Porenräume sind entsprechend von mikrosparitischen Fe-Calcit verschlossen. Größere Porenräume zeigen noch als letzte Phase ein Calcitmosaik. Sämtliche Ooide sind aus zahlreichen konzentrischen Limonit-Hüllen, meist um einen Quarzkern, aufgebaut. Sie sind rund bis oval und zeigen vereinzelt konzentrische Schrumpfs- oder Lösungserscheinungen, welche von anhedralen bis rhomboedrischen Karbonatkristalliten ausgefüllt werden. Primär angelagerte Karbonathülle konnten in den Ooiden jedoch nicht festgestellt werden.

**Interpretation:** Die Hauptbestandteile dieser transgressiven Aufarbeitungslage entstammen dem Braunjura  $\beta$ . Bioklasten und Fe-Ooide sind vermutlich schon im Braunjura  $\gamma$  entstanden. Es handelt sich um mehrere (mind. 5) episodische Schüttungen, welche anschließend unter ruhigen Bedingungen zementiert wurden. Gelöste Schalenbruchstücke, welche mit Fe-reichen skalenoderischen Zementen gefüllt sind, spiegeln die Überlagerung permaebler Sandsteine ("Eisensandstein") wider. Ein eindeutiger Beleg für eine Emersion fehlt.

Direkt über dieser basalen Konglomeratbank folgt eine weitere limonitisch verfestigte Geröll-Lage mit bis 8 cm großen, flachen Dolomitsandstein-Geröllen:

- **Quarzsand-Intraklasten-Rud/Floatstone** (Schicht 6)

**Beschreibung:** Der Hauptanteil wird von 1-8 cm großen, flachen, gut gerundeten Dolomitsandstein-Geröllen gebildet, welche faziell der

basalen Konglomeratbank gleichen. Das Gefüge ist matrix- bis komponentengestützt. Die zwischenliegende Matrix ist ein Quarzsand-Wackestone mit wenigen Limonit-Ooiden, limonitisierten Echinodermen- und Bryozoen-Bruchstücken sowie gelösten Schalenklasten. Diese schwimmen in einer kryptokristallinen Limonit-Matrix. Fe-reiche Dolomitrhomboeder zementieren die wenigen Porenräume (v.a. Schalenklasten) und sind stellenweise auch in der Matrix gesproßt.

**Interpretation:** Diese erneute Aufarbeitungslage erfaßt die basale Konglomeratbank, offenbar aber nicht mehr die liegenden Braunjura- $\beta$ -Sandsteine. Anschließend verblieb sie in ruhigem Fe-reichen Milieu mit kolloidaler Limonit-Fällung.

Es folgt eine weitere Geröll-Lage aus flachen, Limonit-umkrusteten ("Eisenlack") Dolomitsandsteingeröllen in siltig-toniger Matrix (Schicht 7). Auch diese Gerölle sind der Basalbank des Braunjura  $\gamma$  abzuleiten, enthalten allerdings erste benthonische Foraminiferen (*Lenticulina* sp.) als Seltenheit. Die 1-4 mm dicke Limonit-Hülle ist eng laminiert und in ihrer Gesamtheit reliefausgleichend. Die Krustenbildung erfolgte vor der - kurzfristigen - Schüttung in den endgültigen Ablagerungsraum, wonach sie in ruhigen Milieu von siltigen Ton einsedimentiert wurden.

Aus der folgenden siltigen Tonmergelschicht wurden Dünnschliffe von zwei autochthonen Phosphoritknollen untersucht (Taf. 1/3). Erstere wurde 30 cm über der Basis von Schicht 9 entnommen, die zweite ca. 50 cm unter Top derselben:

- **Quarzsand-Ooid-Wackestone mit Mikrobioklasten** (Schicht 9; Taf. 2/2-3)

**Beschreibung:** Die Hauptkomponenten werden von subangularen Quarzkörnern und wechselnd zusammengesetzten Ooiden mit etwa gleichen Mengenanteilen gestellt. Bei den meisten Ooiden handelt es sich um radialfaserige Calcitooide um ein Quarzkorn (Taf. 2/2-3). Untergeordnet sind auch Ooide mit wechselnd radial-calcitischen und limonitischen Hüllen, sowie ausschließlich limonitischen Hüllen vertreten (Taf. 2/2-3). Letztere sind oft deformiert. Quarzkörner mit schlecht strukturierten phosphatischen Hüllen sind nur in Einzelfällen zu belegen. Mikrobioklasten sind sehr zahlreich in die Matrix eingestreut. neben nicht näher identifizierbaren Calcit-

Bruchstücken finden sich häufig monaxone Spiculae mit limonitischem Zentralfilament. Größere Bioklasten umfassen rekristallisierte Schalenbruchstücke von Bivalven und Brachiopoden und seltene, Limonit-imprägnierte Echinodermenbruchstücke. Neben wenigen benthonischen Foraminiferen ist auch ein kleiner Brachiopoden im Dünnschliff angeschnitten. Das Gefüge ist matrixgestützt und bioturbat. Die Matrix besteht aus kryptokristallinem Frankolith. Bioturbation zeigt sich in wolkig verteilten Quarzkörnern und Ooiden sowie in meist um 400  $\mu$ m breiten Stopfgängen mit erhöhtem Siltanteil.

**Interpretation:** Die Sedimentation erfolgte in ruhigem, zunehmend dysaeroben Milieu. Schlechte Durchlüftung wird aufgrund der im Aufschluß geborgenen kleinwüchsigen Makrofauna (*Nuculana claviformis*) und der Phosphorit-Mineralisation angenommen. Die wenigen benthonischen Foraminiferen sind normalwüchsig und möglicherweise allochthon. Quarzsand und Karbonatooide gehen auf einzelne Schüttungen mit einhergehender Durchlüftung zurück und wurden bioturbat verteilt. Der Bildungsbereich der Karbonatooide lag vermutlich auf benachbarten "Schwellenarealen".

- **siltführender Mudstone mit Mikrobioklasten** (Schicht 9; Taf. 2/4)

**Beschreibung:** Komponenten sind im wesentlichen Quarzsilt. Untergeordnet sind wenige Quarzkörner (200-300  $\mu$ m  $\varnothing$ ), Echinodermenreste (selten) und Mikrobioklasten eingestreut. Letztere sind vorwiegend dünne Schalenbruchstückchen. Daneben finden sich nadelartige Pyritaggregate, welche möglicherweise auf ehemalige monaxone Spiculae zurückgehen (Taf. 2/5). Einzelne kleinwüchsige, benthonische Foraminiferen, welche als Pyritsteinkerne erhalten sind, sind selten (Taf. 2/6). Das Gefüge ist matrixgestützt und durch Bioturbation homogenisiert. Letzteres ist durch zahlreiche, ca. 400  $\mu$ m dicke Stopfgänge mit erhöhtem Silt/Mikrobioklasten-Anteil zu erkennen (Taf. 2/4).

**Interpretation:** Die Sedimentation erfolgte in einem Stillwassermilieu mit weitgehend ausgebliebenen grobsiliklastischem Anteil. Die spärliche, kleinwüchsige benthonische Foraminiferenfauna ist autochthon und spiegelt sauerstoffarme Bedingungen wider.

Die siltig-sandige Tonmergel-Einheit des tieferen Braunjura  $\gamma$  wird von einer 20-28 cm dicken, bröckeligen, geröllführenden Kalksandsteinbank überlagert, welches folgendes Dünnschliffbild zeigt:

- **Quarzsand-Fe-Ooid-Packstone mit Bioklasten (Schicht 11)**

**Beschreibung:** Eckige bis subangulare Quarzkörner, Bioklasten und Limonit-Ooide (mit Quarzkernen) sind zu etwa gleichen Teilen vertreten. Zusätzlich sind häufig radial strukturierte Calcitooide und wechselnd calcitisch-limonitische Ooide eingestreut. Auch sekundär Limonit-imprägnierte radiaalfaserige Ooide sind vorhanden. Bioklasten sind nun besser erhalten als in den liegenden Schichten, calcitische mit ihrer Schalenstruktur. Schalenbruchstücke von Bivalven und Brachiopoden sind meist angerundet und randlich stark von endolithischen Gängen durchsetzt. Oft sind diese Randzonen von Limonit imprägniert. Die starke Präsenz von hyphenartigen Mikrobohrungen ist auffallend.. Echinodermereste sind sehr häufig. Zum einen handelt es sich um schwach korrodierte, rein karbonatische Ossikel, zum anderen um abgerollte, Limonit-imprägnierte Bruchstücke. Gehäuse von benthonischen Foraminiferen sind normalwüchsig und nicht selten, jedoch immer (Limonit-imprägniert, angebrochen oder von Endolithen angebohrt. Vereinzelt treten auch kleine Gastropoden sowie große Belemnitenrostren auf. Das Gefüge ist komponentengestützt und durch Bioturbation homogenisiert. Die Matrix ist mikritisch bis mikrosparitisch. Nur stellenweise fehlt sie primär, wobei der Porenraum durch einen relik-tisch im Mikrosparit überlieferten faserigen Zement ausgefüllt wurde.

**Interpretation:** Es handelt sich um eine stark polymikte Aufarbeitungslage mit Komponenten verschiedener Herkunft, Transportweite und Alter. Einzig die wenigen großen Belemnitenrostren können gesichert als autochthon gelten.

Die Topbereiche des Braunjura  $\gamma$  bestehen aus braunen schräggeschichteten, oolithischen Kalksandsteinen, die arm an Makrofossilien sind.

- **Quarzsand-Ooid-Pack/Grainstone (Schicht 19)**

**Beschreibung:** Hauptbestandteile sind eckige bis subangulare Quarzkörner sowie limonitisierte Carbonat-Ooide (mit Quarzkern). Alle Ooide zeigen eine nur schwach verwischte, radiäre Struktur. Bioklasten, hauptsächlich limonitisierte, abgerollte oder korrodierte Echinodermerbruchstücke, sind häufig. Seltener sind limonitisierte, korrodierte Schalenbruchstücke. Das Gefüge ist komponentengestützt. Die zwischenliegende Matrix besteht aus kryptokristallinem Limonit und darin gesproßten Fe-reichen Dolomitrhomboedern. Bioturbation zeigt sich durch mm-dicke, Limonitgefüllte Gänge.

**Interpretation:** Die Schrägschichtung belegt eine Ablagerung in einem fließenden hydrodynamischen Milieu. Die limonitisch-karbonatische "Matrix" ist daher vermutlich sekundär und in den Fe-reichen Porenwässern sekundär gebildet worden. Die Ooide sind vermutlich allochthon. Mit seinen primär radial-calcitischen Ooiden unterscheidet sich dieser Kalksandstein deutlich von den Fe-oolithischen Mergelkalken des "Humphriesianum-Ooliths".

Die jüngsten Bereiche des Braunjura  $\gamma$  sind im Profil Neumarkt-Fuchsberg erodiert (Diskontinuität). Dm-große Kalksandsteingerölle, die in die basalen Fe-oolithischen Kalkmergel des Braunjura  $\delta$  eingebettet sind, werden als Relikte dieser Toplagen aufgefaßt.

- **Quarzsand-Ooid-Pack/Grainstone (Geröll in Schicht 20)**

**Beschreibung:** Eckige bis subangulare Quarzkörner und Ooide wechselnder Struktur und Mineralogie bilden den Hauptanteil unter den Komponenten. Die meisten Ooide sind radial-calcitisch, haben ein Quarzkorn als Nukleus und sind randlich von Limonit imprägniert. Daneben sind reine Limonit-Ooide mit feinem Schalenbau häufig. Selten sind dagegen Ooide, in denen Limonit- und radiale Calcit-Lagen wechsellagern. Schalenbruchstücke von Bivalven und Brachiopoden sind sehr häufig. Primär calcitische Schalen haben ihre Mikrostruktur erhalten, sind angerundet und randlich von einem konstruktiven Limonit-Cortex umhüllt. Bethonische Foraminiferen (div. sp.) sind normalwüchsig und calcitisch erhalten. Nur vereinzelt sind sie auch von Limonit imprägniert. Das Gefüge ist kom-

ponentengestützt. Die Matrix wird von kryptokristallinem Limonit gebildet, ist jedoch über weite Bereich ausgespült. Die Poren sind dann, auf einen dünnen Fe-reichen kryptokristallinen Carbonatzement folgend, von Mikrosparit ausgefüllt.

**Interpretation:** Das komponentengestützte Gefüge und das weitgehende Fehlen einer Matrix weist auf ein höher-energetisches hydrodynamisches Milieu bei seiner Ablagerung hin. Die Komponenten sind polymikt und vermutlich mehrfach umgelagert worden.

Der "Humphriesianum-Oolith" (Braunjura  $\delta$ ) zeigt eine Fazies charakterisiert durch Limonit-Ooide mit wachsendem Durchmesser sowie einen abnehmenden Anteil grober Quarzkörner.

Der basale, Fe-oolithische Kalkmergel liegt erosiv dem Braunjura  $\gamma$  auf und zeigt neben groben Quarzkörnern die oben beschriebenen Aufarbeitungsprodukte des  $\gamma$ -Tops in Form dm-großer Gerölle.

- **Intraklasten-Echinodermen-Pack/Floatstone** (Schicht 20)

**Beschreibung:** Mehr oder weniger stark fragmentierte Echinodermenreste und -weniger häufig - stark korrodierte Schalenklasten bilden zusammen mit bis zu 18 cm großen Kalksandsteingeröllen den Großteil der Komponenten. Echinodermen- und Schalenreste sind meist gut in ihrer Struktur erhalten, oft jedoch noch von Limonit imprägniert (wie auch die wenigen benthonischen Foraminiferen). Ein eckiger Quarzsandanteil ist nicht unerheblich. Charakteristisch für diese Lage sind jedoch 1-2 mm große, gut gerundete Grobquarze. Ooide sind häufig und werden durchweg von Limonit aufgebaut. Häufig sind diese zu kleinen Fragmenten zerbrochen oder deutlich deformiert. Das Gefüge ist matrixgestützt und bioturbat. Als Matrix dient ein mergeliger grauer Mikrit.

**Interpretation:** Nach einer deutlichen Aufarbeitung des Liegenden erfolgte eine karbonatische Sedimentation unter ruhigen Bedingungen. Das veränderte Milieu zeigt sich im geringen Quarzanteil und den nun rein limonitischen Ooiden. Letztere waren bei ihrer Bildung noch weich und zerbrechlich, so daß bereits geringfügige Aufarbeitungsereignisse oder Bioturbation ihre Fragmentierung verursachen konnte.

Die erste knollige Mergelkalkbank über den basalen, geröllführenden Braunjura- $\delta$ -Kalkmergeln zeigt folgende Mikrofazies:

- **Fe-Ooid-Bioklasten-Wacke/Packstone mit Quarzsand** (Schicht 21; Taf. 3/1-2)

**Beschreibung:** Ooide liegen nun ausschließlich in Form reiner Limonit-Ooide vor, welche oft deformiert sind (Taf. 3/2). Nuclei, sofern erkennbar, sind Quarzkörner, welche auch ohne Hüllen als weitere Komponenten vorliegen. Sehr häufig sind zerbrochene Ooide und angerundete Ooid-Fragmente. Bioklasten, gebildet von korrodierten Echinodermenbruchstücken und Schalenklasten, sind die zweithäufigsten Komponenten. Limonit-Imprägnationen sind nun auf wenige, größere Schalenbruchstücke beschränkt. Auch endolithische Gänge sind nur in wenigen Schalenklasten zu finden. Ein erheblicher Teil der Bioklasten wird von dünnem Schalenbruch gebildet. Gelegentlich finden sich auch benthonische Foraminiferen, welche normale Wuchsgrößen zeigen. Das Gefüge ist matrix- bis komponentengestützt und zeigt zahlreiche Bioturbationsgänge (Taf. 3/1). Die Matrix wird von einem grauen Mikrit gebildet.

**Interpretation:** Eine verlangsamte Sedimentation zeigt sich durch die starke Fragmentierung der Komponenten und durch die intensive Bioturbation. Die nun reinen Limonit-Ooide sind wahrscheinlich allochthon und waren bei ihrer Ablagerung zumindest teilweise noch weich. Erneute Umhüllungen von Ooidfragmenten fehlen. Eine gute Durchlüftung der Sedimentoberfläche zeigt sich in den zahlreichen Resten von Bivalven.

Der mittlere Abschnitt des Braunjura  $\delta$  besteht durchweg aus knolligen, Fe-oolithischen Mergelkalken, welche sehr fossilreich sind (Bivalven, Brachiopoden).

- **Fe-Ooid-Bioklasten-Wackestone mit Hartgrundklasten** (Schicht 23; Taf. 3/3)

**Beschreibung:** Limonit-Ooide und verschiedene Bioklasten sind die hauptsächlichen Komponenten. Die Ooide sind rein limonitisch, oftmals verformt und lassen meist keinen Kern erkennen. Die wenigen angeschnittenen Nuclei sind immer Ooidfragmente. Zahlreiche abgerundete und eckige Ooidbruchstücke liegen zudem vor (Taf. 3/3). Bioklasten werden zum einen von Echinodermenfragmenten, zum anderen von  $\mu\text{m}$ - bis  $\text{cm}$ -großen Scha-

lenbruchstücken (v.a. Bivalven, untergeordnet Brachiopoden) gebildet. Das Ausmaß der mechanischen und durch Mikrobohrer verursachten Korrosion ist stark unterschiedlich. Sowohl stark korrodierte, von Endolithen durchsetzt als auch gut erhaltene, scharfkantige Schalenfragmente kommen vor. Große Bruchstücke zeichnen sich durch Serpulidenbewuchs aus. Weiterhin sind zahlreiche dünne Schalenreste (Mikrobioklasten) vorhanden. Auch doppelklappige, nahezu unzerbrochene Schalen von flachen Bivalven (*Entolium*) kommen vor. Benthonische Foraminiferen sind normalwüchsig und nicht selten. Erste fleckenhafte Vorkommen monaxoner Spiculae sind zu beobachten. Der grobsiliklastische Anteil ist im Vergleich zum Liegenden deutlich herabgesetzt. Auch sind die Quarzkörner nun angerundet bis gut gerundet. Auffälliger Bestandteil dieser Mergelkalke sind bis 4 cm große, gerundete Hartgrundklasten aus quarzsandführenden Fe-Ooid-Bioklasten-Wackestone (Taf. 3/3), abgeleitet aus den unmittelbar liegenden Mergelkalken. Sie sind randlich von Limonit imprägniert und zeigen einen Bewuchs von Austern, Serpuliden, sowie birnenförmige Bohrungen lithophager Muscheln (Taf. 3/3). Einzelne Gerölle sind mehrphasig entwickelt. Das Gefüge ist matrixgestützt und bioturbat.

**Interpretation:** Eine zunehmend herabgesetzte Sedimentationsrate zeigt sich durch die intensive Fragmentierung der Komponenten, Verbreitung von Endolithen und die Bildung von Hartgrundklasten. Große, kaum transportierte Bruchstücke und vollständige Schalenklappen von Bivalven und Brachiopoden sowie fleckenhafte Schwammreste zeigen auch für den direkten Ablagerungsraum gute, durchlüftete Lebensbedingungen an.

Der "Humphriesianum-Oolith" (Braunjura  $\delta$ ) wird von einer kondensierten, 30 - 40 cm mächtigen Fe-oolithischen Mergelkalkbank abgeschlossen, welche sich durch zahlreiche Taschenbildungen und eine mehrphasige Hartgrundentwicklung an seinem Top auszeichnet. Laminierte Limonitkrusten umgrenzen diese Taschen und sind bis zur Bankunterseite zu finden. Die Fe-oolithischen Mergelkalke der Taschen selbst gehören bereits dem Braunjura  $\epsilon 1$  (Garantiana- und Parkinsoni-Zone) an. Die zunächst gebildeten Bankanteile des Braunjura  $\delta$  sind wie folgt zu beschreiben:

- **Fe-Ooid-Bioklasten-Wackestone mit Spiculae** (Schicht 25; Taf. 3/5-6)

**Beschreibung:** Die rein limonitischen Ooide sind nun größer als in den liegenden Schichten, vielfach verformt, und zeichnen sich durch radiale, Limonit-gefüllte Schrumpfrisse aus. Ebenso häufig sind zerbrochene Limonit-Ooide und deren Fragmente. Als Nucleidien durchweg Ooidklasten. Die Ooide werden meist von einer radial-calcitischen Cortex abgeschlossen (Taf. 3/6). Bezeichnend für diese Schicht sind 1 - 4 cm große Bruchstücke von Austern (*Lopha* sp.) und anderen dickschaligen Bivalven (rekristallisiert). Sie sind vielfach angebohrt (endolithische Mikrobohrungen, lithophage Bivalven), von Serpuliden bewachsen und zeigen anhaftende lithifizierte Sedimentreste. Serpuliden kommen auch als freie Aggregate vor. Zusätzlich sind zahllose kleinere Bruchstücke (v.a. Schalenbruch, selten Echinodermenreste) im Sediment verteilt. Auffallend häufig sind calcitgefüllte monaxone Spiculae, welche im gesamten Dünnschliff vertreten sind (Taf. 3/5). Biogene umfassen neben doppelklappigen Bivalven (u.a. *Pleuromya* sp.) auch wenige mm- bis cm-große Gastropoden und Belemnitenrostren. Benthonische Foraminiferen sind normalwüchsig und nicht selten. Das Gefüge ist matrixgestützt und intensiv bioturbat.

**Interpretation:** Primär wurden Fe-oolithische Weichsedimente abgelagert, welche wohl kontinuierlich die 30 - 40 cm mächtige Bank aufbauten. Leichte erosive Unterbrechungen sind durch freigespülte endobenthonische Bivalven belegt. Auch die Dicke der Bivalvenschalen und die intensive Bioturbation sprechen für ein zunächst nicht lithifiziertes Sediment. Höherenergetische Ereignisse spiegeln sich in den groben Schalenfragmenten und der Schüttung lithifizierter Sediment-Bioklasten-Aggregate wider. Die Akkumulationsrate war gering, die Durchlüftung des Meeresbodens gut.

Sedimente der Taschenbildungen werden von 1 - 5 mm dicken laminierten Limonitkrusten umgrenzt. Ein Unterscheidungskriterium bildet auch der höhere Ooidanteil sowie eine vielfach leichte Rosa-Färbung.

- **Fe-Ooid-Bioklasten-Wackestone mit Kieselschwämmen** (Taschen in Schicht 25; Taf. 3/4, 4/1)

**Beschreibung:** Die limonitischen Ooide sind nun häufig bis massenhaft vertreten (Taf. 3/4) und erreichen auch etwas größere Maximaldurchmesser. In ihrer Struktur und Zusammensetzung gleichen sie denen des umgebenden Braunjura- $\delta$ -Sedimentes. Schrumpfungerscheinungen mit radialen Rissen und Fragmentierung zu nicht weitergewachsenen Bruchstücken sind charakteristisch (Taf. 4/3). Unter den Bioklasten dominieren nun wieder korrodierte Echinodermenbruchstücke, gefolgt von kleinerem Bivalvenbruch, Mikrobioklasten und hexactinen Spiculae. Letztere lassen sich aufgrund vollständig erhaltener, cm-großer hexactinoser Schwämme identifizieren (Taf. 4/1). Größere Schalenbruchstücke von Austern und anderen Bivalven sind nur untergeordnet vertreten. Benthonische Foraminiferen sind normalwüchsig und nicht selten. Das Gefüge ist matrixgestützt und bioturbat.

**Interpretation:** Die Sedimentation im offenen Taschensystem impliziert ein ruhiges Ablagerungsmilieu. Als autochthoner Bestandteil können hexactinose Schwämme gelten, welche geschützt in dem kryptischen Milieu lebten und überliefert werden konnten. Der Rückgang großer Bivalvenbruchstücke und Zunahme korrodierter Echinodermenklasten läßt veränderte Lebensbedingungen an der Oberfläche vermuten. Eine geringe Sedimentationsrate mit episodischen Schüttungen von Ooiden und feinem tonigen Karbonatschlamm wird angenommen.

Der unmittelbare Top der Bank ist äußerst komplex zusammengesetzt und als mehrphasiger Hartgrund aufzufassen. Mehrere Niveaus mit limonitischen Krustenüberzügen, cm-großen Bohrlöchern von Bivalven und Besiedlungen mit Austern belegen eine frühe Lithifizierung am Meeresboden. Die laminierten bis säulig-stromatolithischen Limonit-Krusten, bzw. deren Bruchstücke, erreichen bis 2 cm Dicke (Taf. 4/2). Risse innerhalb der Mergelkalke können neben Limonit auch Hämatit-Präzipitate enthalten.

Der folgende braungraue bis rötliche "Parkinsonien-Oolith" ist stark oolithisch und infolge seines hohen Mergelanteiles bröckelig. Ein Dünnschliff liegt nur aus dem Grenzbereich zur überlagernden Mergelkalkbank (Convergens-Subzone, Bathonium) vor.

- **Fe-Ooid-Mikrobioklasten-Wackestone** (Schicht 26; Taf. 4/6)

**Beschreibung:** Der Anteil limonitischer Ooide ist sehr hoch. Sie sind bis 1,2 mm groß, meist  $\pm$  deformiert und vielfach zerbrochen. Nahezu alle Ooide weisen Schrumpfungsrissen auf (Taf. 4/6) und sind angebrochen. Lagenweise sind die Ooide karbonatisiert (Mikrospartit mit Relikten limonitischer Laminae) oder weisen eine abschließende radial-calcitische Cortex auf. Bioklasten werden von stark korrodierten Austernbruchstücken, vor allem aber durch zahllose kleine Fragmente dünner Schalen (Mikrobioklasten) repräsentiert. Ostrakodenschälchen und monaxone Spiculae sind ebenso vorhanden. Benthonische Foraminiferen sind normalwüchsig und nicht selten. Das Gefüge ist matrixgestützt und bioturbat. Die Matrix ist gemischt calcitisch-limonitisch und kryptokristallin. Der Kontakt zum Hangenden Bathonium wird von einem schwach ausgebildeten Hartgrund mit Bewuchs dünnschaliger Austern gebildet. Die Benthosfauna ist im Vergleich zum liegenden Braunjura  $\delta$  verarmt und zunehmend durch dünnschalige Ostrakoden charakterisiert.

**Interpretation:** Das matrixgestütztes Gefüge und die abnehmende Größe der Bioklasten weist auf ein zunehmend ruhigeres Ablagerungsmilieu hin.

## 5.2 Bathonium

Die basale, Fe-oolithische Mergelkalkbank des Bathonium (Braunjura  $\epsilon$ 2) markiert den Wechsel von rotbraunen zu grauen Sedimentfarben.

- **Fe-Ooid-Mikrobioklasten-Wackestone mit "Filamenten"** (Schicht 27; Taf. 4/4)

**Beschreibung:** Komponenten werden überwiegend von massenhaft eingelagerten kleinen, dünnen Schalenbruchstücken ("Filamente") gebildet. Vereinzelt sind auch Ostrakodenschälchen zu identifizieren. Selten sind dagegen Querschnitte kleiner Seeigelstachel vertreten. Gelegentlich finden sich auch normalwüchsige, benthonische Foraminiferen. Limonit-Ooide sind locker eingestreut und weit weniger häufig als im Liegenden. Sie sind meist deformiert, haben radiale Schrumpfungsrissen oder sind zu Fragmenten zerbrochen (Taf. 4/4). Alle Ooide zeigen eine radial-calcitische abschließende Cortex. Quarz-

körner sind auf die Siltfraktion beschränkt. Das Gefüge ist matrixgestützt und bioturbat.

**Interpretation:** Das Ablagerungsmilieu war durchgehend ruhig. Die spärliche benthonische Makrofauna belegt zunehmend ungünstige Lebensbedingungen. Einzig Ostrakoden und wenige Foraminiferen sind autochthone Bestandteile. Die Limonit-Ooide sind allochthoner Natur und wurden in ihrem endgültigen Ablagerungsraum von einer calcitischen Cortex umhüllt. Die Verfügbarkeit von  $Fe^{2+}$  war demnach nicht ausreichend.

Getrennt durch einen 10 cm mächtigen Fe-oolithischen Mergel folgt eine konkretionäre Fe-oolithische Mergelkalkbank, welche mikrofaziell der basalen Bank des Braunjura  $\epsilon 2$  entspricht.

- **Fe-Ooid-Mikrobioklasten-Wackestone mit "Filamenten"** (Schicht 29)

**Beschreibung:** Die Hauptmasse der Komponenten sind kleine, dünne Schalenbruchstücke ("Filamente"). Sie sind größer als in der zuvor beschriebenen Bank und gehen vermutlich auf kleine dünnschalige Bivalven zurück. Ostrakoden sind vereinzelt nachzuweisen. Limonit-Ooide mit abschließender carbonatische Cortex sind analog der Bathonium-Basis ausgebildet und locker eingestreut. Benthonische Foraminiferen sind klein- bis normalwüchsig, relativ dünnschalig und oft als Limonit/Pyrit-Steinkern überliefert. Echinodermenreste fanden sich nur sehr vereinzelt. Quarzkörner sind auf die Siltfraktion beschränkt. Das Gefüge ist matrixgestützt und intensiv bioturbat.

**Interpretation:** Die zunehmend schlechte Durchlüftung der Sedimentoberfläche spiegelt sich in einer kleinwüchsigen Foraminiferenfauna, sowie durch ein Überwiegen dünnschaliger (eventuell planktonischer/pseudoplanktonischer) Bivalven wider. Die Ooide, zunehmend seltener, sind durchweg allochthon. Nur die letzte carbonatische Cortex dürfte innerhalb des endgültigen Ablagerungsraumes entstanden sein.

Nach weiteren 30 - 35 cm Fe-oolithischem Mergeln ist eine weitere Fe-oolithische Mergelkalkbank in nahezu unveränderter Fazies ausgebildet.

- **Fe-Ooid-Mikrobioklasten-Wackestone** (Schicht 32; Taf. 4/5)

**Beschreibung:** Die Hauptmasse der Komponenten wird nun wieder von kleinen biogenen Schalenbruchstücken gebildet. Typische längliche, dünnen Schalenbruchstücke ("Filamente") sind selten. Benthonische Foraminiferen sind etwas häufiger, klein- bis normalwüchsig und als Pyritsteinkerne mit calcitischer Schale erhalten. Die bioturbate Matrix ist von kleinen Pyritaggregaten durchsetzt. Die limonitischen, geschrumpften Ooide zeigen eine etwas dickere, radial-calcitische abschließende Cortex (Taf. 4/5).

**Interpretation:** Das Ablagerungsmilieu entspricht dem der zuvor beschriebenen Schicht 29, wobei nur die geringere Häufigkeit dünner biogener Schalen einen Unterschied bilden.

Auch eine nach 60 cm folgende Fe-oolithische Mergelkalkkonkretion ist unverändert als Fe-Ooid-Mikrobioklasten-Wackestone zu beschreiben (Schicht 35). Ca. 25 cm darüber setzt über den oolithischen Mergeln des Bathonium das Unter-Callovium (Braunjura  $\epsilon 3$ ) mit einer Ammoniten-reichen, Fe-oolithischen Mergelkalkbank ein.

### 5.3 Callovium

- **Fe-Ooid-Mikrobioklasten-Wackestone mit "Filamenten"** (Schicht 37; Taf. 5/1-2)

**Beschreibung:** Die Fazies entspricht derer der Mergelkalkbänke im tieferen Bathonium. Mikrobioklasten, in Form dünner Schalenfragmente, bilden den Hauptanteil der Komponenten (Taf. 5/1). Auffällig ist das hier sehr häufige Auftreten von glattschaligen, kleinwüchsigen Ostrakoden, sowohl in Form einzelner Klappen (Taf. 5/2) wie auch geschlossener Gehäuse. Benthonische Foraminiferen sind klein- bis normalwüchsig, aber selten. Die Ooide bestehen aus Limonit-Lagen um Ooidfragmente, zeigen Schrumpfrisse oder Deformationen, und werden von einer dünnen radial-calcitischen Cortex abgeschlossen (Taf. 5/1). Nekton ist durch zahlreiche z.T. großwüchsige Ammonoideen und wenige Belemniten vertreten. Das Gefüge ist matrixgestützt und bioturbat. Fein verteilter Pyrit ist weniger häufig als im Bathonium. Die Limonit-Ooide sind im Gegensatz zu älteren Faziestypen nun innerhalb bioturbater Gänge angereichert.

**Interpretation:** Das Ablagerungsmilieu entspricht dem des Bathonium. Auffällig ist das gehäufte Auftreten glattschaliger Ostrakoden

gegenüber wenigen Kleinforaminiferen. Die Ooide sind allochthon.

#### 5.4 Oxfordium

Der Weißjura setzt mit einer ca. 40 cm dicken Doppelbank aus glaukonitischem Mikrit ein ("Glaukonitbank") ein. Die Probe wurde an der Basis der Doppelbank entnommen.

##### • Glaukonit-Mikrobioklasten-Wackestone mit "*Globigerina*" (Schicht 50; Taf. 5/3-4)

**Beschreibung:** Häufigste Komponenten sind grüne, detritische Glaukonitkörner, planktonische Kleinforaminiferen, sowie verschiedene Bioklasten. Die grünen Glaukonitkörner sind 100 - 300 µm groß, gut gerundet, und sekundär randlich zu braunem Limonit oxidiert (Taf. 5/4). Vereinzelt können runde bis oval Glaukonitkörner mit undeutlichen konzentrischem Aufbau (Ooide) beobachtet werden (Taf. 5/4). Bioklasten werden von winzigen Schalenbruchstücken (Mikrobioklasten) und untergeordnet von Echinodermenresten gebildet. Über das gesamte Gestein verteilt, aber auch fleckenhaft angereichert, sind 120 - 170 µm große, planktonische Kleinforaminiferen der Formengruppe "*Globigerina*" (Taf. 5/3). Wahrscheinlich handelt es sich hierbei um Vertreter der Gattung *Globuligerina* Bignot & Guyader 1971 (Fuchs 1973; Wernli & Kindler 1986; Gorbachik & Kuznetsova 1997). Zusätzlich finden sich auch normalwüchsige benthonische Foraminiferen (mehrere Gattungen, u.a. Miliolidae) und dünnschalige Ostrakoden. Das Gefüge ist matrixgestützt und bioturbat.

**Interpretation:** Die Glaukonitkörner sind detritisch und möglicherweise aus den Glaukonitsandmergeln (tiefstes Oxford) umgelagert. Planktonische Foraminiferen belegen einen offenermarinen Einfluß.

Drei Proben aus der Kalk-Mergel-Wechselfolge mit Automikrit-Schwamm-Biohermen des tieferen Weißjura  $\alpha$  wurden mikrofaziell untersucht. Zwei Proben wurden den m-großen Biohermen entnommen, eine weitere aus einer lateral angrenzenden Mikritbank.

##### • Mikrobialith-Kieselschwamm-Boundstone (Schicht 56; Taf. 5/5-6)

**Beschreibung:** Das Grundgerüst wird von cm-großen plattigen Kieselschwämmen (Hexactinellida, Lithistida) gebildet, welche von

thrombolithischen bis stromatolithischen Mikritkrusten umwachsen sind. Weiterhin sind becherförmige Schwämme der *Lychniscosa* beteiligt (Taf. 5/5). Hexactinellide Schwämme überwiegen gegenüber lithistiden, wie dies generell in Oxford-Biohermen dieser Gegend der Fall ist (Nitzopoulos 1974; Dohmann 1991). Thrombolithische Krusten zeigen ein peloidales Mikrogefüge, wohingegen Stromatolithen aus relativ dichten, leicht inhomogenen Mikrit bestehen (Taf. 5/6). In den Stromatolithlagen sind vielfach bis massenhaft Röhren von *Terebella* eingewachsen. Diese zeigen 50-150 µm dicke, dicht-mikritische Wände. Unregelmäßige Bohrungen und primäre Hohlräume zeigen eine geopetale Füllung aus peloidalem Mikrit (Taf. 5/6). Benthonische Foraminiferen sind normalwüchsig und nicht selten. Vereinzelt treten auch Aggregate von Serpulidenröhren sowie sessile Foraminiferen ("*Thurammina*") auf. Serpuliden und krustenförmige Bryozoen besiedeln die Unterseiten der Tellerschwämme. Das Gestein ist ausgehend von Rißsystemen fleckenhaft dolomitiert.

**Interpretation:** Es handelt sich um autochthon gebildete Mikrobialith-Kieselschwamm-Bioherme des Stillwassermilieus. Über die Bildungstiefe derartiger Bioherme bestehen kontroverse Auffassungen. Die vorliegenden Bioherme zeigen jedoch keinerlei Hinweise auf Flachwasserbedingungen (Fehlen von Riffschutt, kein Beleg von phototrophen Organismen). Zur weiteren Diskussion dieser Mikrobialith-Kieselschwamm-Bioherme sei auf Keupp et al. (1990, 1996), Dohmann (1991) und Leinfelder et al. (1993, 1996) verwiesen.

Die lateral an die Bioherme angrenzenden Mikritbänke wirken im Aufschluß homogen.

##### • Intraklasten-Mikrobioklasten-Wackestone (Schicht 56)

**Beschreibung:** Ein Großteil des Gesteins wird von 150 µm - 2,2 mm großen, angerundeten bis gut gerundeten Mikritlithoklasten aufgebaut. Häufig beinhalten sie monaxone Spiculae. Daneben sind Bruchstücke von *Terebella*-Röhren sowie benthonische Foraminiferen, seltener Spiculae und viele Mikrobioklasten vertreten. Einzelne kleine Belemnitenrostren und Brachiopodenreste sind im Dünnschliff angeschnitten. Das Gefüge ist matrixgestützt und leicht bioturbat. Die Matrix ist ein leicht inhomogener grauer Mikrit.

**Interpretation:** Die meist gute Rundung der Intraklasten läßt eine primär nicht-lithifizierte Konsistenz vermuten. Nur ein Teil (u.a. mit *Terebella*) dieser kann von den benachbarten Biohermen abgeleitet werden. Abgeleitet aus den beobachteten monaxonen Spiculae könnten auch zerfallene nicht-rigide Kiesel-schwämmen zu ihrer Entstehung geführt haben. Das Ablagerungsmilieu war ruhig und unterhalb der Sturmwellenbasis. Riffschutt-artige Anteile sind nicht vorhanden.

## 6 Diskussion

### 6.1 Ooid-Genese

Die Fe-Ooide des Mittleren und Oberen Braunjura wurden und werden auch heute noch vielfach als Bildungen des bewegten Flachwassers angesehen (z.B. Schmidt-Kaler et al. 1992: 87), so wie dies auch für viele Karbonatooide angenommen wird (Bathurst 1975: 301 f.). Im fränkischen Dogger scheint dies durch häufige Aufarbeitungslagen und einzelne Vorkommen zooxanthellater Korallen (Schmidtill 1951) bestätigt zu sein, wenn auch korngestützte Gefüge, wie sie häufig flach-marine Ooidsande auszeichnen, nur im Braunjura  $\beta$  und Teilen des Braunjura  $\gamma$  vorkommen. Allerdings führt bereits schon Dorn (1939: 282 ff.) Ooidanreicherungen in dop-pelklappigen Muscheln und Brachiopoden gegen eine Entstehung im bewegten Wasser an und argumentiert für eine Entstehung an Ort und Stelle unter Beteiligung zersetzender organischer Substanzen. Allein die wechsel-hafte Zusammensetzung (Goethit/Limonit, Calcit, seltener Frankolith und Glaukonit) der Ooide des untersuchten Profiles weist schon deutlich auf unterschiedliche Bildungsbe-dingungen und Faktoren hin. Rein limoniti-sche Ooide sind nur im Braunjura  $\delta$  und  $\varepsilon$ 1 dominierend.

Fünf nach Zusammensetzung und Mikrostruk-tur unterschiedliche Ooid-Typen sind im Profil Neumarkt-Fuchsberg vertreten (Fig. 3):

- (1) undeformierte Limonit-Ooide des Braun-jura  $\gamma$  und  $\delta$ , sowie deformierte und ge-schrumpfte Limonit-Ooide des Braunjura  $\delta$  und  $\varepsilon$ ,
- (2) wechselnd limonitisch-karbonatisch zu-sammengesetzte Ooide des Braunjura  $\gamma$  bis  $\varepsilon$ ,
- (3) Karbonat-Ooide des Braunjura  $\gamma$ ,
- (4) phosphatische Ooide des Braunjura  $\gamma$  und
- (5) Glaukonit-Ooide des basalen Weißjura  $\alpha$ .

Limonit-Ooide liegen zum einen als runde bis ovale, streng konzentrische Komponenten mit Quarzkern, zum anderen als mehr oder weniger deformierte und geschrumpfte, dis-kontinuierliche Ooide mit Limonit-Nucleus vor (Taf. 3/1-4). Schrumpfungsrisse in den letzteren wurden bereits von Dorn (1939: 282) und Kästle (1990: 59) bemerkt. Sie belegen einen primär stark hydratisierten, weichen Zustand und sprechen gegen stärker bewegtes Was-ser als Bildungsbereich. Entsprechend hatten Umlagerungsprozesse oder auch Bioturbation eine Fragmentierung dieser zerbrechlichen Ooide zur Folge. Seifenartige Anreicherungen von Limonit-Ooiden sind nur mit einer Lage (Schicht 34) im höheren Bathonium vertreten.

Schrumpfungerscheinungen und Deformati-onen waren bisher vor allem von Ooiden mit primär chamositischer Mineralogie bekannt (Schellmann 1969; Kimberley 1983: 105), so daß dies auch für die vorliegenden Ooide ver-mutet werden könnte. Reduzierende Be-dingungen sind für eine ausreichende  $Fe^{2+}$ -Zufuhr und -Mobilität unerlässlich. Die Trans-formation von Chamosit zu Limonit müßte demnach an der Sedimentoberfläche bzw. nach dem Freispülen der Ooide durch die häufigen schwachen Umlagerungsvorgänge erfolgt sein (vgl. Freyberg 1951: 66; Gygi 1981; Sturesson 1995). Eine Fragmentierung war damit immer verbunden, wie in den Dünn-schliffen zu beobachten ist.

Ein rezentes Vorkommen von Fe-Ooiden ist 1995 in Indonesien entdeckt geworden und brachte neue Einblicke in die Fe-Ooid-Genese (Heikoop et al. 1996; Sturesson et al. 2000). Dieses Vorkommen ist an flach-marine Schelfsedimente gebunden, welche an eine aktive Vulkaninsel grenzen. Die primär gla-sigen Ooide bestehen aus Limonit mit bei-gemischtem amorphen Silica und bilden bis zu 0,5 m mächtige reine Ooidsande. Die Ooide entstehen in flachen Senken ("pools") der Plattform an der Sediment-Wasser-Gren-ze vermutlich durch Fällung aus exhalativen Fluiden, welche durch das Sediment auf-steigen (Heikoop et al. 1996). Die Ooide sind vom Rand bis in den Kern offenbar bereits pri-mär oxidisch (Sturesson et al. 2000), und zei-gen damit, daß Limonit-Ooide nicht zwingend auf Vorläuferminerale mit  $Fe^{2+}$  zurückgehen müssen. Der hohe pH des Meerwassers soll eine fortschreitende Hydrolyse und Lösung von  $SiO_2$  bewirken, welche zu einer relativen Fe-Anreicherung im Kern sowie radialen Rissen führt (Sturesson et al. 2000: 141). Die-ser Mechanismus wäre eine plausible Er-

klärung für die Schrumpfrisse der vorliegenden Goethit/Limonit-Ooide des Bajocium-Callovium. Alternativ könnte die Schrumpfung auch allein mit einer primären starken Hydratation der kolloidalen Fe-Oxide/Hydroxide zusammenhängen. In allen Fällen ist eine Genese an der Sediment-Wasser-Grenze bzw. in die obersten Zentimeter des Sedimentes von dem Rezentbeispiel übertragbar.

Für fossile Fe-Ooid-Vorkommen, bei denen ein direkter Zusammenhang mit exhalativen Erscheinungen nicht gegeben ist, werden von Stuesson et al. (2000) vulkanische Aschen als alternative Quelle von Fe, Al und Si vorgeschlagen. Zumindest für das Bajocium-Bathonium ist ein Vulkanismus im Nordsee-Bereich belegt und auch in den Sedimenten von England nachweisbar (Sellwood & Hallam 1974; Malm et al. 1979). Für den Süddeutschen Raum sind jedoch weder Exhalationen noch vulkanische Aschen nachgewiesen, so daß nach wie vor eine Fe-Zufuhr aus der terrestrischen Verwitterung angenommen werden muß (vgl. Gygi 1981).

Reine Karbonatooide sind auf Phosphoritknollen in den siltig-sandigen Mergeln des tieferen Braunjura  $\gamma$  beschränkt und zeigen eine radialfaserige Mikrostruktur. Ihr primärer Bildungsbereich ist unklar, lag aber sehr wahrscheinlich nicht in den Tonmergeln, sondern in benachbarten Quarzsandarealen ("Schwellen"). Heutige Ooide des flachmarinen Bewegtwassers (z.B. Bahama-Plattform) sind tangential strukturiert und primär aragonitisch (Bathurst 1975; Richter 1983). Dagegen werden Ooide mit radialer Mikrostruktur z.T. als "Stillwasser-Ooide" betrachtet (z.B. Freeman 1962) oder sind in hypersalinen Milieus (z.B. Great Salt Lake) zu finden (Sandberg 1975).

Wechselnd zusammengesetzte Ooide belegen, daß die Bildungsbereiche limonitischer und karbonatischer Hüllen räumlich (Schwellen/Senken) oder zeitlich (Fluktuationen physicochemischer Bedingungen am Ort) eng benachbart gewesen sein müssen. Eine Umlagerung limonitischer Ooide in karbonatische Milieus im Braunjura  $\varepsilon$  zeigt sich durch die Ausbildung einer abschließenden radial-calcitischen Cortex.

Phosphatische Ooide des Braunjura  $\gamma$  und Glaukonit-Ooide des basalen Weißjura  $\alpha$  sind nur sehr untergeordnet vertreten. Ihre Bildungsfaktoren sind unklar. Faktoren der Phosphoritgenese werden im nachfolgenden Kapitel diskutiert. Glaukonit-Ooide sind möglicherweise allochthon oder aus dem Callovi-

um umgelagert. Hinweise für eine Entstehung im bewegten Flachwasser fehlen.

## 6.2 Phosphoritbildungen

Phosphoritknollen bilden sich frühdia-genetisch in den obersten Sedimentlagen, vor allem in feinkörnigen, lutitischen bzw. pelitischen Sedimenten bei sehr geringen Sedimentationsraten (Valeton 1988; Glenn et al. 1994). Die Ca-Fluorapatit-Fällung erfolgt dabei im dysaeroben Bereich bzw. einer  $O_2$ -Minimum-Zone. Im dysaeroben Bereich ist der P-Zyklus an den Fe-Redox-Zyklus gekoppelt (Jarvis et al. 1994; Glenn et al. 1994). Dabei wird  $PO_4^{3-}$  an Fe-Hydroxyoxide der Wassersäule adsorbiert und bei deren Reduktion im Porenwasser freigesetzt.

Phosphoritknollen der Braunjura  $\gamma$  und  $\zeta$ -Tonmergel werden hier als in-situ gebildet betrachtet und entsprechen dem "pristine"-Typ von Föllmi et al. (1991). Phosphoritknollen der Aufarbeitungslagen im Callovium sind dagegen als "kondensiert" anzusprechen und vermutlich parautochthon.

Das klassische upwelling-Modell (hohe Primärproduktion, suboxische intermediäre Wassermassen, hohe  $C_{org}$ -Flußraten) ist für die epikontinentalen Braunjura  $\gamma$ - $\zeta$ -Sedimente nicht anwendbar, so wie dies ebenso nicht für einige heutige epikontinentale Vorkommen (z.B. E-Australischer Schelf, O'Brien & Veeh 1980, 1983) zutrifft.

Die Phosphoritgenese scheint vielmehr an transgressive Phasen und Meeresspiegelhochstände (v.a. maximum flooding surface) gekoppelt zu sein. Damit verbunden sind herabgesetzte Sedimentationsraten durch reduzierten Klastika-Eintrag und erhöhte Wahrscheinlichkeiten, daß "upwelling"-Wassermassen weit auf Schelfareale übergreifen können (episodisch erhöhte P-Zufuhr). Entsprechend werden Phasen der Phosphoritbildung im Bajocium bis Callovium als späte Abschnitte transgressiver Ereignisse bzw. Meeresspiegelhochstände interpretiert (dysaerobe Bedingungen, geringe Sedimentationsrate, P-Zufuhr).

## 6.3 Faziesentwicklung, Paläogeographie und Meeresspiegelschwankungen

Bezüglich Mechanismus und der geographischen Verbreitung ihrer Auswirkungen sind lokale, regionale und überregionale Faktoren bei der Faziesentwicklung zu unterscheiden.

Als lokaler Faktor wird die kleinräumige Bildung tektonischer Schwellen und Senken aufgefaßt, auch wenn die Ursache der tektonischen Bewegungen regional zu sehen ist. Zu den regionalen Faktoren zählen die Subsidenz des Ablagerungsraumes, Veränderungen der Paläogeographie und damit verbundene Änderungen der Meeresströmungen. Als überregionaler Faktor wird der eustatische, "weltweite" Meeresspiegel betrachtet, dessen Fallen und Steigen auf eine Volumenänderung der Ozeanbecken und/oder der Polkappenvereisungen zurückgeht. Letztere sind jedoch für den Jura nicht bekannt und nur für das Bajocium-Bathonium und Tithonium gibt es Hinweise auf kühle subpolare Klimate in hohen Breiten (Price 1999). Die Schichtenfolge des höheren Aalenium bis tieferen Oxfordium bei Neumarkt zeigt folgende übergeordnete Tendenzen:

(1) Rückgang des grob-siliziklastischen Eintrages: Abfolge von rein siliziklastischen Sedimenten des flachsten Subtidals (Braunjura- $\beta$ -Sandsteine) bis zu einer rhythmischen Kalk-Mergel-Wechselfolge in mittlerer Schelfposition (Weißjura- $\alpha$ -Karbonate).

(2) Umschlag von Limonit- zu Glaukonit-führenden Sedimenten. Die Fällung von unterschiedlichen Fe-Mineralien (Limonit, Chamosit, Hämatit, Glaukonit, Pyrit) spiegelt die Eh-Verhältnisse am Meeresboden wider. Wenn gleich der primäre Bildungsort vieler Ooide nicht mit Bestimmtheit zu ermitteln ist, so spiegeln sie doch bei ihrer entgültigen Einbettung die lokalen Bedingungen wider.

Interpretiert werden diese Tendenzen als Folge der regionalen paläogeographischen Situation mit einem Absinken von Vindelizischem Land in Süden und Böhmischer Masse im Osten. Infolge dessen wurde ab Unter-Calloviium (Fay & Gröschke 1982) mit dem Durchbruch der Regensburger Straße das Vindelizische Land abgetrennt, aber erst im Weißjura gänzlich überflutet (Meyer 1981). Die fortlaufende Absenkung impliziert bei der geringen Sedimentationsrate des höheren Braunjura eine Zunahme der durchschnittlichen Wassertiefe. Für den Braunjura  $\beta$  werden Wassertiefen von wenigen Metern angenommen (Schmidt-Kaler et al. 1992: 85), während absolute Angaben für den Weißjura  $\alpha$  kontrovers diskutiert werden (Keupp et al. 1990). Ein gleichzeitiger eustatischer Anstieg um 60 m wird von der Kurve von Haq et al. (1988) postuliert.

Während des Aalenium-Bathonium kommt es in West- und Zentraleuropa zu einer Umgestaltung der Paläogeographie (Ziegler 1990). Im Nordseebecken kommt es im späten Aalenium bis tiefstes Bajocium schrittweise zur Aufwölbung des North Sea Dome, gefolgt von der "Mittelkimmerischen" Rifting Phase mit Vulkaniten (Bajocium - Bathonium) im Viking-Central- und Moray Firth-Witch Ground Graben und starken Sandschüttungen in den Norddeutschen Raum (Sonninia-, Macrocephalus-Sandstein) (Ziegler 1990). Ursächlich ist dies in Zusammenhang mit der Öffnung des N-Atlantik ab dem Mittel-Jura zu sehen (Rifting ab der Ober-Trias) (Ziegler 1990). Inwieweit diese Ereignisse ihre Auswirkungen auf den Süddeutschen Raum hatten, ist wenig belegt. Die Sedimente in West- und Zentraleuropa zeigen während dieser Zeiträume mehrfache Regressionen und Transgressionen, welche nach Ziegler (1990) tektonischer Natur sind und mit den globalen Meeresspiegelkurven nicht zu korrelieren sind. Dies gilt insbesondere für die Regression im Aalenium (Hallam 2001).

Ein besonderes Problem stellt die Interpretation von Diskontinuitäten, wie Hartgründe, Aufarbeitungslagen und Geröllhorizonten, dar. Bisher wurden sie in den epikontinentalen Jura-Sedimenten als Folge von relativen Meeresspiegelabsenkungen bzw. Regressionen angesehen (Klüpfel 1916; Brandt 1985; Einsele 1985; Kästle 1990). Sequenzstratigraphische Modelle ordnen jedoch Kondensationen und Hartgrundbildungen Meeresspiegel-Höchstständen zu ("condensed sections"; Haq et al. 1988). Im Vergleich zu transgressiven Ereignissen ist der Nachweis einer Regression allgemein schwieriger zu führen (Hallam 1999). Als Kriterien für letztere können ein Übergreifen terrestrisch-fluviatiler Sedimente über marine Serien, subaerische Exposition mit Verkarstung und Bodenbildung, und tiefgreifende Erosion mit Aufarbeitung lithifizierter Sedimente gelten.

Das Profil Neumarkt-Fuchsberg setzt mit flach-subtidalen Sandsteinen des höheren "Eisensandsteins" (Dogger  $\beta$ ) ein, welche dem Disciteston-Horizont angehören. Der Eintrag der Klastika soll vorwiegend von der Böhmischen Masse erfolgt sein, wenn auch die gleichbleibend von stabilen Mineralen dominierten Schwerminalspektren keinen eindeutigen Beleg liefern (Schröder 1962: 24 f.). Schrägschüttungsmessungen von Schröder

(1962: 22) folgend wurden die Sande durch etwa küstenparallele Strömungen umgelagert und sedimentiert. Ein senkrechter Spreitenbau am Top des "Eisensandstein" (Taf. 1/1) stützt die Interpretation einer Wassertiefe von nur wenigen Metern.

Bezüglich der Grenze "Eisensandstein" zu "Sowerbyi-Sauzei-Schichten" wird seit Freyberg (1951: 45) eine Regression mit Geröllbildung und nachfolgender Transgression für die Entstehung des "Sowerby-Konglomerates" verantwortlich gemacht. Schwellen und Senken sollen allerdings bereits vor und während dem höheren Aalenium (Braunjura  $\beta$ ) angelegt worden sein und auch nachfolgend im Bajocium bis Callovium (Braunjura  $\gamma$  bis  $\zeta$ ) wirksam gewesen sein (Dorn 1939; Hörauf 1959: 39). Daß dies so strikt nicht zutrifft, zeigt das Beispiel Dillberg, wo auf einen 10 m mächtigen Disciteston-Horizont ein erosiv aufliegender, nur etwa 1,5 m mächtiger schillreicher Braunjura  $\gamma$  in Schwellenfazies folgt. Auch andere Lokalitäten, welche sich durch sehr geringe Braunjura  $\gamma$  Mächtigkeiten auszeichnen (Kadenzhofen, Oberwald; Dorn 1939) zeigen Disciteston-Mächtigkeiten von 11-15 m (Hörauf 1959). Umgekehrt folgt häufig auf geringere Disciteston-Mächtigkeiten (5 - 8,5 m) vielfach ein Braunjura  $\gamma$  mit 4-5 m (z.B. Günching: 4,75m; Gaukler & Häring 1973). Am Fuchsberg ist mit etwa 9,5 m Disciteston-Horizont zu rechnen, wenn man Schicht 2 des vorliegenden Profils mit Schicht 1 des in unmittelbarer Nähe gelegenen Profils Schacht Nr. 21 Fuchsberg (Hörauf in Gaukler & Häring 1973: 86) parallelisiert. Die "Sowerbyi-Sauzei-Schichten" sind mit 5,9 m wiederum vergleichsweise mächtig und tonreich ausgebildet. In Sengenthal überlagern 2,8 m "Sowerbyi-Sauzei-Schichten" einen etwa 10 m mächtigen Disciteston-Horizont (> 6,0 m Sandsteine; Kästle 1990; Schmidt-Kaler et al. 1992; darunter etwa 2,2 m Ton-Sand-Wechselagerung; Hörauf in Gaukler & Häring 1973: 90).

Auch wenn nicht überall eine inverse Korrelation von Disciteston- und Braunjura- $\gamma$ -Mächtigkeiten eindeutig ist (mäßige Aufschlußbedingungen; Schwierigkeiten in der Grenzziehung zwischen den lithostratigraphischen Einheiten "Felsandstein", "Disciteston" und "Sowerbyi-Sauzei-Schichten"), kann von einer erosiven Reliefbildung an der Grenze "Eisensandstein"- "Sowerby-Sauzei-Schichten" ausgegangen werden (siehe auch Freyberg 1951: 44 ff.). Ähnliche erosive Reliefbildungen sind

aus dem Lias dieser Gegend gut belegt, so innerhalb des Oberen Pliensbachium (Keupp & Arp 1990) und an der Grenze Pliensbachium/Toarcium (Knitter 1983: 240). Auch sie wurden vormals als Schwellen und Senken tektonischer Natur angesehen (z.B. "Berchinger Schwelle", Schmidt-Kaler 1985 & 1986), lassen sich aber durch die darauffolgende sedimentäre Nivellierung eindeutig als submarine Erosionsphänomene infolge veränderter Strömungsmuster (Paläogeographie, Meeresspiegel) erklären.

Sichere Belege für eine Regression am Top des "Eisensandsteins", wie subaerische Exposition (Trockenrisse, Bodenbildung) oder ein Übergreifen terrestrisch-fluviatiler Sedimente über marine Serien am Beckenrand (vgl. Fay & Gröschke 1982) fehlen. Gesichert ist einzig die nachfolgende Transgression mit basaler Geröll-Lage und folgenden siltigen Tonen mit vollmariner Fauna (Cephalopoden, Echinodermen, decapode Krebse, Bryozoen, Bivalven, Gastropoden, Scaphopoden). Die artenarme, kleinwüchsige Weichbodenfauna spiegelt eine zeitweise schlechte Durchlüftung wider. Als Besonderheit sind Scherenreste eines decapoden Krebses zu erwähnen. Spiculae hexactinellider Schwämme deuten auf eine Erhöhung der Wassertiefe. Eine durchgehende Phosphoritknollenlage markiert möglicherweise eine maximale Überflutung. Nach einer weiteren Geröll-Lage (Transgression?) folgt mit tonigen Kalksandsteinen, schrägschichteten Kalksandsteinen und einer Diskontinuität mit Abtragung lithifizierter Kalksandsteine die einzige gesicherte Regression im Profil Neumarkt-Fuchsberg. Das lokale Vorkommen zooxanthellater Korallen am Top des Braunjura  $\gamma$  (Dillberg, Günching) belegt ebenso eine Verflachung.

Über der basalen Geröll-Lage (Transgression) des "Humphriesianum-Ooliths" liegen die Sedimente des Mittel-Bajocium durchweg in kondensierter Ausbildung vor, welche in einer mehrphasigen Hartgrundbildung münden. Einzig die Humphriesianum-Zone ist als "Rumpf-Zone" gut belegt. Sowohl Haq et al (1988) als auch Hallam (1988) postulieren für den entsprechenden Zeitraum eine weltweit regressive Phase. Im vorliegenden Profil ist dagegen weder eine Verflachung noch eine Vertiefung zu erkennen, sodaß sich Subsidenz und Fallen des eustatischen Meeresspiegels weitgehend aufgehoben haben dürften.

Erst mit dem "Parkinsoni-Oolith" ist wieder eine Transgression mit fortlaufendem Absin-

ken erkennbar. Dabei wurde der mehrphasige Hardgrund zunächst u.a. mit hexactinelliden Schwämmen besiedelt, welche auch in Sengenthal vorkommen. Tonmergel mit Phosphoritknollen-Bildungen im tiefsten Bathonium der Nördlichen Frankenalb (Reuter 1908: 84) sind mit dieser weltweit transgressiven Phase im Einklang. Mit fortlaufender Transgression schlagen an der Grenze Bajocium-Bathonium (Braunjura  $\varepsilon_1/\varepsilon_2$ ) auch die Sedimentfarben von gelbbraun (Limonit) nach grau (Pyrit) um. Es herrschen nun ruhige, relativ gleichmäßige Ablagerungsbedingungen unter sauerstoffarmen Verhältnissen vor. Die Benthosfauna ist nun auf wenige Foraminiferen, Ostrakoden und dünnschalige Bivalven beschränkt.

Schichtlücken und erosive Ereignisse im Bereich Mittel-Bathonium bis tiefstes Unter-Callovium sind dagegen mit den publizierten eustatischen Meeresspiegelkurven nicht zu korrelieren. Wenn die Beobachtungen von synsedimentären Störungen (Bayer in Kästle 1990) richtig sind, kam es jedoch in diesem Zeitabschnitt zu tektonischen Bewegungen, welche die Diskontinuität an der Obergrenze "Fusca-Württembergica-Schichten" und das verbreitete Fehlen des Mittel- und Oberbathon erklären könnten. Dies wäre der einzige Profilabschnitt in welchem lokale, kleinräumige tektonische Bewegungen auf Sedimententwicklung und Mächtigkeiten Einfluß gehabt haben könnten. Zeitgleich hiermit sind die Haupteruptionen (Retrocostatum-Zone, Ober-Bathonium) des Nordsee-Riftvulkanismus (Sellwood & Hallam 1974).

Im Gegensatz dazu kann die weit verbreitete Ammonitenseife der Koenigi-Zone an der Basis des "Macrocephalen-Ooliths" als "condensed section" eines eustatischen Meeresspiegelhochstandes aufgefaßt werden. Sowohl die Haq-Kurve als auch die Hallam-Kurve postulieren für diesen Zeitpunkt eine maximale Überflutung (Haq et al. 1988; Hallam 1988). Auch von der Schwäbischen Alb sind Ammonitenanreicherungen aus dem tiefsten Bereich der Koenigi-Zone bekannt (toricelli-Horizont; Dietl 1981a; Callomon et al. 1989).

Aufarbeitungslagen im höheren Macrocephalen-Oolith und tieferen Ornatenton sind mit keinen tiefgreifenden Erosionen verbunden. Glaukonit und Anreicherung von Phosphoritbildungen werden daher transgressiven Ereignissen zugeordnet, wohingegen Kästle (1990: 58) für die Aufarbeitungslage der Calloviense-Zone eine Korrelation mit einer eustatischen Meeresspiegelsenkung annimmt. Sedimente

der Calloviense-Zone sind auch in beckenrandnahen Profilen zwischen Straubing und Passau nachzuweisen (Gröschke 1985), so daß kein Hinweis auf eine Regression vorliegt.

Während des Unter-Callovium erfolgte schließlich der Durchbruch der Regensburger Straße (Fay & Gröschke 1982) und bewirkte ein verändertes Strömungssystem, welches umfangreiche Quarzsandschüttungen vollends auf den unmittelbaren Beckenrand beschränkte. Mit dem nun möglichen Wasseraustausch mit dem Polnischen Becken könnte auch der Umschlag von Fe-oolithischer zu glaukonitischer Fazies zu erklären sein. In der mittleren und östlichen Schwäbischen Alb ist der Ornatenton in Pyrit-reicher Fazies ausgebildet. Ein Glaukonitsandmergel ist nur im Unter-Oxfordium entwickelt. Noch weiter im Südwesten (Wuttach-Gebiet) liegt das Untere, Mittlere und Obere Callovium in eisenoolithischer Fazies vor (Dietl 1977).

Mittleres und Oberes Callovium konnten in Neumarkt-Fuchsberg nicht weiter gegliedert werden. Nur am Top ist als Ammoniten-reiche Lage die Lamberti-Zone erkennbar, welche einem eustatischen Meeresspiegelhochstand zugeordnet werden kann (Norris & Hallam 1995). Auch die folgende Mariae- und Cordatum-Zonen des Unter-Oxfordium sind noch diesem Hochstand zuzuordnen. Frühere Interpretationen, welche die weltweit verbreitete Diskontinuität an der Callovium/Oxfordium-Grenze einer Regression zuordnen, gelten als überholt, da entsprechende Kriterien nicht vorliegen (Norris & Hallam 1995). Dagegen wird von Kästle (1990: 82) eine erosive Phase mit Reliefbildung im Unter-Oxford postuliert um deutliche Mächtigkeitsschwankungen des "Ornatentons" zwischen 2,5 und 4,8 m innerhalb des Steinbruches Sengenthal zu erklären. Eine Beschreibung, daß die Lamberti-Zone an diesen geringermächtigen Stellen des Ornatentons fehlt, wurde aber nicht erbracht, so daß eine Erklärung für die deutlichen Mächtigkeitsschwankungen im Ornatenton des Neumarkter Raumes (siehe auch Krisl in Gaukler & Häring 1973) noch nicht gegeben werden kann.

Die folgende "*Globigerina*"-reiche Glaukonitbank des basalen Weißjura  $\alpha$  (Mittel-Oxford) zeigt in erster Linie eine vollständige Überflutung des Vindelizischen Landes an. Dysaerobe Bedingungen mit Phosphoritbildung unterblieben aufgrund des offenen Wasseraustausches zur Tethys. Eindeutige Hinweise

auf eine Änderungen des Meeresspiegels liegen nicht vor. Für das Mittel-Oxford liegt allerdings ein Beispiel einer terrestrisch-fluviatilen Sandschüttung über verkarstete marine Schelfkarbonate am Beckenrand bei Straubing vor (Gröschke & Fay 1981). Diese lokal belegte Regression fällt mit der von Hallam (1988) postulierten eustatischen Regression zusammen. Ob sie auf der gesamten Fränkischen Plattform wirksam war, bleibt zu untersuchen.

## 7 Systematischer Teil

### 7.1 Ammonoidea

Verwendete Abkürzungen:

- Dm:** Durchmesser in mm  
**Nw%:** Nabelweite in %  
**Wh%:** Windungshöhe in %  
**Wb%:** Windungsbreite in %  
**Q (Wh/Wb):** Querschnitt (Verhältnis Windungshöhe zu -breite)  
**Z bzw. Z/2:** Zahl der Rippen pro Umgang bzw. halben Umgang  
**PR/SR:** Primärrippen/Sekundärrippen

Belegstücke der Ammonoideen sind am Institut und Museum für Geologie und Paläontologie (IMGP) der Universität Göttingen unter der Original-Nummer 1222-1 bis 1222-15 hinterlegt. Von abgebildeten Exemplaren aus privatem Besitz wurden Abgüsse am IMGP hinterlegt.

Fam. Graphoceratidae Buckman 1905  
 Unter-Fam. Sonniniinae Buckman 1892  
*Sonniniinae* sp.  
 Taf. 6/1

**Material:** 1 Exemplar

**Fundschrift:** Schicht 9, Laeviuscula- und/oder Sauzei-Zone, Unter-Bajocium

**Fundort:** Straßenaufschluß Neumarkt-Fuchsberg, Oberpfalz

**Maße:**

IMGP 1222-1	Dm		Nw		Wh		Wb		Q	Z
	mm	mm	mm	%	mm	%	mm	%		
	7,3	2,8	38	2,7	37	4,5	62	0,6	20	PR

**Beschreibung:** Es handelt sich um ein

Negativ eines juvenilen Ammoniten mit deutlich abgesetztem Kiel und niedrigem Q. Eine einsetzende, flache Berippung ist erkennbar.

**Bemerkungen:** Dieser einzige Ammonitenfund aus dem tieferen Bajocium des Profils entstammt einer feinoolithischen, schwarzen Phosphoritknolle und wird der Unter-Familie Sonniniinae zugeordnet.

*Dorsetensia liostraca* Buckman 1892

Taf. 6/2

**Material:** 1 Exemplar

**Fundschrift:** geröllführende feinoolithische sandige Schillkalke der obersten "Sowerby-Sauzei-Schichten", tiefere Humphriesianum-Zone, Mittel-Bajocium

**Fundort:** Acker am südlichen Dillberg östlich der Verbindungsstraße B 8 - Dillberg, Oberpfalz

**Maße:**

IMGP 1222-2	Dm		Nw		Wh		Wb		Q	Z
	mm	mm	mm	%	mm	%	mm	%		
	28,9	6,2	22	13,5	47	7,8	27	1,73	-	-

**Beschreibung:** Das mäßig engnabelige juvenile Gehäuse ist ein unvollständig erhaltener Phragmokon. Der Windungsquerschnitt ist hochoval und mit zunehmendem Durchmesser dreieckig. Der Innenbug ist gut ausgebildet und fast kantig. Der Hohlkiel ist deutlich und abgesetzt. Die Skulptur setzt bereits auf den Innenwindungen mit leicht retroradiaten, schwach sichelförmig geschwungenen flachen Rippen ein, welche vor Erreichen des Kiels erlöschen.

**Bemerkungen:** Das vorliegende Gehäuse unterscheidet sich von *Dorsetensia romani*, *D. deltafalcata* und *D. pinguis* durch sein deutlich kleineres N. Nach Nabelweite und Windungsquerschnitt ist das Exemplar *Dorsetensia liostraca* zuzuordnen. Die artliche Trennung von *D. liostraca*, *D. subsecta* und *D. tecta* ist bei juvenilen Formen nicht durchführbar (Huf 1968) und auch generell problematisch (Morton 1972). Entsprechend werden die drei Formenkreise z.T. als Unterarten geführt (Ohmert et al. 1995).

Fam. OPELLIIDAE Bonarelli 1894  
 Unter-Fam. Hecticoceratinae Spath 1925  
 Gattung *Chanasia* Rollier 1922  
*Chanasia (Jeanetticeras) parallelum*  
 (Reinecke 1818)

Taf. 6/3

**Material:** 1 Exemplar

**Fundschicht:** Schicht 40, basale Koenigi-Zone, Unter-Callovium

**Fundort:** Straßenaufschluß Neumarkt-Fuchsberg, Oberpfalz

**Maße:**

IMGP 1222-3	Dm		Nw		Wh		Wb		Q	Z
	mm	mm	%	mm	%	mm	%			PR/SR
	34,5	11,1	32	15,0	43					
	46	16,4	36	16,0	35	9,0	20	1,78		22/36

**Beschreibung:** Das mäßig weitnabelige Gehäuse zeigt einen trapezoiden Windungsquerschnitt mit fastigatem, scharfen Kiel. Der Phragmocon reicht bis  $d = 35\text{mm}$ . Daran anschließend ist noch  $1/3$  Windung der Wohnkammer erhalten. Die Skulptur besteht aus kräftigen, schwach prokonkaven Primärrippen, welche auf  $1/3$  Flankenhöhe an einem scharfen Knick in je 1-2 deutlich retrokonkave Sekundärrippen aufspalten. Unmittelbar nach dem Spalt ist etwa auf der Flankenmitte eine schwache Spiralfurche angedeutet. Die Sekundärrippen enden am Außenbug in längsgestreckte, zugespitzte Knoten, welche auch noch auf der Wohnkammer beständig sind.

**Bemerkungen:** Der vorliegende Fund gleicht dem in Elmi (1967) abgebildeten Exemplaren.

Familie Graphoceratidae  
 Gattung *Strigoceras* Quenstedt 1886  
*Strigoceras truellei* (D'Orb. 1845)

Taf. 6/4

**Material:** 1 Exemplar (leg. A. Pascher, Welden bei Augsburg)

**Fundschicht:** Schicht 25 oder Tasche von Schicht 26 in Schicht 25, Ober-Bajocium

**Fundort:** Straßenaufschluß Neumarkt-Fuchsberg, Oberpfalz

**Maße:**

AP 91/25-1	Dm		Nw		Wh		Wb		Q	Z
	mm	mm	%	mm	%	mm	%			PR/SR
	190	18	9	100	53	72	38	1,39		-
	140	13	9	77	55	55	39	1,40		-

**Beschreibung:** Der vorliegende Steinkern mit teils erhaltenem Hohlkiel wurde in begrenztem Umfang an der äußeren Flankenhälfte des letzten Umganges ergänzt (Taf. 6/3: weiß umgrenztes Feld). Das relativ breite, oxycone Gehäuse zeigt neben den drei flachen Spiralfurchen eine feine, deutliche Spiralstreifung. Die Windungsbreite ist am gerundeten Innenbug am höchsten, der Querschnitt ist hochtrapezoid. Auf der äußeren Flankenhälfte sind im Streiflich flache konkave Bögen einer Sichelberippung erkennbar.

**Bemerkung:** Das untersuchte Exemplar zeigt einen etwas breiteren Windungsquerschnitt bzw. ein niedrigeres Q im Vergleich zum Holotypus. Abgesehen davon sind die Übereinstimmungen vollständig. *Strigoceras truellei* kommt ausschließlich in der Parkinsoni-Zone vor und ist innerhalb dieser in Frankreich die Densicosta-Subzone begrenzt (Fischer et al. 1994). Die Fundschicht des Exemplares vom Fuchsberg (Schicht 25) wird lithostratigraphisch als Abschluß des Braunjura  $\delta$  betrachtet, ist jedoch stark kondensiert und zudem von Taschen des Parkinsonien-Ooliths durchzogen.

Fam. Stephanoceratidae Neumayr 1875  
 Gattung *Stephanoceras* Waagen 1869  
*Stephanoceras (Stephanoceras) sp.*

Taf. 6/5

**Material:** 1 Exemplar

**Fundschicht:** Basis Schicht 24, Humphriesium-Zone, Mittel-Bajocium

**Fundort:** Straßenaufschluß Neumarkt-Fuchsberg, Oberpfalz

**Maße:**

IMGP 1222-4	Dm		Nw		Wh		Wb		Q	Z	Z/2
	mm	mm	%	mm	%	mm	%			PR/SR	PR/SR
	33,2	12,6	38	12,3	37	19,5	59	0,63	26/-	14/39	
	28,5	11,2	39	10,6	37	18	63	0,59	24/-	13/37	

**Beschreibung:** Das coronate Gehäuse ist

mäßig weitgenabelt mit einem breitgerundetem Windungsquerschnitt. Grobe, radiale Primärrippen spalten bei 50% Flankenhöhe in meist 3 feinere Sekundärrippen, welche den venter in einem leicht konvexen Bogen ungeschwächt überziehen.

**Bemerkung:** Es handelt sich vermutlich um Innenwindungen eines Macroconchs der Gattung *Stephanoceras*, welche eine genauere Bestimmung nicht erlauben.

*Stephanoceras (Normannites) sp.*

Taf. 6/6

**Material:** 1 Exemplar

**Fundschicht:** Schicht 24, 30 cm unter Top, Humphriesianum-Zone, Mittel-Bajocium

**Fundort:** Straßenaufschluß Neumarkt-Fuchsberg, Oberpfalz

**Maße:**

IMG P 1222-5	Dm		Nw		Wh		Wb		Q	Z	Z/2
	mm	mm	%	mm	%	mm	%			PR/SR	PR/SR
	41,1	13,8	34	15,5	38	24,6	60	0,63	-	(17)/42	
	31,8	11,9	37	12	38	20,3	64	0,59	-		

**Beschreibung:** Von dem schlecht erhaltenen Individuum konnten nur Teile der letzten und vorletzten Windung hinreichend präpariert werden. Hier war die Schale ausreichend kompakt, während die angewitterten bröseligen Innenwindungen nicht freizulegen waren. Die letzte dritte Windung entspricht der (unvollständigen) Wohnkammer. Das mäßig engnabelige, coronate Gehäuse zeigt eine kräftige, scharfe Primärberippung, welche an spitzen Dornen des Außenbuds in je zwei bis drei Sekundärrippen spaltet. Letztere überqueren den Venter gerade und ohne Schwächung.

Fam. Sphaeroceratidae Buckman 1920

Gattung *Cadomites* Munier-Chalmos 1892

*Cadomites (Cadomites) deslongchampsii*  
(D'Orb. 1846)

Taf. 6/7

**Material:** 1 Exemplar

**Fundschicht:** Top Schicht 26, Grenze Parkinsoni/Zigzag-Zone, Ober-Bajocium/Unter-Bathonium

**Fundort:** Straßenaufschluß Neumarkt-Fuchsberg, Oberpfalz

**Maße:**

IMG P 122 2-6	Dm		Nw		Wh		Wb		Q	Z	Z/2
	mm	mm	%	mm	%	mm	%			PR/SR	PR/SR
	37	10,7	29	17,5	47	(20)	54	(0,88)		31/(95)	18/55
	30	9,2	31	11,4	38	(17,5)	58	(0,65)	-		18/57

**Beschreibung:** Das mäßig engnabelige Gehäuse liegt als Mergelkalksteinkern mit Innenwindungen aus bröckeligem, rostigen Calcit vor.

Die leicht sinusförmig geschwungene, radiale Berippung spaltet etwa in der Flankenmitte in durchschnittlich drei Sekundärrippen, welche den Venter ungeschwächt überziehen. Die Spaltpunkte zeigen kleine Dornen. Der Querschnitt der Windungen ist breit und gerundet.

Familie Parkinsoniidae Buckman 1920

Gattung *Parkinsonia* Bayle 1878

*Parkinsonia (Parkinsonia) orbignyana*

(Wetzel 1911)

Taf. 6/8

**Material:** 1 Exemplar

**Fundschicht:** Schicht 26, 20cm unter Top, Parkinsoni-Zone, Ober-Bajocium

**Fundort:** Straßenaufschluß Neumarkt-Fuchsberg, Oberpfalz

**Maße:**

IMG P 122 2-7	Dm		Nw		Wh		Wb		Q	Z	Z/2
	mm	mm	%	mm	%	mm	%			PR/SR	PR/SR
	47,3	22,2	47	14,3	30	12,3	26	1,16		37/50	20/27
	37,8	17,5	46	11,9	31	-	-	-		33/-	19/26

**Beschreibung:** Das weitnabelige, planulate Gehäuse ist als Steinkern erhalten. Der Windungsquerschnitt ist hochtrapezoid. Die radialen, scharfen Rippen zeigen bei 2/3 Flankenhöhe Dörchen, an denen sie in proverse SR übergehen. Durchschnittlich jede dritte Primärrippe spaltet bifurkat oder wird von einer Schaltrippe begleitet. Die Medianfurche, an der die SR alternierend unter 90° gegenüberstehen, ist zunächst nur undeutlich ausgebildet. Ab  $d \approx 45$  mm zeigt sie sich als glattes Band.

**Bemerkungen:** *P. orbignyana* ist auf den tieferen Teil der Parkinsoni-Zone (Acris-Subzone) beschränkt (Wetzel 1911; Nicolesco 1927). Im Profil Fuchsberg erscheint sie jedoch bereits vor *P. rarecostata* (Densicosta-Subzone) und belegt damit eine Kondensation der Parkinsoni-Zone.

Familie Parapatoceratinae Buckman 1926

Gattung *Parapatoceras* Spath 1924

*Parapatoceras tuberculatum* (Baugier & Sauzé 1843)

Taf. 7/1

**Material:** 1 Exemplar (leg. F. Balke, Lindenburg)

**Fundschicht:** Schicht 37, basale Koenigi-Zone, Unter-Callovium

**Fundort:** Straßenaufschluß Neumarkt-Fuchsberg, Oberpfalz

**Maße:**

FB 91/37- 1	Wh	Wb	Q	Z
	mm	mm		pro cm
	12	10	1,2	3,2
	9,5	8,5	1,1	3,2

**Beschreibung:** Der unvollständige Steinkern mit abschnittsweise erhaltenen Schalenresten ist auf 5,5 cm Länge erhalten. Der juvenile Gehäuseabschnitt fehlt. Daran schließen sich weitere 2 cm als negativ-Abdruck der rechten Flanke an. Die Kammerung reicht bis 5 cm des erhaltenen Gehäuses ( $h = 12\text{mm}$ ), daran schließt sich die weitgehend verlorengegangene Wohnkammer als Mergelkalksteinkern an. Das Gehäuse ist nahezu stabförmig gestreckt und nur leicht gebogen (gestreckt cyrtocoon bis baculicon). Die Rippen sind kräftig, weitständig und leicht proradiat. Die Externseite zeigt auf dem Steinkern zwei kräftige Knotenreihen. Zwischen ihnen sind die Rippen geschwächt, jedoch nicht unterbrochen. Auch auf der Internseite sind die Rippen leicht geschwächt.

**Bemerkungen:** Das untersuchte Stück ist stärker entrollt und nahezu gestreckt im Vergleich zu *P. tuberculatum* in Dietl (1978, 1981b). Auch sind die Rippen weniger stark proradiat als bei Dietl (1978, 1981b) angegeben. Eine zweite, auf dem Außenbug sitzende Knötchenreihe ist bei dem Exemplar von Fuchsberg nicht zu erkennen. *P. distans* ist schwächer entrollt, Knoten und Rippen verschwinden im Alter. Heteromorphe Ammoni-

ten des Braunjuras sind im Allgemeinen auf tonige Sedimentgesteine ehemaliger Stillwasserbereiche beschränkt (Dietl 1978, 1981b; Munk 1979), sodaß es sich hier um einen eher seltenen Fund handelt.

Fam. Macrocephalitidae Buckman 1922

*Macrocephalites (Macrocephalites) sp.*

Taf. 6/9

**Material:** 1 Exemplar

**Fundschicht:** Schicht 37, basale Koenigi-Zone, Unter-Callovium

**Fundort:** Straßenaufschluß Neumarkt-Fuchsberg, Oberpfalz

**Maße:**

IMGP 1222- 9	Dm		Nw		Wh		Wb		Q	Z	Z/2
	mm	mm	%	mm	%	mm	%		PR/SR	PR/SR	
	(65)	-	-	33,0	51	34,5	53	0,96	-	-	

**Beschreibung:** Das juvenile Exemplar liegt in Schalenerhaltung vor. Die innersten Windungen fehlen. Das leicht hochmündige Gehäuse zeigt eine dichte, feine Berippung mit leicht proradiaten bis leicht sinusförmigen Verlauf. Der Nabel ist eng und tief. Die Primärrippen spalten vorwiegend zweifach, weisen jedoch häufig zusätzliche Schaltrippen auf. Der Windungsquerschnitt ist ellipsoidal mit eng gerundetem Innenbug.

**Bemerkung:** Bei  $d = 22\text{mm}$  ist aufgrund einer Verletzung eine Rippenanomalie im Bereich des Venters ausgebildet.

*Macrocephalites (Macrocephalites) sp.*

Taf. 7/2

**Material:** 1 fragmentarisches Exemplar

**Fundschicht:** Schicht 40, ?Enodatum-Subzone, Calloviense-Zone, Unter-Callovium

**Fundort:** Straßenaufschluß Neumarkt-Fuchsberg, Oberpfalz

**Maße:**

IMGP 1222- 9	Dm		Nw		Wh		Wb		Q	Z	Z/2
	mm	mm	%	mm	%	mm	%		PR/SR	PR/SR	
	(65)	-	-	33,0	51	34,5	53	0,96	-	-	

**Beschreibung:** Es liegt etwa 1/3 Umgang eines ehemals ca. 6,5 cm großen Phragmokon mit Resten einer weiteren, inneren Win-

dung vor. Das Fragment ist ein phosphatischer Steinkern mit dünnen Markasit-Überzügen. Flachgedrückte, im angrenzenden Tonmergel überlieferte Gehäuseteile gingen bei der Bergung verloren.

Die kräftige Berippung erscheint radial und kaum gekrümmt. Die Rippen spalten zwei- bis dreifach. Daneben können Schaltrippen entwickelt sein.

**Bemerkung:** Das fragmentarische, juvenile Exemplar erlaubt keine nähere Bestimmung.

Fam. Kosmocerotidae Haug 1887

Gattung *Keplerites* Neumayr & Uhlig 1892

*Keplerites (Gowericeras) aff. metorchus*  
(Buckman)

Taf. 7/3

**Material:** 1 Exemplar

**Fundschicht:** Schicht 37, basale Koenigi-Zone, Unter-Callovium

**Fundort:** Straßenaufschluß Neumarkt-Fuchsberg, Oberpfalz

**Maße:**

IMGP 1222- 10	Dm		Nw		Wh		Wb		Q	Z	Z/2
	mm	mm	mm	%	mm	%	mm	%		PR/ SR	PR/SR
(90)	33,0	37	31,0	34	-	-	-	-	-	-	-
48,2	15,5	32	20,0	41	26,0	54	0,77	-70	20/44		
40,7	14,5	37	15,3	37	16,5	41	0,93	-	-33		

**Beschreibung:** Das mühsam präparierte Gehäuse liegt als oolithischer Mergelkalksteinkern (Wohnkammerrest) bzw. calcitgefüllter Steinkern (letzte Windung des Phragmokons) vor. Die inneren Windungen sind nicht erhalten. Die kräftigen, leicht proradierten Primärrippen spalten auf etwa 40% der Flankenhöhe in meist 2 Sekundärrippen und 1-2 zusätzliche Schaltrippen (d = 4-5cm). Die Spaltpunkte werden von kleinen Dornen markiert. Der Windungsquerschnitt ist breit gerundet. Bei d = 4 cm ist der Venter noch leicht abgeplattet und zeigt Andeutungen zweier weiterer Dornenreihen. Auf der Wohnkammer sind die PR leicht prokonkav und spalten bei 37% Flankenhöhe an einem Knoten in 3-6 feine, leicht retroverse Sekundärrippen.

**Bemerkungen:** *K. (K.) kepleri* (Oppel 1862) ist engnabeliger und zeigt einen gerundet-triangularen Windungsquerschnitt. Die Innenwindungen sind bezüglich Ausbildung, Zahl

und Bedonung der Spaltpunkte denen von *K. (K.) gowerianus* ähnlich. *Keplerites (Gowericeras) aff. metorchus* ist ein Beleg für die basale Koenigi-Zone.

*Kosmoceras (Gulielmiceras) cf. gulielmi*  
(Sowerby 1821)

Taf. 7/4

**Material:** 1 fragmentarisches Exemplar

**Fundschicht:** Schicht 42, Jason-Zone, Mittel-Callovium

**Fundort:** Straßenaufschluß Neumarkt-Fuchsberg, Oberpfalz

**Maße:**

IMGP 1222- 11	Dm		Nw		Wh		Wb		Q	Z	Z/2
	mm	mm	mm	%	mm	%	mm	%		PR/ SR	PR/SR
(30)	-	-	13,0	43	9,4	31	1,38	-	-	-	-

**Beschreibung:** Das phosphatische Bruchstück umfaßt etwa 1/3 der Wohnkammer eines ehemals ca. 3 cm großen Exemplares. Glaukonitkörner sind im Gestein fein verteilt. Der Windungsquerschnitt ist hochtrapezoid mit gerundetem Innenbug, schwach gewölbten Flanken und einem abgeplatteten Venter. Die radialen Umbilikalrippen beginnen mit einem länglichen, radial gestreckten Knötchen am Innenbug. Bei ca. 40 % Flankenhöhe spalten diese Primärrippen an einem feinen Dörnchen in je 2-3 feine, leicht prokonkav bis leicht sinusförmig nach vorne geschwungene Sekundärrippen. Diese münden am Außenbug in feine Knötchen, um gerade und leicht geschwächt den Venter zu überqueren.

**Bemerkung:** Bei dem sehr ähnlichem *K. (K.) jason* erlöschen die Flankendörnchen viel früher. Aufgrund dieser noch bei ca. 3 cm Gehäusedurchmesser ausgebildeten Flankendörnchen erfolgt die Zuordnung zu *K. (G.) gulielmii*. Das Q des vorliegenden Bruchstückes ist jedoch vergleichsweise niedrig. *K. (Sigaloceras) enodatum* besitzt einen runden bis ovalen Querschnitt. Seine Lateraldörnchen verschwinden bereits bei ca. 1 cm Durchmesser.

Familie Cardioceratidae Siemiradzki 1891

Gattung *Quenstedtoceras*

*Quenstedtoceras intermissum* Buckman 1922

Taf. 7/5

**Material:** 1 Fragment

**Fundschrift:** lose aufgesammelt, Schicht 47, Lamberti-Zone, Ober-Callovium

**Fundort:** Straßenaufschluß Neumarkt-Fuchsberg, Oberpfalz

**Maße:**

IMGP 1222- 12	Dm		Nw		Wh		Wb		Q	Z	Z/2
	mm	mm	%	mm	%	mm	%		PR/ SR	PR/SR	
	(39)	-	-	14,3	37	9,9	25	1,44	-	-	

**Beschreibung:** Der Steinkern etwa eine viertel Umganges eines ca. 3,9 cm großen Gehäuses (Phragmokon) liegt vor. Der Windungsquerschnitt ist lentikular (lanzettlich). Das Bruchstück zeigt eine leicht unregelmäßige, deutlich prokonkave grobe Berippung. Die Rippen spalten bifurcat auf 2/3 Flankenhöhe oder weisen Schaltrippen auf, welche unter 30° den zugespitzten Venter ungeschwächt passieren. Ein eigentlicher Zopfkiel ist nicht entwickelt.

**Bemerkungen:** Das beschriebene Bruchstück (Konkretion) ist das einzige unverdrückt geborgene Individuum aus der an flachgedrückten Quenstedtoceraten reichen Schicht 47 des Profils.

Fam. Tullitidae Buckman 1921

Gattung *Morrisiceras* Buckman 1920

*Morrisiceras* (*Morrisiceras*) aff. *morrissi*  
(Oppel 1857)

Taf. 7/6

**Material:** 1 Exemplar (Slg. F. Balke, Lindelburg)

**Fundschrift:** lose aufgesammelt, vermutlich Obergrenze von Schicht 36 (Fundlage aufgrund anheftender Gesteinsreste rekonstruiert), Morrissi-Zone, Mittel-Bathonium.

**Fundort:** Straßenaufschluß Neumarkt-Fuchsberg, Oberpfalz

**Maße:**

FB 91/36- 1	Dm		Nw		Wh		Wb		Q	Z	Z/2
	mm	mm	%	mm	%	mm	%		PR/ SR	PR/SR	
	47	5,5	12	25	53	38	81	0,65	-	-	
41	4,5	11	20	49	33	80	0,61	-	-/25		

**Beschreibung:** Das vorliegende Exemplar ist als phosphatischer, vollständig gekammerter Steinkern erhalten. Das Gehäuse ist sehr

engnabelig, cadicon und sehr breitmündig. Der Nabel ist sehr tief, die Nabelwand senkrecht, der Innenbug eng gerundet. Die Flanken sind aufgewölbt mit größter Windungsbreite nahe dem Innenbug. Zur Externseite hin ist der Windungsquerschnitt dachartig zugespitzt. Ein Kiel ist auf dem Steinkern nicht zu erkennen. Der Windungsquerschnitt ist deutlich breiter als hoch. Die Berippung ist weitständig. Die flachen, radialen Rippen setzen nahe des Innenbuchs als schwache Wellungen ein und verstärken sich deutlich zur Externseite hin, wo sie ihre stärkste Ausbildung zeigen. Die Rippen ziehen ungespalten und gerade über Flanken und Externseite hinweg.

**Bemerkungen:** Das beschriebene Exemplar entspricht dem Morphotyp von *Morrisiceras* (*Morrisiceras*) *sphaera* (Buckman 1920), welcher hier als innerartliche Variante von *M. morrissi* betrachtet wird. Der Ammonit entstammt dem unmittelbar Liegenden der Schicht 37, welche eine Ammonoideenfauna der basalen Koenigi-Zone (Unter-Callovium) enthält. Damit ist eine Schichtlücke belegt, welche das Ober-Bathonium und das tiefste Unter-Callovium (Herveyi-Zone) umfaßt.

Gattung *Bullatimorphites* Buckman 1921

*Bullatimorphites* (*Kheraiceras*) *prahecuensis*  
(Petitclerc)

Taf. 7/7

**Material:** 1 Exemplar

**Fundschrift:** Schicht 37, basale Koenigi-Zone, Unter-Callovium

**Fundort:** Straßenaufschluß Neumarkt-Fuchsberg, Oberpfalz

**Maße:**

IMGP 1222- 13	Dm		Nw		Wh		Wb		Q	Z	Z/2
	mm	mm	%	mm	%	mm	%		PR/ SR	PR/ SR	
	47,3	8,0	17	26,5	56	36,0	76	0,74	-/64		
37,6	1,2	3	17,2	46	42,8	114	0,40		-/38		

**Beschreibung:** Bei dem vorliegenden Exemplar handelt es sich um einen Phragmocon mit fast vollständig erhaltener Wohnkammer. Der Mundsaum ist jedoch nicht erhalten und Bereiche der Wohnkammer sind leicht verdrückt. Das Gehäuse ist deutlich sphärocon und zeigt eine stark verengte, egradierende (abgeknickte) Wohnkammer. Die Skulptur besteht aus schwach prokonkaven, flachen Pri-

märrippen, welche in geschwungenem Bogen über den Venter ziehen. Wenige Schaltrippen sind zusätzlich auf dem Venter entwickelt. Die Berippung hält auch auf der Wohnkammer durch, nur daß die Flankenrippen zunehmend abgeschwächt erscheinen.

**Bemerkungen:** *Bullatimorphites (Kheraiceras) prahecuensis* ist ein submediterranes Faunenelement und charakterisiert dort die basale Bullatus-Zone (Prahecuensis-Horizont in W-Frankreich), welches als Äquivalent der subborealen Koenigi-Zone gilt.

Fam. Perisphinctidae Steinmann 1890

Unter-Fam. Zigzagiceratinae Buckman 1920

Gattung *Choffatia*

*Choffatia* sp.

Taf. 7/8

**Material:** 1 Exemplar

**Fundschrift:** Schicht 37, basale Koenigi-Zone, Unter-Callovium

**Fundort:** Straßenaufschluß Neumarkt-Fuchsberg, Oberpfalz

**Maße:**

IMG P 122 2-14	Dm		Nw		Wh		Wb		Q	Z	Z/2
	mm	mm	%	mm	%	mm	%		PR/SR	PR/SR	
	47,4	21,4	45	15,8	33	16,3	34	0,97	33/(66)	-	
	35,9	15,7	44	11,5	32	-	-	-	33/-	-	

**Beschreibung:** Das mäßig evolutive Gehäuse ist als Steinkern aus grauem Fe-oolithischen Mikrit erhalten. Davon wird der letzte halbe Umgang von der unvollständigen Wohnkammer eingenommen. Die Innenwindungen liegen in Scahlenerhaltung vor, ließen sich jedoch nur sehr mühsam unter Beschädigung freipräparieren.

Die kräftige Berippung ist auf den Innenwindungen proradiat (PR), ab  $d = ca. 3$  cm radial bis leicht sinusförmig geschwungen. Auf etwa  $2/3$  Flankenhöhe kommt es zum bifurcaten Aufspalten der PR oder Bildung von Schaltrippen. Diese Sekundärrippen ziehen retrovers mit einem konkaven Bogen über die runde Externseite hinweg. Parabelrippen sind nicht zu erkennen. Der Windungsquerschnitt ist gerundet.

Unter-Fam. Perisphinctinae Steinmann 1890

Gattung *Perisphinctes* Waagen 1869

*Perisphinctes (Dichotomoceras)*

cf. *bifurcatoides* Enay 1966

Taf. 7/9

**Material:** 1 Exemplar

**Fundschrift:** lose aufgesammelt, Schicht 52 (Fundlage aufgrund anheftender Gesteinsreste rekonstruiert), Mittel-Oxfordium

**Fundort:** Straßenaufschluß Neumarkt-Fuchsberg, Oberpfalz

**Maße:**

IMG P 1222- 15	Dm		Nw		Wh		Wb		Q	Z	Z/2
	mm	mm	%	mm	%	mm	%		PR/SR	PR/SR	
	(90)	-	-	28,0	31	24,0	27	1,17			
	54,4	22,5	41	19,2	35	18,2	33	1,05	50/ (100)	25/ (50)	
	39,7	15,0	38	15,0	38	14,5	37	1,03	46/-	26/52	

**Beschreibung:** Ein 5,5 cm großer Steinkern aus hellem, glaukonitführenden Kalkstein mit Resten einer weiteren Außenwindung (Grenze Phragmokon/Wohnkammer) liegt vor. Stellenweise sind Schalenreste erhalten. Das Gehäuse ist evolut und mäßig weitnabelig. Der Windungsquerschnitt verändert sich mit zunehmenden Gehäusedurchmesser von breitgerundet ( $d = 20$  mm) nach hochtrapezoid ( $d = 90$  mm). Die kräftigen, scharfen Primärrippen sind zunächst deutlich proradiat (bis  $d = 20$  mm), anschließend streng radial. Sie spalten am gerundeten bis eng gerundetem Außenbug streng bifurkat in prokonvexe Sekundärrippen des Venters. Auf der Medianebene sind die SR leicht geschwächt. Zwischen  $d = 40$  mm und  $55$  mm erscheint die Berippung am weitständigsten. Einschnürungen sind nicht zu beobachten.

**Bemerkungen:** Das Exemplar erinnert an *Perisphinctes (Dichotomosphinctes) cf. wartae* in Calloman et al. (1987: Taf. 5/3) aus der tiefen Glaukonitbank von Sengenthal. *P. (D.) wartae* weist jedoch flache Einschnürungen auf. Gehäuseform und Berippung des vorliegenden Stückes gleicht aber *Perisphinctes (Dichotomoceras) bifurcatoides*, jedoch zeigen die radialen Rippen keine deutlichen retrokonkaven "Haken" am Innenbug. Das Exemplar konnte nicht direkt aus dem Anstehenden entnommen werden, jedoch wurden ähnliche Bruchstücke sehr häufig in Schicht 52, also dem höheren Teil der Glau-

konitbank beobachtet, sodaß der Fund unter Vorbehalt dieser Schicht zugeordnet wird.

## 7.2 Porifera

Poriferen aus dem süddeutschen Dogger haben bisher wenig Beachtung erfahren. Ebenso ist über ihren Beitrag zur Sedimentbildung im süddeutschen Dogger durch Spiculae wenig bekannt. Kieselschwämme aus dem Parkinsoni-Oolith (Ober-Bajocium) von Sengenthal wurden zuerst von Franz & Müller (1988) publiziert und kurz beschrieben. Kästle (1990) führt aus dem Parkinsoni-Oolith von Sengenthal (Bank 14) *Platychonia* aff. *brodieli* Sollas, *Calathiscus variolatus* Sollas und *Emploca ovata* Sollas auf, jedoch ohne diese zu beschreiben. Aus dem Ornatenton der Schwäbischen Alb wurden von Riegraf (1986) Schwammnadeln nachgewiesen. Das reichliche Vorkommen von Spiculae in Schicht 23-25 (Mittel-Bajocium) sowie vollständiger Individuen in Taschen der Schicht 25 (Ober-Bajocium) des hier bearbeiteten Profils Neumarkt-Fuchsberg erschien daher überraschend.

Erste Vorkommen von Megaskleren wurden in den Phosphoritknollen des tieferen Braunjura  $\gamma$  festgestellt (Schicht 9). In ihnen finden sich gehäuft nadelartige Pyritaggregate (10-15  $\mu\text{m}$  Durchmesser), welche das Zentralfilament der ehemaligen Skleren nachzeichnen (Taf. 2/5). Neben diactinen Skleren bis über 300  $\mu\text{m}$  Länge konnten auch schlecht erhaltene Hexactine nachgewiesen werden. Es handelt sich daher vermutlich um am Ort zerfallene Individuen hexactinoser Schwämme.

Ab dem mittleren Braunjura  $\delta$  (Schicht 23) bis in die Taschenfüllungen (Braunjura  $\epsilon_1$ ) der kondensierten Braunjura- $\delta$ -Topbank (Schicht 25) finden sich regelmäßig bis gehäuft Skleren (Taf. 3/5). Vollständige Schwämme sind nur in den Taschenbildungen erhalten. Es handelt sich um diactine und einzelne tetraxone Skleren bis über 1 mm Länge bei einem Durchmesser von 50-140  $\mu\text{m}$ . Sie zeigen ein deutliches Zentralfilament und sind durch hellen Calcit ersetzt. Bei winzigen kugelförmigen Elementen von 10  $\mu\text{m}$  Durchmesser könnte es sich um Mikroskleren vom Späraster-Typ handeln. Diese Schwammreste werden unter Vorbehalt zur Ordnung Geodiae gestellt. Meist sind die Skleren an Hartgrundkarbonat oder an Bohrungen gebunden, ein Hinweis auf eine Besiedlung von Festsubstraten.

Vollständige Schwämme der Taschen (Parkinsoni-Zone) sind 1 - 2,1 cm groß, ovalgedrungen in ihrem Habitus, und weisen ein Spongocoel von ca. 2 mm Durchmesser auf (Taf. 4/1). Sie werden von einem scheinbar unregelmäßigen Gerüst aus verwachsenen Skleren aufgebaut und erinnern damit zunächst an lithistide Schwämme. Eindeutige Hexactine und regelmäßige rechtwinkelige Elemente belegen jedoch eine Zuordnung zu den Hexactinosa (Taf. 4/1). Das Dermal skelett ist nur stellenweise erhalten und zeigt Rhammen-artige Elemente.

## 8 Schlußfolgerungen

(1) Anhand der Ammonitenfauna konnten folgende Zonen im Profil Neumarkt-Fuchsberg belegt werden: Humphriesianum-, Parkinsoni-, Koenigi-, Jason-, Lamberti- und Bifurcatus-Zone. Weitere Zonen sind analog dem benachbarten Profil Sengenthal (Callomon et al. 1987) vermutlich in kondensierter Form vertreten. Für das Ober-Bathonium und tiefstes Unter-Callovium (Herveyi-Zone) ist biostratigraphisch eine Schichtlücke belegt.

(2) Fünf Ooid-Typen können unterschieden werden. Limonit-Ooide mit Schrumpfrissen und Deformationen waren vermutlich primär limonitisch zusammengesetzt und bildeten sich in den obersten Zentimetern der Sedimente. Deformierte Limonit-Ooide wurden in wenig bewegtem Milieu an der Sedimentoberfläche bzw. in den obersten Zentimetern des Sedimentes gebildet. Schrumpfrisse gehen auf Hydrolyse und Lösung von  $\text{SiO}_2$  bei erhöhten pH-Werten im Porenwasser zurück. Nicht-deformierte Limonit-Ooide und Rindenoide sind primär limonitisch in den Fe-reichen Quarzsandarealen gebildet worden. Wechselnd zusammengesetzte Ooide belegen die enge Nachbarschaft der Bildungsbereiche karbonatischer und limonitischer Ooidhüllen. Radial-calcitische Ooide sind vermutlich von benachbarten Quarzsandarealen umgelagert, in denen sie sich nahe der Sedimentoberfläche bildeten. Der Bildungsbereich phosphatischer und glaukonitischer Ooide ist unklar.

(3) Phasen der Phosphoritbildung sind an transgressive Ereignisse bzw. Meeresspiegelhochstände gebunden.

(4) Die Sedimentabfolge des 13,7 m mächtigen Mittleren und Oberen Doggers bei Neumarkt spiegelt das Zurückweichen der Küstenlinie und die Veränderung der Meeresströmungen durch das Absinken des Vin-

delizisch-Böhmischen Landes wider. Dies bedingte den Rückgang des grob-siliziklastischen Eintrages von der Böhmischen Masse und eine zunehmende absolute Wassertiefe. Der Umschlag von einer Limonit- zu Glaukonit-charakterisierten Sedimentation spiegelt den zunehmend freien Wasseraustausch zur Tethys im Süden wider.

(5) Diskontinuitäten und Kondensationshorizonte sind im Mittleren und Oberen Dogger der Fränkischen Alb auf transgressive Ereignisse zurückzuführen, welche im Falle der Parkinsoni-Zone, der tiefern Koenigi-Zone und der Lamberti-Zone mit eustatischen Meeresspiegelhochständen korrelieren. Eine erosive Reliefbildung wird für die Obergrenze des "Eisensandsteines" postuliert infolge veränderter Meeresströmungen oder einer Regression statt und wurde durch die nachfolgenden "Sowerbyi-Sauzei-Schichten" weitgehend nivelliert.

(6) Die einzige gesicherte Regression fand während der Ablagerung der höheren "Sowerbyi-Sauzei-Schichten" statt (spätes Unter-Bajocium/frühes Mittel-Bajocium). Tektonische Bewegungen sind möglicherweise im späten Bathonium für Schichtlücken und Mächtigkeitsunterschiede verantwortlich. Abgesehen davon spielen kleinräumige tektonische Bewegungen keine Rolle.

### Dank

Für die schwierige Präparation eines Großteils der geborgenen Ammoniten möchte ich Herrn Klaus Weiß (Lauf an der Pegnitz) danken. Die Dokumentation zahlreicher Ammoniten war nur durch die Sammeltätigkeit und Präparation durch Herrn Friedhelm Balke (Lindenburg,) Herrn Hartwig Püschel (Pavelsbach), und Herrn Alexander Pascher (Welden) bei Augsburg, möglich. Ihnen sei für ihre Unterstützung herzlich gedankt. Herrn Prof. Dr. Joachim Reitner (IMGP Göttingen) sei für die Unterstützung bei Ansprache der Poriferen-Reste und die kritische Durchsicht des Manuskriptes sehr gedankt. Herr Dr. Gert Dietl (Naturkundemuseum Stuttgart) möchte ich für Verbesserungen des Manuskriptes, Hinweise zur Bestimmung der Ammonoideen und deren stratigraphische Einordnung danken.

### Literatur

Bathurst, R.G.C. (1975): Carbonate sediments and their diagenesis. 2<sup>nd</sup> ed.

Developments in Sedimentology, 12: 1-658, Amsterdam (Elsevier).

Brandt, K. (1985): Sea-level changes in the Upper Sinemurian and Pliensbachian of Southern Germany.- In: Bayer, U. & Seilacher, A. (eds.): Sedimentary and evolutionary cycles.- Lecture Notes in Earth Sciences, 113-126, Berlin.

Callomon, J.H., Dietl, G., Galácz, A., Gradl, H., Niederhöfer, H.-J. & Zeiss, A. (1987): Zur Stratigraphie des Mittel- und unteren Oberjuras in Sengenthal bei Neumarkt/Opf. (Fränkische Alb). - Stuttgarter Beitr. Naturk., B 132: 1-53, 5 Taf., Stuttgart.

Callomon, J.H., Dietl, G., & Niederhöfer, H.J. (1989): Die Ammonitenfaunen-Horizonte im Grenzbereich Bathonium/Callovium des Schwäbischen Juras und deren Korrelation mit W-Frankreich und England.- Stuttgarter Beitr. Naturk., B 148: 1-13, Stuttgart.

Callomon, J.H., Dietl, G. & Niederhöfer, H.-J. (1992): On the true stratigraphic position of *Macrocephalites macrocephalus* (Schlotheim, 1813) and the nomenclature of the standard Middle Jurassic "Macrocephalus Zone".- Stuttgarter Beitr. Naturk., B 185: 1-65, 10 Taf., Stuttgart.

Dietl, G. (1977): The Braunjura (Brown Jurassic) in Southwest Germany.- Stuttgarter Beitr. Naturk., B 25: 1-41, Stuttgart.

Dietl, G. (1978): Die heteromorphen Ammoniten des Dogger.- Stuttgarter Beitr. Naturk., B 33: 1-97, Stuttgart.

Dietl, G. (1981a): Über *Macrocephalites* (Ammonoidea) aus dem Aspidoides-Oolith und die Bathonium/Callovium-Grenzschichten der Zollernalb (SW-Deutschland).- Stuttgarter Beitr. Naturk., B 68: 1-15, Stuttgart.

Dietl, G. (1981b): Über *Paracuariceras* und andere heteromorphe Ammoniten aus dem Macrocephalen-Oolith (Unter-Callovium, Dogger) des Schwäbischen Juras.- Stuttgarter Beitr. Naturk., B 76: 1-16, Stuttgart.

Dietl, G. & Callomon, J.H. (1988): Der Orbis-Oolith (Ober-Bathonium, Mittl. Jura) von Sengenthal/Opf., Fränk. Alb, und seine Bedeutung für die Korrelation und Gliederung der Orbis-Zone.- Stuttgarter Beitr. Naturk., B 142: 1-31, 4 Taf., Stuttgart.

- Dietl, G. & Haag, W. (1980): Über die "so-werbyi-Zone" (= laeviuscula-Zone, Unter-Bajocium, Mittl. Jura) in einem Profil bei Nenningen (östl. Schwäb. Alb).- Stuttgart. Beitr. Naturk., B 60: 1-11, Stuttgart.
- Dohmann, C. (1991): Mikrofaziell-palökologische Analyse eines Algen-Schwamm-Bioherms aus dem mittleren Oxford von Sengenthal.- Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. Hist. Geol., 31: 3-25, München.
- Dorn, C. (1939): Stratigraphisch-paläogeographische Untersuchungen im mittleren und oberen Dogger der Frankenalb.- N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil.-Bd., Abt. B, 82: 161-314, Stuttgart.
- Dorn, P. (1935): Die Hammatoceraten, Sonnien, Ludwigien, Dorsetensien und Wittchellien des süddeutschen, insbesondere fränkischen Doggers.- Palaeontographica, A 82: 1-96, Taf. 1-16, Stuttgart.
- Dunham, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture.- Amer. Ass. Petrol. Geol. Memoir, 1: 108-121, Tulsa.
- Einsele, G. (1985): Response of sediments to sealevel changes in differing subsiding storm-dominated marginal and epicontinental basins.- In: Bayer, U. & Seilacher, A. (eds.): Sedimentary and evolutionary cycles.- Lecture Notes in Earth Sciences, 1: 68-97, Berlin.
- Elmi, S. (1967): Le Lias Supérieur et le Jurassique Moyen de l'Ardèche.- Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, 19 (1-3): 1-845, Taf. 1-17, Lyon.
- Embry, A.F. & Klovan, E.J. (1972): Absolute water depth limits of Late Devonian paleoecological zones.- Geol. Rdsch., 61: 672-686, Stuttgart.
- Fay, M. & Gröschke, M. (1982): Die Mitteljura-Sandsteine in Niederbayern. Lithologie, Stratigraphie, Paläogeographie.- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 163: 23-48, Stuttgart.
- Fischer, J.C., Atrops, F., Bloos, G., Busnardo, R., Cariou, É., Combémourel, R., Contini, D., Dietl, G., Dommergues, J.L., Elmi, S., Enay, R., Gabilly, J., Gauthier, H., Geysant, J., Guérin-Franiatte, S., Hantzpergue, P., Joly, B., Le Hégarat, G., Mangold, C., Marchand, D., Mattei, J., Mouterde, R., Pavia, G., Rioult, M., Thierry, J., Tintant, H. & Vincent, E. (1994): Révision Critique de la Paléontologie Française d'Alcide d'Orbigny. Vol. I. Céphalopodes Jurassiques.- 1-340, 90 Taf., Paris (Masson, Muséum National d'Histoire Naturelle Paris).
- Föllmi, K.B., Garrison, R.E. & Grimm, K.A. (1991): Stratification in phosphatic sediments: illustrations from the Neogene of California.- In: Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (eds): Cycles and events in stratigraphy: 492-507, Berlin (Springer).
- Franz, M. & Müller, W. (1988): Kieselschwämme aus dem Parkinsonien-Oolith von Sengenthal b. Neumarkt/Opf. (Fränkische Alb).- Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F., 70: 215-227, Stuttgart.
- Freeman, T. (1962): Quiet water oolites from Laguna Madre, Texas.- J. Sedim. Petrol., 32: 475-483, Tulsa.
- Freitag, D. (1990): Das geologische Schrifttum über den Steinbruch am Winnberg bei Sengenthal/Opf., Fränkische Alb.- Geol. Bl. NO-Bayern, 40: 219-222, Erlangen.
- Freyberg, B. v. (1951): Zur Stratigraphie und Fazieskunde des Doggersandsteins und seiner Flöze.- Geologica Bavarica, 9: 1-108, 16 Taf., München.
- Fuchs, W. (1973): Ein Beitrag zur Kenntnis der Jura-"Globigerinen" und verwandter Formen an Hand polnischen Materials des Callovien und Oxfordien.- Verh. geol. Bundesanstalt Wien, 1973 (3): 445-477, Wien.
- Gaukler, P. & Häring, H. (1973): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1: 25.000 Blatt Nr. 6735 Deining.- 1-158, 6 Beil., 1 Kte; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- Glenn, C.R., Föllmi, K.B., Riggs, S.R., Baturin, G.N., Grimm, K.A., Trappe, J., Abed, A.M., Galli-Olivier, C., Garrison, R.E., Ilyin, A.V., Jehl, C., Rohrlach, V., Sadaqah, R.M.Y., Schidlowski, M., Sheldon, R.E. & Siegmund, H. (1994): Phosphorus and phosphorite: sedimentology and environments of formation.- Eclogae geol. Helv., 87: 747-788, Basel.
- Gorbachik, T.N. & Kuznetsova, K.I. (1997): Variability and distribution of the type species *Globuligerina oxfordiana* (Grigelis) (Foraminifera) in the Jurassic.- Paleontological Journal, 31: 441-449, Birmingham, Alabama.

- Gröschke, M. (1985): Stratigraphie und Ammonitenfauna der Juraeolithe zwischen Straubing und Passau (Niederbayern).- *Palaeontographica*, A **191**: 1-68, 6 Taf., Stuttgart.
- Gröschke, M. & Fay, M. (1981): Ein Paläokarst mitteloxfordischen Alters bei Flintsbach in Niederbayern.- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **161**: 133-152, Stuttgart.
- Gümbel, C.W. v. (1891): Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb (Frankenjura) mit dem anstossenden Fränkischen Keupergebiete.- *Geognostische Beschreibung des Königreichs Bayern*, 4. Abtheilung: 1-763, Kassel (Fischer).
- Gygi, R.A. (1981): Oolitic iron formations: marine or not marine.- *Eclogae geol. Helv.*, **74**: 233-254, Basel.
- Halbach, P. (1969): Zu den Bildungsprozessen bei der Genese von Brauneisenooiden.- *Chemie der Erde*, **28**: 40-58, Jena.
- Hallam, A. (1988): A reevaluation of Jurassic eustasy in the light of new data and the revised Exxon curve.- In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (eds.): *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*.- *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.*, **42**: 261-273, Tulsa.
- Hallam, A. (1999): Evidence of sea-level fall in sequence stratigraphy: examples from the Jurassic.- *Geology*, **27**: 343-346, Boulder.
- Hallam, A. (2001): A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge.- *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **167**: 23-37, Amsterdam.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. & Vail, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change.- In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.S.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (eds.): *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*.- *Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. Publ.*, **42**: 71-108, Tulsa.
- Heikoop, J.M., Tsujita, C.J., Risk, M.J., Tomascik, T., Mah, A.J. (1996): Modern iron ooids from a shallow-marine volcanic setting: Mahengetang, Indonesia.- *Geology*, **24**: 759-762, Boulder.
- Hertle, A. (1962): Stratigraphie und Tektonik der Fränkischen Alb um Wissing.- *Erlanger geol. Abh.*, **45**: 1-41, 13 Abb., 1 Karte; Erlangen.
- Hörauf, H. (1959): Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Doggersandsteins in der Fränkischen Alb.- *Erlanger geol. Abh.*, **30**: 1-68, Erlangen.
- Hörauf, H. (1972): Ein wichtiger Doggersandsteinaufschluß am Dillberg.- *Geol. Bl. NO-Bayern*, **22**: 129-136, Erlangen.
- Huf, W. (1968): Über Sonninien und Dorsensien aus dem Bajocium von Nordwestdeutschland.- *Beih. geol. Jb.*, **64**: 1-126, 51 Taf., Hannover.
- Jacquin, T., Dardeau, G., Durlet, C., Graciansky, P.C. de & Hantzpergue, P. (1998): The North Sea cycle: an overview of the 2<sup>nd</sup>-order transgressive/regressive facies cycles in Western Europe.- In: Graciansky, P.C. de, Harelol, J., Jacquin, T. & Vail, P.R. (eds.): *Meozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*. - *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, **60**: 445-466, Tulsa.
- Jarvis, I., Burnett, W.C., Nathan, Y., Almbayin, F.S.M., Attia, A.K.M., Castro, L.N., Flioteaux, R., Hilmy, M.E. & Husain, V. (1994): Phosphorite geochemistry: State-of-the-art and environmental concerns.- *Eclogae geol. Helv.*, **87**: 643-700, Basel.
- Kästle, B. (1990): Fauna und Fazies der kondensierten Sedimente des Dogger und Malm (Bajocium bis Oxfordium) im südlichen Frankenjura.- *Münchener geowiss. Abh., A*, **18**: 1-134, 14 Taf., München.
- Keupp, H. & Arp, G. (1990): Aphotische Stromatolithe aus dem süddeutschen Jura (Lias, Dogger). - *Berliner geowiss. Abh., A* **124**: 3-33, Berlin.
- Keupp, H., Koch, R. & Leinfelder, R. (1990): Steuerungsprozesse der Entwicklung von Oberjura-Spongolithen Süddeutschlands: Kenntnisstand, Probleme und Perspektiven.- *Facies*, **23**: 141-174, Erlangen.
- Keupp, H., Brugger, F.-H., Galling, U., Hefter, J., Herrmann, R., Jenisch, A., Kempe, S., Michaelis, W., Seifert, R. & Thiel, V. (1996): Paleobiological controls of Jurassic spongiolites.- *Göttinger Arb.*

- Geol. Paläont. Sonderband, 2: 209-214, Göttingen.
- Kimberley, M.M. (1983): Ferriferous ooids.- In: Peryt, T.M. (ed.): Coated grains: 100-108, Berlin (Springer).
- Klüpfel, W. (1916): Über die Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura.- Geol. Rdsch., 7: 97-109, Leipzig.
- Knitter, H. (1983): Biostratigraphische Untersuchungen mit Ostrakoden im Toarcium Süddeutschlands.- Facies, 8: 213-261, Erlangen.
- Kolb, H. (1965): Die Schichtenfolge des oberen Braunen Jura im Steinbruch des Kalk- und Zementwerkes Behringer am Winnberg bei Sengenthal/Neumarkt.- Geol. Bl. NO-Bayern, 15: 83-90, Erlangen.
- Lahner, L. & Stahl, G. (1969): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:25000 Blatt Nr. 6734 Neumarkt i. d. Opf.- 1-83, 2 Taf., 1 Karte, München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- Leinfelder, R.R., Nose, M., Schmid, D.U. & Werner, W. (1993): Microbial crusts of the Late Jurassic; composition, palaeoecological significance and importance in reef construction.- Facies, 29: 195-230, Erlangen.
- Leinfelder, R.R., Werner, W., Nose, M., Schmid, D.U., Krautter M., Laternser, R., Takacs, M. & Hartmann, D. (1996): Paleoecology, growth parameters and dynamics of coral, sponge and microbolite reefs from the Late Jurassic.- Göttinger Arb. Geol. Palaeont. Sonderband, 2: 227-248, Göttingen.
- Malm, O.A., Furnes, H. & Bjorlykke, K. (1979): Volcaniclastics of Middle Jurassic age in the Staffjord oil-field of the North Sea.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1979 (10): 607-618, Stuttgart.
- Meyer, R. (1981): Malm (Weißer oder Oberer Jura).- In: Bayerisches Geologisches Landesamt (ed.): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:500000, 3. Aufl.: 62-68, München.
- Meyer, R. & Schmidt-Kaler, H. (1981): Dogger (Brauner oder Mittlerer Jura).- In: Bayerisches Geologisches Landesamt (ed.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500000, 3. Aufl.: 58-61, München.
- Morton, N. (1972): The Bajocian ammonite *Dorsetensia* in Skye, Scotland.- Palaeontology, 14: 266-293, 12 Taf., London.
- Munk, C. (1978): Feinstratigraphie und micropaläontologische Untersuchungen an Foraminiferen-Faunen im Mittleren und Oberen Dogger (Bajocien-Callovien) der Frankenalb.- Erlanger geol. Abh., 105: 1-72, Erlangen.
- Munk, C. (1979): Heteromorphe Ammoniten aus dem Unter-Callovium vom Westrand der nördlichen Frankenalb.- Paläont. Z., 53: 220-229, Stuttgart.
- Nicolesco, C.P. (1927): Étude monographique du genre *Parkinsonia*.- Mém. Soc. Géol. France, Nouvelle Série, Mémoire, 9: 1-84, 16 Taf., Paris.
- Nitzopoulos, G. (1974): Faunistisch-ökologische, stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen am Schwammstotzen-Komplex bei Spielberg am Hahnenkamm (Ob. Oxfordien, Südliche Frankenalb).- Stuttgarter Beitr. Naturk., B 16: 1-143, Stuttgart.
- Norris, M.S. & Hallam, A. (1995): Facies variations across the Middle-Upper Jurassic boundary in Western Europe and the relationship to sea-level changes.- Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 116: 189-245, Amsterdam.
- O'Brien, G.W. & Veeh, H.H. (1980): Holocene phosphorite on the East Australian continental margin.- Nature, 288: 690-692, London.
- O'Brien, G.W. & Veeh, H.H. (1983): Are phosphorites reliable indicators of upwelling?- In: Suess, E & Thiede, J. (eds.): Coastal upwelling and its sedimentary record, part A: 399-429, New York (Plenum Press)
- Ohmert, W., Gassmann, G., Schatz, R.H. & Stetter, L. (1995): Das höhere Unter-Bajocium (ehemals Mittel-Bajocium) von Lörrach II. Die humphriesianum-Zone.- Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 35: 25-264, 28 Taf., Freiburg.
- Parsons, C.F. (1974): The sauzei and "so called" sowerbyi Zones of the Lower Bajocian.- Newsl. Stratigr., 3: 153-180, Stuttgart.
- Pompeckj, J.F. (1901): Die Jura-Ablagerungen zwischen Regensburg und Regensstauf.- Geognost. Jh., 14: 139-220, München.

- Price, G.D. (1999): The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic.- *Earth-Sci. Rev.*, **48**: 183-210, Amsterdam.
- Reuter, L. (1905): Dogger-Profil aus dem Gebiet von Neumarkt in der Oberpfalz (Frankenjura).- *N. Jb. Min. Geol. Paläont.*, **1905 (1)**: 60-92, Stuttgart.
- Reuter, L. (1908): Die Ausbildung des oberen Braunen Jura im nördlichen Teile der Fränkischen Alb.- *Geognost. Jh.*, **20**: 19-134, München.
- Richter, D.K. (1983): Calcareous ooids: a synopsis.- In: Peryt, T.M. (ed.): *Coated grains*: 71-99, Berlin (Springer).
- Riegraf, W. (1986): Callovian (Middle Jurassic) Radiolaria and sponge spicules from Southwest Germany.- *Stuttgarter Beitr. Naturk.*, **B 123**: 1-31, Stuttgart.
- Sandberg, P.A. (1975): New interpretations of Great Salt Lake ooids and of ancient non-skeletal carbonate mineralogy.- *Sedimentology*, **22**: 497-537, Oxford.
- Schairer, G. (1989): Ammoniten aus dem Braunen und Weißen Jura von Sengenthal.- *Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. Hist. Geol.*, **29**: 109-131, München.
- Schellmann, W. (1969): Die Bildungsbedingungen sedimentärer Chamosit- und Hämatit-Eisenerze am Beispiel der Lagerstätte Echte.- *N. Jb. Miner. Abh.*, **111**: 1-31, Stuttgart.
- Schmidt, K.G. (1926): *Geologie von Neumarkt (Oberpfalz)*.- *Ber. naturf. Ges. Freiburg i.Br.*, **26**: 1-120, Naumburg a.d.S.
- Schmidt-Kaler, H. (1973): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1: 25.000 Blatt Nr. 6634 Altdorf.- 1-152, 6 Beilagen, 1 Karte; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- Schmidt-Kaler, H. (1985): Der Lias in neuen Kernbohrungen unter der südöstlichen Frankenalb.- *Geol. Jb.*, **A 84**: 5-13, Hannover.
- Schmidt-Kaler, H. (1986): Die Lias-Abfolge in der Forschungsbohrung Thalmässing (Südliche Frankenalb).- *Geol. Bl. NO-Bayern*, **36**: 243-258, Erlangen.
- Schmidt-Kaler, H., Tischlinger, H. & Werner, W. (1992): Wanderungen in der Erdgeschichte (4): Sulzkirchen und Sengelthal - zwei berühmte Fossilfundstellen am Rande der Frankenalb.- 1-112, 12 Taf., München (Pfeil).
- Schmidtil, E. (1951): Korallenbänke im Dogger Gamma bei Thalmässing (Mfr.).- *Geol. Bl. NO-Bayern*, **1**: 49-57, Erlangen.
- Schmidtil, E. & Krumbeck, L. (1931): Über die Parkinsonien-Schichten Nordbayerns mit besonderer Berücksichtigung der Parkinsonien-Schichten Nordwestdeutschlands.- *Jb. Preuß. Geol. Landesanstalt Berlin*, **51 (1930)**: 819-894, Taf. 82-91, Berlin.
- Schmidtil, E. & Krumbeck, L. (1938): Die Coronatenschichten von Auerbach (Nordbayern).- *Z. dt. geol. Ges.*, **90**: 297-360, Berlin.
- Schröder, B. (1962): Schwermineraführung und Paläogeographie des Doggersandsteins in Nordbayern.- *Erlanger geol. Abh.*, **42**: 1-29, Erlangen.
- Sellwood, B.W. & Hallam, A. (1974): Bathonian volcanicity and North Sea rifting.- *Nature*, **252**: 27-28, London.
- Sturesson, U., (1995): Llanvirnian (Ord.) iron ooids in Baltoscandia: element mobility, REE distribution patterns, and origin of the REE. - *Chem. Geol.*, **125**: 45-60, Amsterdam.
- Sturesson, U., Heikoop, J.M. & Risk, M.J. (2000): Modern and Palaeozoic iron ooids - a similar volcanic origin.- *Sedim. Geol.*, **136**: 137-146, Amsterdam.
- Valeton, I. (1988): Sedimentäre Phosphatgesteine. - In: Füchtbauer, H. (Hrsg.): *Sediment-Petrologie Teil II. Sedimente und Sedimentgesteine*: 543-567; Stuttgart (Schweizerbart).
- Wernli, R. & Kindler, P. (1986): Les "Protoglobigerines" du Callovo-Oxfordien de Chatillon-sur-Cluses (Prealpes internes, Haute-Savoie, France).- *Ecologae geol. Helv.*, **79**: 137-147, Basel.
- Wetzel, W. (1911): Faunistische und stratigraphische Untersuchungen der Parkinsonien-Schichten des Teutoburger Waldes.- *Palaeontographica*, **58**: 139-277, Taf. 11-20, Stuttgart.
- Ziegler, P.A. (1990): *Geological atlas of western and central Europe*. 2<sup>nd</sup> ed. - 1-239, 56 Beil., Den Haag (Shell).

## Anhang

### Beschreibung des Profils Dillberg-Berghof

Das Profil konnte in einem flachen Graben entlang der Straße von Dillberg nach Buch südlich des Hotels "Berghof" aufgenommen werden (Blatt Nr. 6634 Altdorf; Schmidt-Kaler 1973), nachdem ein vormals stark zugewachsener Graben erweitert wurde.

**Liegendes:** grauer, rostbraun verwitternder, etwas feinsandiger Mergelkalk, feinoolithisch; mindestens 20 cm; darunter feinoolithische, sandige Schillkalke mit Eisenlack-überzogenen Geröllen, Echinodermenschutt, Bivalven, seltenen Korallen (*Montlivaltia* sp., *Thamnasteria* sp.), Reptilienzähnen, Belemniten und Ammonoideen (*Dorsetensia liostraca*).

**Schicht 1.** - grauer, mäßig oolithischer Mergelkalk; häufig *Lopha marshi*; oben *Ctenostreon proboscideum*, *Camptonectes auritus*;

Mächtigkeit: 40 cm

**Schicht 2.** - grauer, oolithischer Mergel bis Kalkmergel; Gerölle wie in Schicht 3; häufig kleine und mittelwüchsige Austern (*Lopha*); *Camptonectes auritus*;

Mächtigkeit: 8 - 10 cm

**Schicht 3.** - harte, hellgraue Mergelkalkbank, wenig oolithisch; Oberfläche wellig (Diskontinuität); voll kleiner Schnecken und Muscheln (*Cucullea* sp., *Astarte* sp.); vereinzelt Echinodermenreste; *Ctenostreon proboscideum*; kleine (bis 1 cm) Gerölle aus Mergelkalk mit Eisenoxid-Überzug;

Mächtigkeit: 7 - 10 cm

**Schicht 4.** - stark oolithischer, gelbbraun-rostbrauner, z.T. ziegelroter Kalkmergel;

Oben (oberste 5 - 12 cm): knolliger Mergelkalk: voll von Austernschalen (*Lopha marshi*) und Serpuliden; z.T. Eisenoxidkrusten; *Parkinsonia* sp., *Megateuthis giganteus ventricosus*, *Pholadomya murchisoni*, *Grammatodon subdecussatus*, *Modiolus bipartitus*, *Gresslya gregaria*, *Coelopsis lunulata*;

Mitte und unten: *Parkinsonia* sp., *Garantiana* (?*Pseudogarantiana*) sp. (?umgelagert), *Megateuthis* sp. (zerfressene, abgerollte Bruchstücke), *Lopha marshi*, *Pholadomya murchi-*

*soni*, *Grammatodon subdecussatus*, *Astarte depressa*, *Coelastarte subtrigona*), Serpuliden;

In der unteren Hälfte eingelagert: Mergelkalkschwarten, innen etwas oolithisch, hellgrau, mit Anreicherung kleiner Muschel- und Schneckenschalen, außen mit Eisenoxidkruste und Austern- und Serpuliden-Bewuchs (= Aufarbeitungsprodukt der Schicht 3);

Mächtigkeit: 50 - 55 cm

**Schicht 5.** - stark oolithischer, hellgrauer Mergel; zu unterst häufig Reste korrodierter Austern (*Lopha marshi*) und Belemniten (*Megateuthis* sp.);

Mächtigkeit: 15 cm

**Hangendes:** stark oolithischer, dunkelviolettblauer Kalkmergel und Mergelkalk (knollige Schwarten); mindestens 15 cm mächtig;

**Stratigraphische Interpretation:** Das Liegende bis Schicht 3 wird dem Braunjura  $\delta$  zugeordnet. Letztere wird von einer erosiven Schichtlücke (Diskontinuität) an ihrem Top begrenzt. Vom südlichen Dillberg konnte ein Bruchstück eines *Teloceras blagdeni* als Feldfund aus analogen feinoolithischen Mergelkalcken geborgen werden. Im Gegensatz dazu besteht der (ca. 1,5 m mächtige?) Braunjura  $\gamma$  im Bereich des Dillberges aus schrägschichteten, fossilführenden Kalksandsteinen, die zum Hangenden in feinoolithische, geröllführende Schill-Kalksandsteine übergehen. Aus letzteren ließen sich als Feldfunde einzelne Ammonoideen bergen (*Dorsetensia liostraca*, "*Sonninia*" sp.). Das Profil setzt deutlich über diesen Schill-Lagen ein. Die Mächtigkeit des Braunjura  $\delta$  wird hier auf knapp 1 m geschätzt (Hohlweg am SE-Dillberg). Schicht 4 umfaßt den Parkinsonien-Oolith (Braunjura  $\epsilon_1$ , Ober-Bajocium) sowie in seinem unteren, kondensierten Abschnitt die Garantiana-Zone (oberster Braunjura  $\delta$ ). Schicht 5 sowie das Hangende wird dem Bathonium zugeordnet. Faunistische Belege hierfür fehlen, jedoch repräsentiert der auffällige, stark oolithische, violette Kalkmergel am Top des Profil möglicherweise ein Äquivalent der Schicht 34 des Profils Neumarkt-Fuchsberg.

### **Tafel 1. Geländeaufnahmen des Dogger-Malm-Profiles Neumarkt-Fuchsberg**

**Fig. 1:** Grenzbereich "Eisensandstein"/"Sowerbyi-Sauzei-Schichten" (Schicht 4-5, Braunjura  $\beta/\gamma$ , Unter-Bajocium). Auf feinkörnige Sandsteine des Braunjura  $\beta$  mit einem Spreitenbau folgt eine konglomeratische Dolomitsandsteinbank und geröllführende sandige Tonmergel der tieferen "Sowerbyi-Sauzei-Schichten". Länge des Hammerstiels 30 cm.

**Fig. 2:** Übersicht des tieferen Aufschlußteiles mit Grenzbereich "Eisensandstein" (Braunjura- $\beta$ ) zu sandigen Tonmergeln der "Sowerbyi-Sauzei-Schichten" (Braunjura  $\gamma$ ).

**Fig. 3:** Sandig-siltiger Tonmergel (Schicht 9) der tieferen "Sowerbyi-Sauzei-Schichten". Im oberen Bilddrittel ist eine Phosphoritknollen-Lage erkennbar.

**Fig. 4:** Übersicht des mittleren Aufschlußteiles mit tonigen Kalksandsteinen der höheren "Sowerbyi-Sauzei-Schichten" (Unter-Bajocium), knolligen Fe-oolithischen Mergelkalken des "Humphriesium"- und "Parkinsonien-Ooliths" (Mittleres/Oberes Bajocium) und Fe-oolithischen Mergeln der "Fusca-Württembergica-Schichten" (Bathonium).

**Fig. 5:** Höherer Aufschlußteil mit Top des Ornatentons (Oberes Callovium/Unteres Oxfordium), Glaukonitbank (Mittleres Oxfordium) und Kalk-Mergel-Wechselfolge des Malm  $\alpha$  mit kleinen Spongiolith-Biohermen.

### **Plate 1. Field photographs of the Dogger-Malm-section Neumarkt-Fuchsberg**

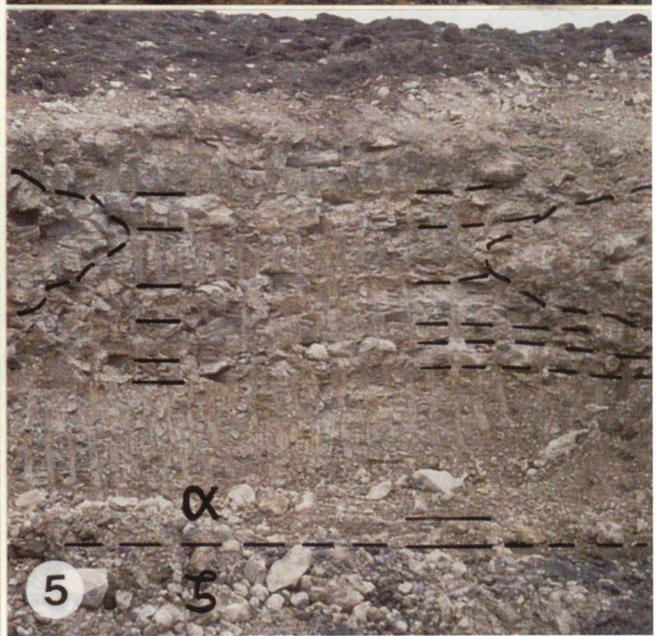
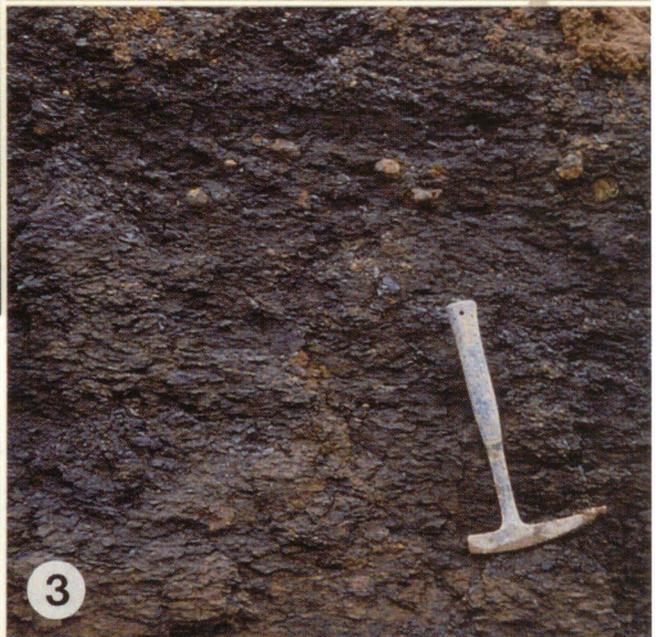
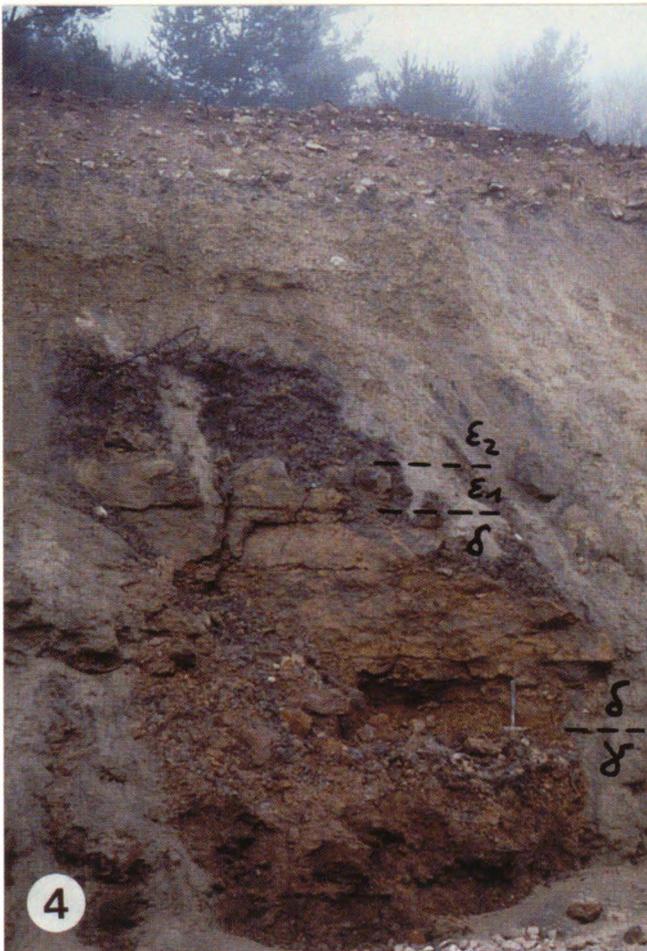
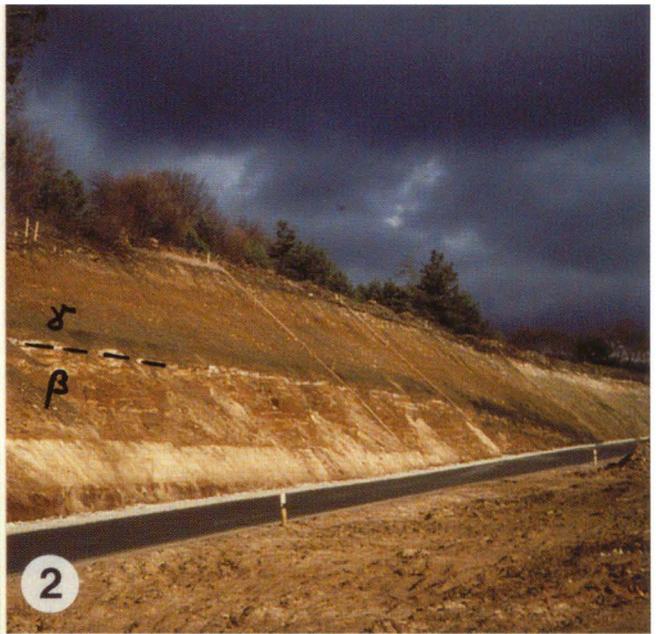
**Fig. 1.** Boundary of "Eisensandstein" to "Sowerbyi-Sauzei formation" (bed 4-5, Brown Jurassic  $\beta/\gamma$ , Lower Bajocian). Fine-grained sandstones of the Brown Jurassic  $\beta$  (with a feeding trace showing multiple U-shaped structures) are overlain by a conglomeratic dolomitic sandstone bed (base of "Sowerbyi-Sauzei formation") and sandy marls containing cobbles. Length of hammer 30 cm.

**Fig. 2.** Survey of deeper outcrop parts showing the boundary of Brown Jurassic- $\beta$ -sandstones to sandy marls of the "Sowerbyi-Sauzei formation" (Brown Jurassic  $\gamma$ ).

**Fig. 3.** Sandy clay marls (bed 9) of the lower "Sowerbyi-Sauzei formation". The upper third of the picture shows a layer of autochthonous phosphorite nodules.

**Fig. 4.** General view of the middle outcrop part. Clay-rich calcareous sandstones of the upper "Sowerbyi-Sauzei formation" (Lower Bajocian) are followed by beds of nodular, iron-oolitic marly limestones of the "Humphriesianum" and "Parkinsoni Oolite" (Middle and Upper Bajocian) and finally by iron-oolitic marls of the "Fusca-Württembergica formation" (Bathonian).

**Fig. 5.** Upper outcrop part showing the top of the Ornatenton formation (Upper Callovian/Lower Oxfordian), followed by the "Glaucouite limestone bed" (Middle Oxfordian) and alternating marl-limestone-beds of the Malm  $\alpha$  (Upper Oxfordian) containing automikrite-sponge-bioherms.



**Tafel 2. Mikrofazies und Ooide der "Sowerbyi-Sauzei-Schichten"  
(Braunjura  $\gamma$ , Unter-Bajocium), Neumarkt-Fuchsberg**

**Fig. 1:** Quarzsand-Intraklasten-Pack/Rudstone. Neben Sandsteingeröllen und Limonit-imprägnierten Echinodermenresten sind auch gelöste Schalenbruchstücke von Bivalven vertreten. Die limonitische Matrix ist von Dolomitrhomboedern durchsetzt. Man beachte auch die skalenoedrischen Zemente an Echinodermenresten (syntaxial) und innerhalb gelöster Schalenbruchstücke. Basalkonglomerat der "Sowerbyi-Sauzei-Schichten", Schicht 5. Maßstab 1 mm.

**Fig. 2:** Radial-calcitische Ooide mit Quarzkern und limonitisches Ooid mit unregelmäßiger calcitischer Cortex einer Phosphoritknolle der tieferen "Sowerbyi-Sauzei-Schichten" (Quarzsand-Ooid-Wackestone mit Mikrobioklasten). Tonmergel der tieferen "Sowerbyi-Sauzei-Schichten", Schicht 9 Mitte. Maßstab 250  $\mu\text{m}$ .

**Fig. 3:** Quarzsand-Ooid-Wackestone mit Mikrobioklasten. Neben radial-calcitischen Ooiden sind auch solche mit phosphatischen Hüllen vertreten. Schalenbruchstücke sind meist sehr klein (Mikrobioklasten). Tonmergel der tieferen "Sowerbyi-Sauzei-Schichten", Phosphoritknollen aus dem mittleren Teil Schicht 9. Maßstab 250  $\mu\text{m}$ .

**Fig. 4:** Siltführender Mudstone mit Mikrobioklasten. Quarzsilt und winzige Schalenbruchstücke sind vor allem in Bioturbationsgängen angereichert. Tonmergel der tieferen "Sowerbyi-Sauzei-Schichten", Phosphoritknollen aus dem höheren Teil Schicht 9. Maßstab 250  $\mu\text{m}$ .

**Fig. 5:** Nadelartige Pyritaggregate einer Phosphoritknolle der tieferen "Sowerbyi-Sauzei-Schichten" gehen auf Schwamm-Spiculae zurück. Siltführender Mudstone mit Mikrobioklasten. Tonmergel der tieferen "Sowerbyi-Sauzei-Schichten", Phosphoritknollen aus dem höheren Teil Schicht 9, Maßstab 250  $\mu\text{m}$ . Detailausschnitt: Calcitisch erhaltene hexactine Sklere mit pyritisertem Zentralfilament und rechwinkeligem Kreuzungsknoten (Pfeil). Maßstab 250  $\mu\text{m}$ .

**Fig. 6:** Pyritsteinkern einer kleinwüchsigen, nodosariiden Foraminifere. Siltführender Mudstone mit Mikrobioklasten. Tonmergel der tieferen "Sowerbyi-Sauzei-Schichten", Phosphoritknollen aus dem höheren Teil Schicht 9. Maßstab 250  $\mu\text{m}$ .

**Plate 2. Mikrofacies and ooids of the "Sowerbyi-Sauzei formation"  
(Brown Jurassic  $\gamma$ , Lower-Bajocian), Neumarkt-Fuchsberg**

**Fig. 1:** Quartzsand-intraclast-pack/rudstone. Beside of reworked sandstone pebbles and limonit-impregnated echinoderm elements dissolved fragments of bivalves are present. The limonitic matrix contains numerous dolomite rhombs. Basal conglomerate of the "Sowerbyi-Sauzei formation", bed 5. Scale 1 mm.

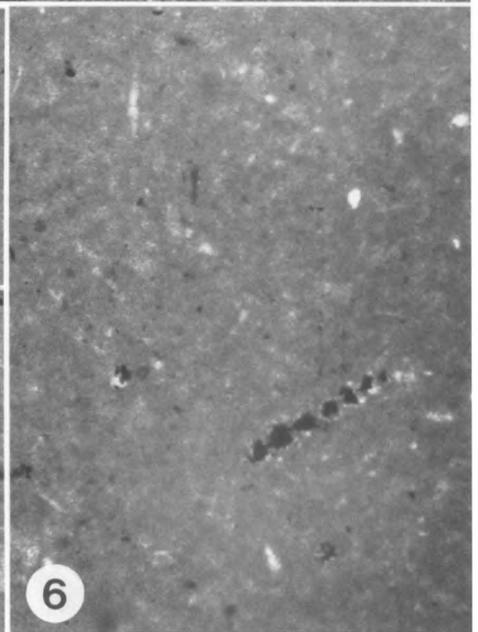
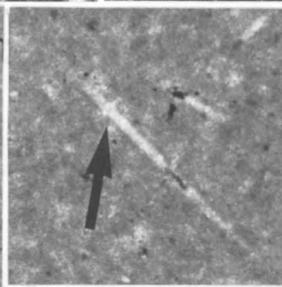
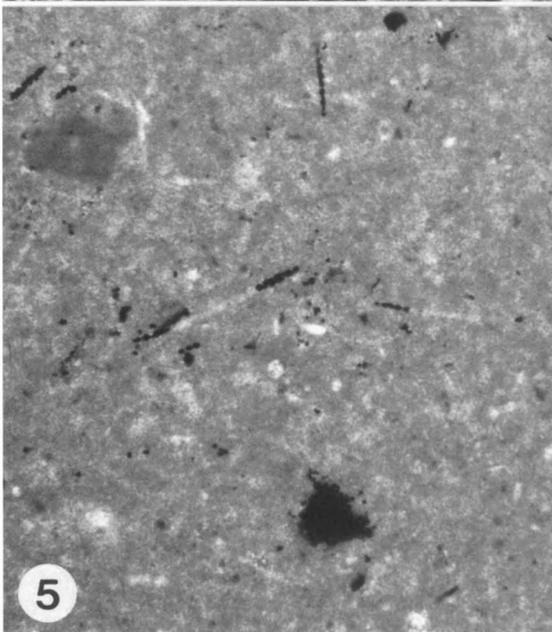
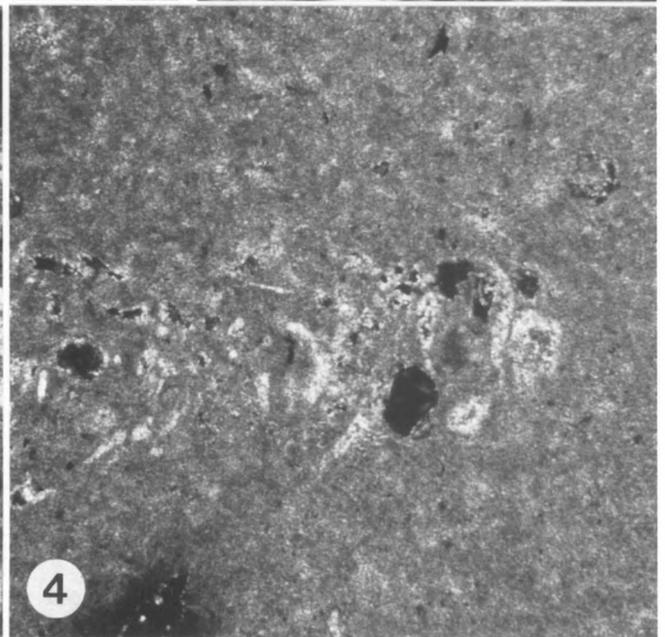
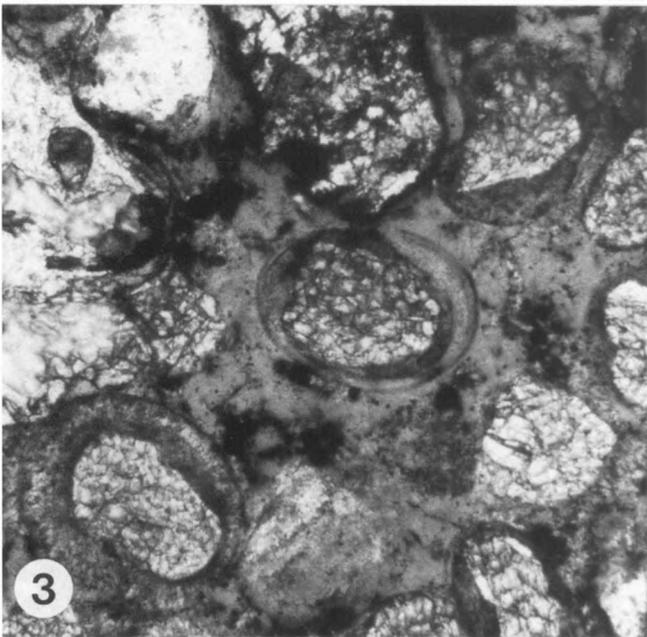
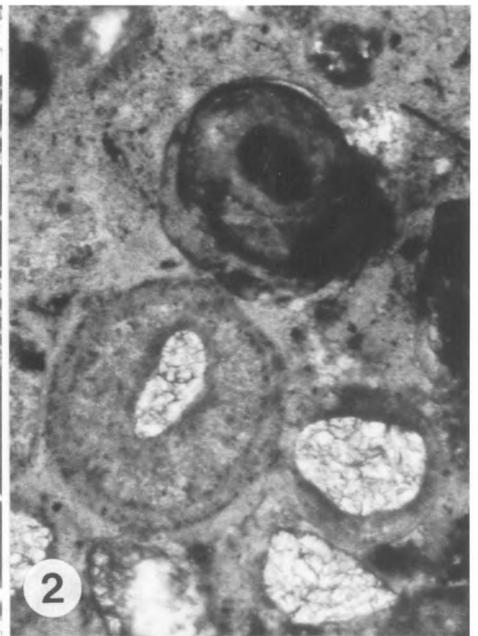
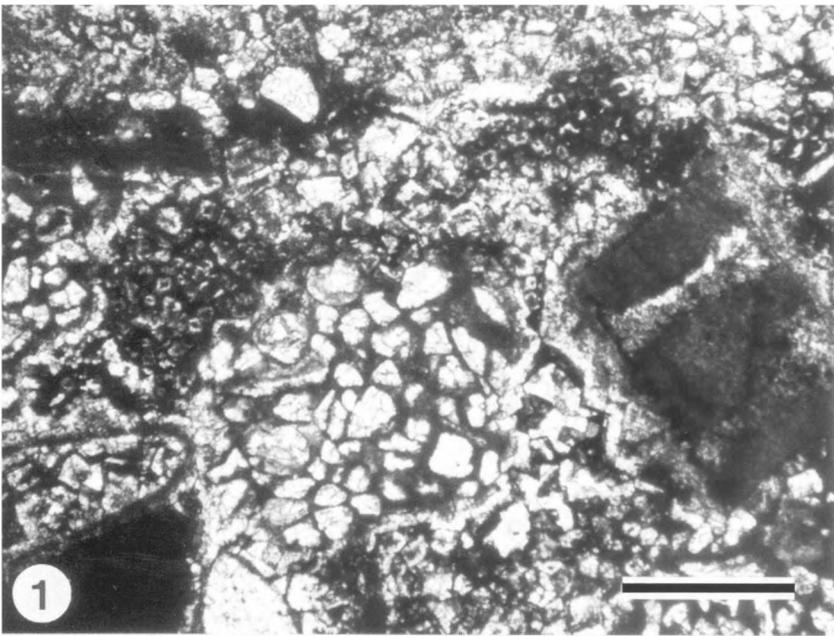
**Fig. 2:** Radial-calcitic ooids with quartz nucleus and limonitic ooid with irregular calcitic cortex of a phosphorite nodule of the lower "Sowerbyi-Sauzei formation" (microbioclastic quartzsand-oid-wackestone). Clayey marls of the lower "Sowerbyi-Sauzei formation", middle part of bed 9. Scale 250  $\mu\text{m}$ .

**Fig. 3:** Microbioclastic quartzsand-oid-wackestone. Beside of radial-calcitic ooids phosphatic ooids are present as well. Clasts of shells are usually very small (microbioclasts). Clayey marls of the lower "Sowerbyi-Sauzei formation", phosphorite nodule of middle part bed 9. Scale 250  $\mu\text{m}$ .

**Fig. 4:** Silty mudstone with microbioclasts. Quartz silt and small shell fragments are enriched within bioturbation traces. Clayey marls of the lower "Sowerbyi-Sauzei formation", phosphorite nodule of upper part bed 9. Scale 250  $\mu\text{m}$ .

**Fig. 5:** Needle-like pyrite aggregates of a phosphorite nodule of the lower "Sowerbyi-Sauzei formation" represent spiculae of sponge. Silty mudstone with mikrobioclasts. Clayey marls of the lower "Sowerbyi-Sauzei formation", phosphorite nodule of upper part bed 9, scale 250  $\mu\text{m}$ . Insert: Calcitic hexactine spicule with pyritic central filament showing a rectangular crossing. Scale 250  $\mu\text{m}$ .

**Fig. 6:** Small nodosariid foraminifera preserved by pyrite. Silty mudstone with mikrobioclasts. Clayey marls of the lower "Sowerbyi-Sauzei formation", phosphorite nodule of upper part bed 9. Scale 250  $\mu\text{m}$ .



### Tafel 3. Mikrofazies und Ooide des "Humphriesianum-Ooliths"

#### (Braunjura $\delta$ , Mittel/Ober-Bajocium), Neumarkt-Fuchsberg

**Fig. 1:** Fe-Ooid-Bioklasten-Wacke/Packstone mit Quarzsand. Die Limonit-Ooide sind vielfach zerbrochen oder deformiert. Ein Teil der Fragmentierung der zerbrechlichen Ooide geht wohl auch auf die intensive Bioturbation zurück. Mergelkalke des tieferen "Humphriesianum-Ooliths", Schicht 21. Maßstab 1 mm.

**Fig. 2:** Deformierte Limonit-Ooide des tieferen "Humphriesianum-Ooliths". Mergelkalke des tieferen "Humphriesianum-Ooliths", Schicht 21. Maßstab 250  $\mu$ m.

**Fig. 3:** Fe-Ooid-Bioklasten-Wackestone mit Hartgrundklasten. Der Bildausschnitt zeigt die zwei-phasige, angebohrte Randzone eines Gerölles aus feinsandführendem Fe-Ooid-Bioklasten-Wackestone, welcher faziell der liegenden Schicht 21 entspricht. Mergelkalke des mittleren "Humphriesianum-Ooliths", Schicht 23 oben. Maßstab 1 mm.

**Fig. 4:** Limonit-Ooide und Ooidbruchstücke aus einer Taschenfüllung (Fe-Ooid-Mikrobioklasten-Wackestone) der kondensierten Braunjura- $\delta$ -Topbank. Das Sediment ist bereits dem Ober-Bajocium (?Garantiana-Parkinsoni-Zone) zuzuordnen. Mergelkalke des höheren "Humphriesianum-Ooliths", Schicht 25. Maßstab 1 mm.

**Fig. 5:** Fe-Ooid-Bioklasten-Wackestone mit Spiculae. Große, monaxone Schwamm-Nadeln charakterisieren die zunächst gebildeten Anteile der kondensierten Braunjura- $\delta$ -Topbank. Mergelkalke des höheren "Humphriesianum-Ooliths", Schicht 25 Basis. Maßstab 1 mm.

**Fig. 6:** Wechselnd zusammengesetztes Ooid aus der Braunjura- $\delta$ -Topbank. Ein limonitisches Ooidfragment wird zunächst von konzentrischen limonitischen Hüllen umgeben. Darauf folgt eine radial-calcitische Cortex. Man beachte die limonitisierten Gruben der Calcitcortex und den limonitisierten abschließenden Rand des Ooids. Mergelkalke des höheren "Humphriesianum-Ooliths", Schicht 25 Top. Maßstab 250  $\mu$ m.

### Plate 3. Mikrofacies and ooids of the "Humphriesianum Oolite"

#### (Brown Jurassic $\delta$ , Middle/Upper-Bajocian), Neumarkt-Fuchsberg

**Fig. 1:** Fe-oid-bioclast-wackestone with Quartz grains. The limonitic ooids are frequently broken and deformed. The fragmentation of the ooids may partly result from the intensive bioturbation. Marly limestones of the lower "Humphriesianum Oolite", bed 21, scale 1 mm.

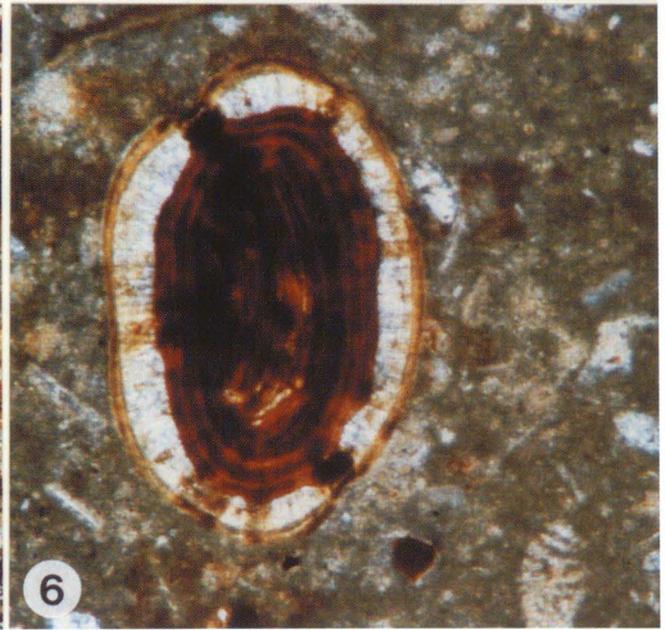
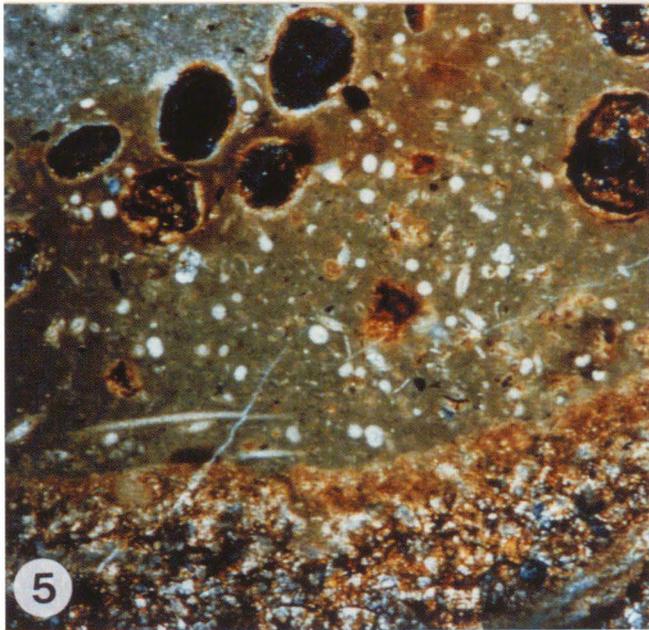
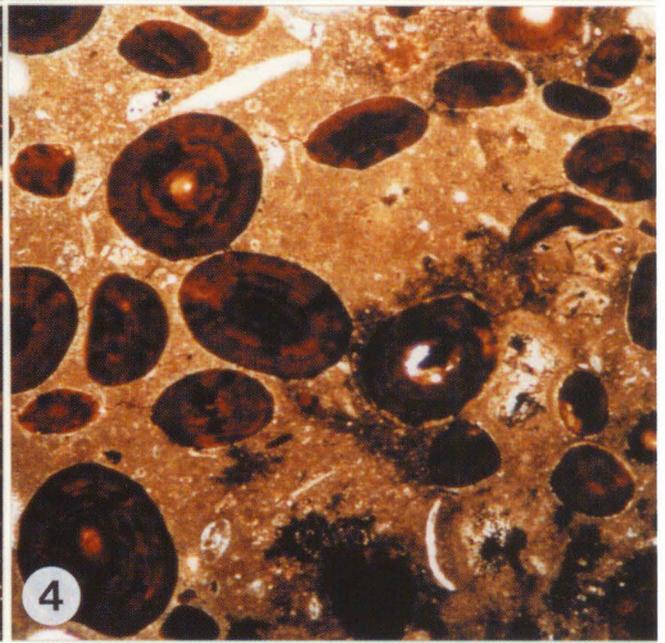
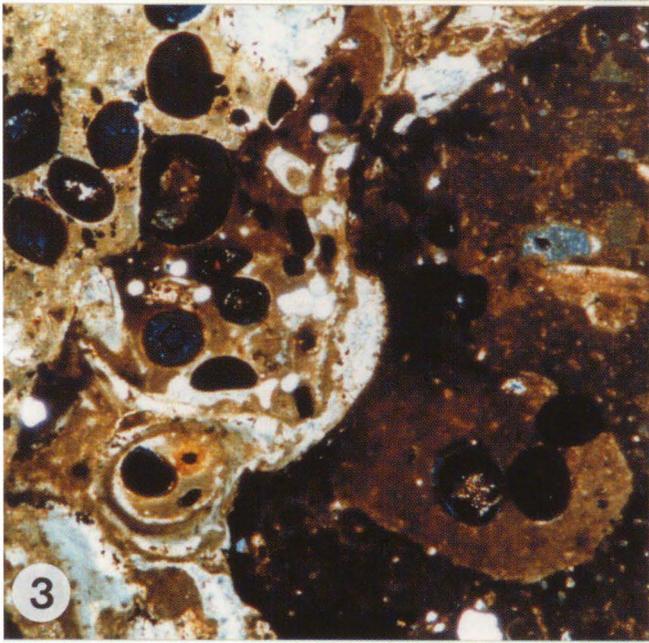
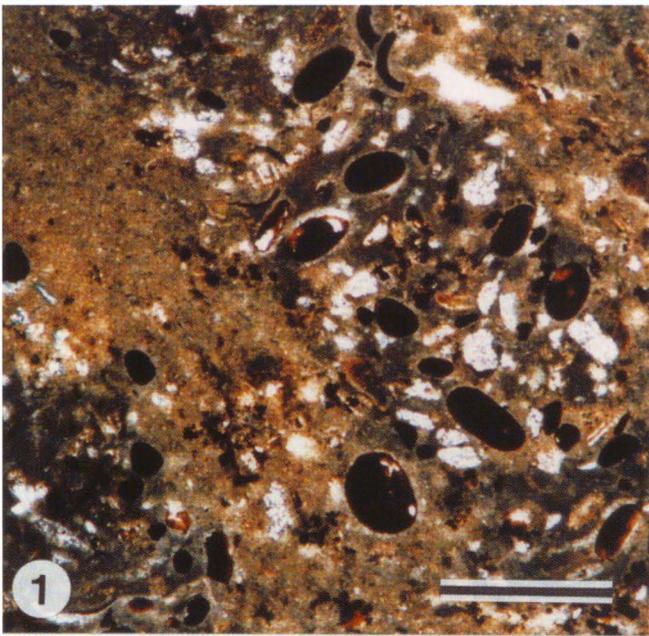
**Fig. 2:** Deformed limonitic ooids. Marly limestones of the lower "Humphriesianum Oolite", bed 21, scale 250  $\mu$ m.

**Fig. 3:** Fe-oid-bioclast-wackestone with hardgroundclasts. The section shows a biphasic, bored edge of a reworked ooid-bioclast-wackestone. Marly limestones of the middle "Humphriesianum Oolite", upper part of bed 23. Scale 1 mm.

**Fig. 4:** Limonitic ooids and ooid fragments of a pocket (Fe-oid-bioclast-wackestone) within the condensed Brown Jurassic- $\delta$ -top bed. The sediment is considered to be already Upper Bajocian (?garantiana-parkinsoni-zone) in age. Marly limestones of the upper "Humphriesianum Oolite", bed 25. Scale 1 mm.

**Fig. 5:** Fe-oid-bioclast-wackestone with spiculae. Large monaxone spiculae of sponge characterize parts of the Brown Jurassic- $\delta$ -top bed, which were formed at first. Marly limestones of the upper "Humphriesianum Oolite", base of bed 25. Scale 1 mm.

**Fig. 6:** Limonit ooid of the Brown Jurassic- $\delta$ -top bed showing an ooid fragment as nucleus and a final radial-calcitic cortex. Note the limonitized rim and pits of the outermost layer. Marly limestones of the upper "Humphriesianum Oolite", top of bed 25. Scale 250  $\mu$ m.



**Tafel 4. Mikrofazies und Ooide des "Parkinsonien-Ooliths" und der "Fusca-Württembergica-Schichten" (Braunjura  $\epsilon 1$ - $\epsilon 2$ , Ober-Bajocium - Bathonium), Neumarkt-Fuchsberg**

**Fig. 1:** Hexactinoser Schwamm der Braunjura- $\delta$ -Topbank. Links am Bildrand das Spongocoel. Vollständig erhaltene Poriferen fanden sich nur in den Taschenfüllungen (?Garantiana-Parkinsoni-Zone) dieser Bank. Taschenfüllung in Mergelkalken des höheren "Humphriesianum-Ooliths", Schicht 25 Top, Maßstab 1 mm. Detailausschnitt: Hexactine Skleren. Maßstab 250  $\mu\text{m}$ .

**Fig. 2:** Ausschnitt eines stromatolithischen Limonit-Krustenbruchstückes, welches im Topbereich der kondensierten Braunjura- $\delta$ -Topbank eingelagert ist. Derartige Krustenüberzüge finden sich sowohl auf der Topfläche wie auf den Innenflächen der Taschen dieser Bank. Sie markieren eine mehrphasige Hartgrundbildung. Mergelkalk des höheren "Humphriesianum-Ooliths", Schicht 25 Top. Maßstab 1 mm.

**Fig. 3:** Limonit-Ooid mit radialen Schrumpfungsrissen und einem Ooid-Bruchstück als Nukleus. Taschenfüllung (?Garantiana-Parkinsoni-Zone) in Mergelkalken des höheren "Humphriesianum-Ooliths", Schicht 25 Top. Maßstab 250  $\mu\text{m}$ .

**Fig. 4:** Fe-Ooid-Mikrobioklasten-Wackestone des basalen Bathonium. Auch hier sind die Ooide rein limonitisch und von deutlichen radialen Schrumpfungsrissen durchzogen. Mergelkalkbank der basalen "Fusca-Württembergica-Schichten", Schicht 27. Maßstab 1 mm.

**Fig. 5:** Fe-Ooid-Mikrobioklasten-Wackestone des mittleren Teiles des Bathonium. Leicht geschrumpfte und deformierte Limonit-Ooide zeigen hier eine radial strukturierte Calcit-Cortex. Mergelkalkbank der mittleren "Fusca-Württembergica-Schichten", Schicht 32. Maßstab 1 mm.

**Fig. 6:** Großes Limonit-Ooid aus dem Topbereich des "Parkinsonien-Ooliths". Die deutlichen radialen Schrumpfungsrisse werden von weiteren Limonit-Phasen symmetrisch verschlossen. Grenze "Parkinsonien-Oolith"/"Fusca-Württembergica-Schichten", Schicht 26/27. Maßstab 250  $\mu\text{m}$ .

**Plate 4. Microfacies and ooids of the "Parkinsonien-Ooliths" and "Fusca-Württembergica-Schichten" (Brown Jurassic  $\epsilon 1$ - $\epsilon 2$ , Upper-Bajocian - Bathonian), Neumarkt-Fuchsberg**

**Fig. 1:** Sponge of the Hexactinosa of the Brown Jurassic- $\delta$ -top bed. On the left side the spongocoel is visible. Complete specimen of sponge were only preserved in pockets (?garantiana-parkinsoni zone) of this bed. Pocket within marly limestones of the upper "Humphriesianum Oolite", top of bed 25. Scale 1 mm. Insert: Hexactine spiculae. Scale 250  $\mu\text{m}$ .

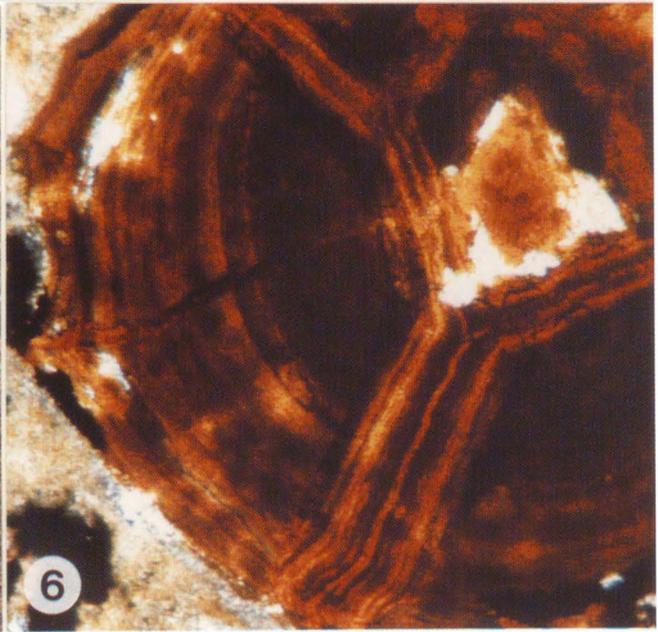
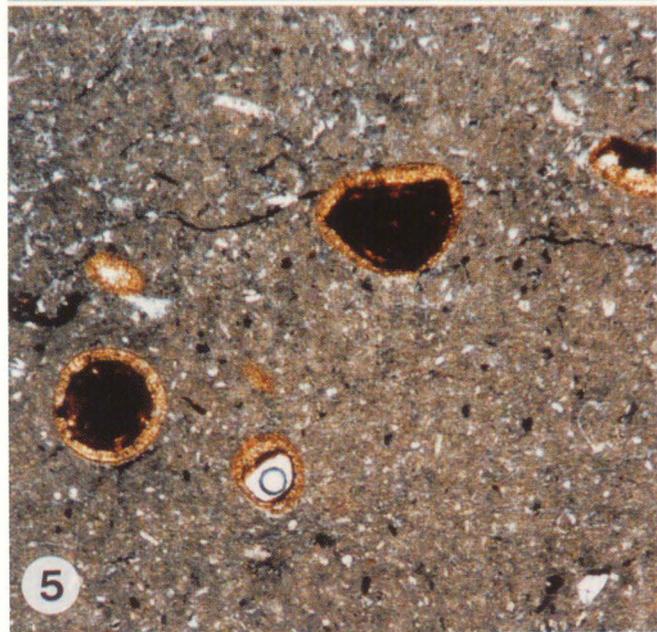
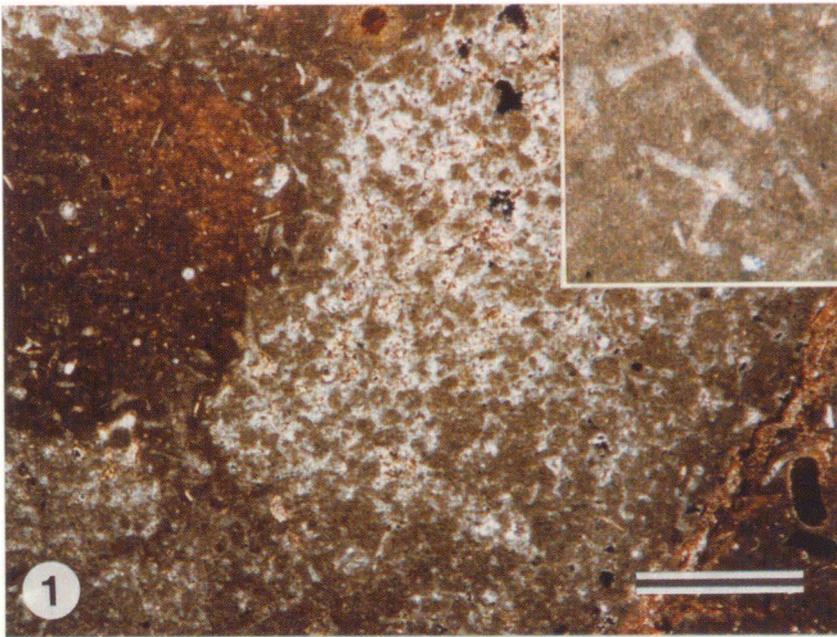
**Fig. 2:** Detail of a limonitic crust fragment, showing a stromatolitic fabric. These crusts are common on top of the condensed Brown Jurassic-(-top bed and within pockets. They characterize a multiple hardground formation. Marly limestones of the upper "Humphriesianum Oolite", top of bed 25. Scale 1 mm.

**Fig. 3:** Limonitic ooid with radial shrinkage cracks. An ooid fragment serves as nucleus. Pocket (?garantiana-parkinsoni zone) within marly limestones of the upper "Humphriesianum Oolite", top of bed 25. Scale 250  $\mu\text{m}$ .

**Fig. 4:** Fe-oid-microbioclast-wackestone of the basal Bathonian. The ooids are purely limonitic and show shrinkage features. Marly limestones of the lowermost "Fusca-Württembergica formation", bed 27. Scale 1 mm.

**Fig. 5:** Fe-oid-microbioclast-wackestone of the middle part of the Bathonian. Slightly shrunk and deformed limonitic ooids show a final radial-calcitic cortex. Marly limestone bed of the middle "Fusca-Württembergica formation", bed 32. Scale 1 mm.

**Fig. 6:** Large limonitic ooid from the top of the "Parkinsoni Oolite". The striking shrinkage cracks are filled symmetrically by further limonitic phases. Boundary "Parkinsoni Oolite"/"Fusca-Württembergica formation", bed 26/27. Scale 250  $\mu\text{m}$ .



### Tafel 5. Mikrofazies und Ooide des "Macrocephalen-Ooliths"

(Braunjura  $\epsilon 3$ , Unter-Callovium) und Weißjura  $\alpha$  (Oxfordium), Neumarkt-Fuchsberg

**Fig. 1:** Fe-Ooid-Mikrobioklasten-Wackestone mit Filamenten. Limonit-Ooide zeigen eine abschließende radial-calcitische Cortex. Basalbank des "Macrocephalen-Ooliths", Schicht 37. Maßstab 1 mm.

**Fig. 2:** Dünne Schalenfragmente von Bivalven ("Filamente") und Ostracoden der Bank 37. Basalbank des "Macrocephalen-Ooliths", Schicht 37. Maßstab 250  $\mu\text{m}$ .

**Fig. 3:** "Globigerinen" im Glaukonit-Mikrobioklasten-Wackestone der tieferen Glaukonitbank. Glaukonitbank des basalen Weißjura  $\alpha$ , Schicht 50 Basis. Maßstab 250  $\mu\text{m}$ .

**Fig. 4:** Glaukonit-Ooid im Glaukonit-Mikrobioklasten-Wackestone der tieferen Glaukonitbank. Glaukonitbank des basalen Weißjura  $\alpha$ , Schicht 50 Basis. Maßstab 250  $\mu\text{m}$ .

**Fig. 5:** Kieselschwamm der Ordnung Lychniscosida mit zahlreichen *Terebella*-Röhren aus einem dm-großen Mikrobialith-Kieselschwamm-Bioherm. Mikrobialith-Kieselschwamm-Bioherm des tieferen Weißjura, Schicht 56. Maßstab 1 mm.

**Fig. 6:** Undeutlich laminierte Automikritkruste mit mikropeloidalem Gefüge und *Terebella*-Röhren. Am linken Bildrand ist ein geopetal mit autochthonem Mikrit gefüllter Hohlraum (Bohrung) sichtbar. Mikrobialith-Kieselschwamm-Bioherm des tieferen Weißjura  $\alpha$ , Schicht 56. Maßstab 1 mm.

### Plate 5. Microfacies and ooids of the "Macrocephalus Oolite"

(Brown Jurassic  $\epsilon 3$ , Lower Callovian) and White Jurassic  $\alpha$  (Oxfordian), Neumarkt-Fuchsberg

**Fig. 1:** Fe-oid-microbioclast-wackestone with "filaments". Limonitic ooids show a final radial-calcitic cortex. Basal bed of the "Macrocephalus Oolite", bed 37. Scale 1 mm.

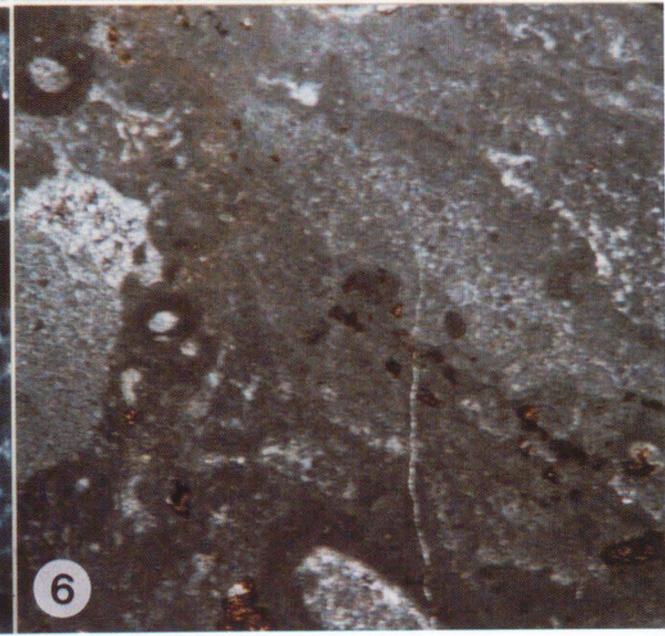
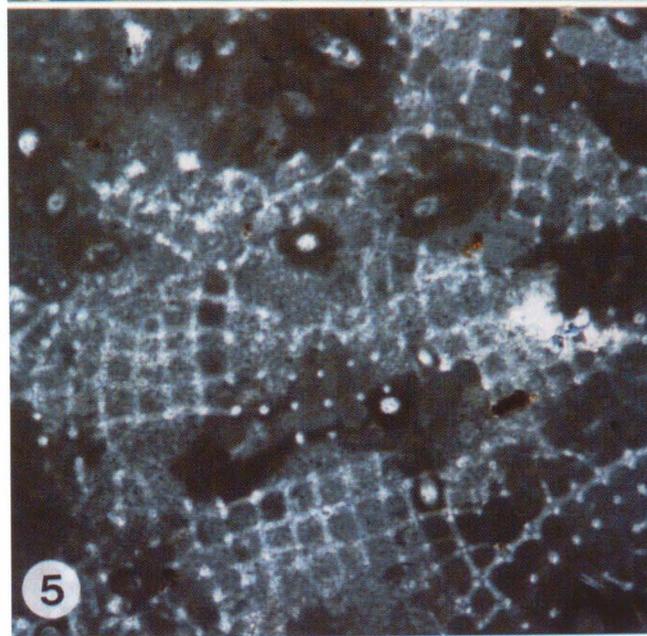
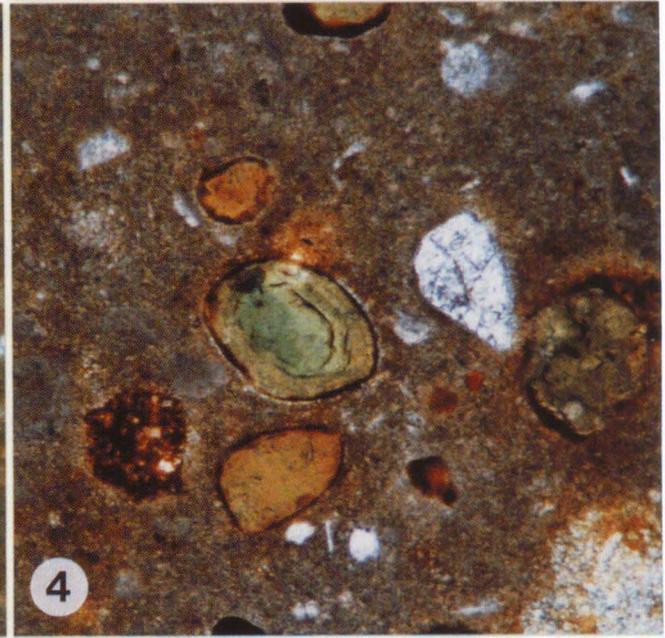
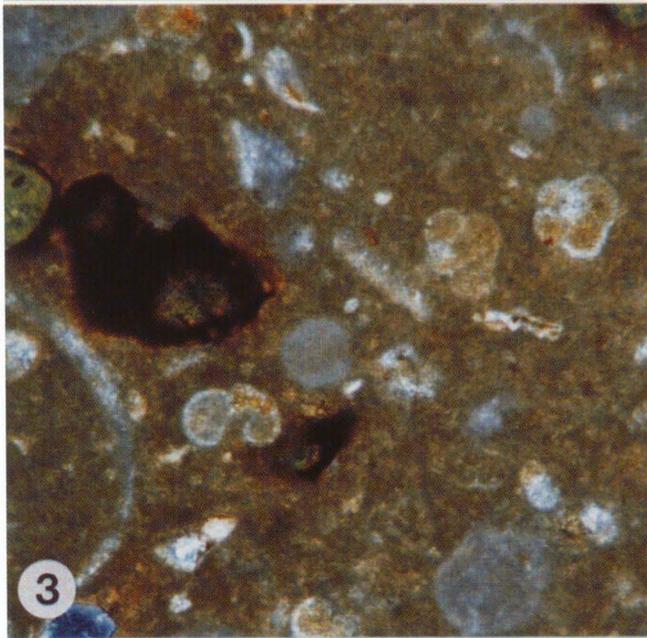
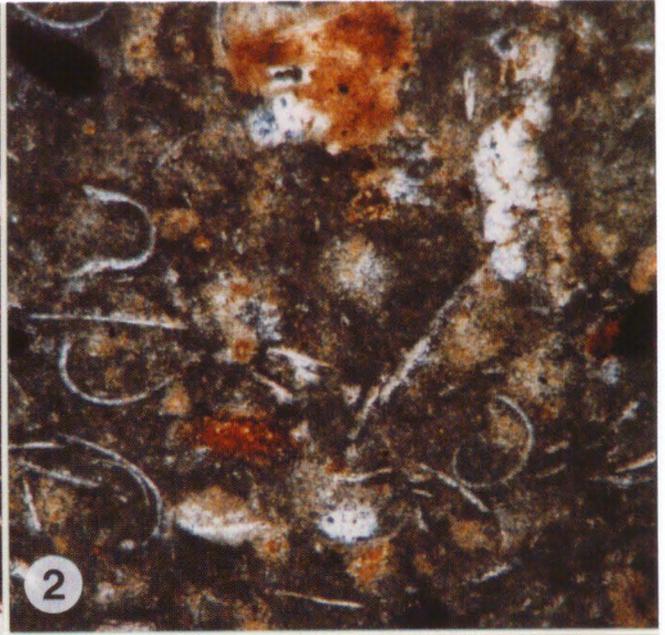
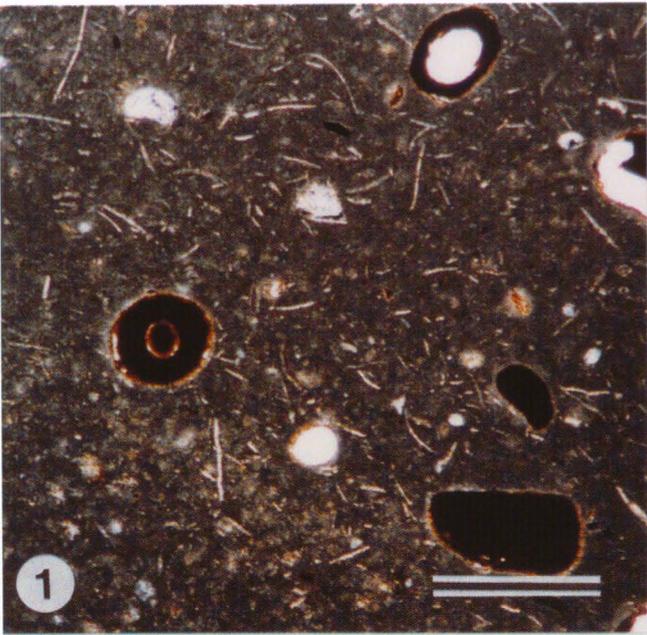
**Fig. 2:** Thin shell fragments of bivalves ("filaments") and ostracods of bed 37. Basal bed of the "Macrocephalus Oolite", bed 37. Scale 250  $\mu\text{m}$ .

**Fig. 3:** "Globigerinids" in a glaucony-bioclast-wackestone. "Glauconitic limestone bed" of the lowermost White Jurassic  $\alpha$ , base of bed 50. Scale 250  $\mu\text{m}$ .

**Fig. 4:** Glauconitic ooid in a glaucony-bioclast-wackestone of the lower "glauconitic limestone bed". Lowermost White Jurassic  $\alpha$ , base of bed 50. Scale 250  $\mu\text{m}$ .

**Fig. 5:** Siliceous sponge of the order Lychniscosida with numerous *Terebella*-tubes of a dm-sized microbialite-sponge-bioherm. Lower White Jurassic  $\alpha$ , bed 56. Scale 1 mm.

**Fig. 6:** Indistinct laminated microbial crust with micropeloidal fabric and *Terebella*-tubes. At the left edge of the picture a void (boring) filled with geopetal autochthonous micrite is visible. Microbialite-sponge-bioherm of the lower White Jurassic  $\alpha$ , bed 56. Scale 1 mm.



## Tafel 6. Ammonoideen

**Fig. 1:** *Sonniniinae* sp.

Tiefere "Sowerbyi-Sauzei-Schichten", Neumarkt-Fuchsberg Schicht 9, Laeviuscula- und/oder Sauzei-Zone, Unter-Bajocium, x 3

IMGP 1222-1

**Fig. 2:** *Dorsetensia liostraca* Buckman

Oberste "Sowerbyi-Sauzei-Schichten", südlicher Dillberg, tiefere Humphriesianum-Zone, Mittel-Bajocium, x 1

IMGP 1222-2

**Fig. 3:** *Chanasia (Jeanetticeras) parallelum* (Rein.)

"Macrocephalen-Oolith", Neumarkt-Fuchsberg Schicht 37, basale Koenigi-Zone, Unteres Callovium, x 1

IMGP 1222-3

**Fig. 4:** *Strigoceras truellei* (D'Orb.), weiß umrandeter Bereich ergänzt.

Top "Humphriesianum-Oolith" (kondensiert), Neumarkt-Fuchsberg Schicht 25, Parkinsoni-Zone, Oberes Bajocium, x 0,62

Slg. A. Pascher

**Fig. 5:** *Stephanoceras (Stephanoceras)* sp.

"Humphriesianum-Oolith", Neumarkt-Fuchsberg tieferer Teil Schicht 24, Humphriesianum-Zone, Mittleres Bajocium, x 1

IMGP 1222-4

**Fig. 6:** *Stephanoceras (Normannites)* sp.

"Humphriesianum-Oolith", Neumarkt-Fuchsberg tieferer Teil Schicht 24, Humphriesianum-Zone, Mittleres Bajocium, x 1

IMGP 1222-5

**Fig. 7:** *Cadomites (Cadomites) deslongchampsii* (D'Orb.)

Grenze "Parkinsonien-Oolith"/"Fusca-Württembergica-Schichten", Neumarkt-Fuchsberg Top Schicht 26, Parkinsoni/Zigzag-Zone, Oberes Bajocium/Unteres Bathonium, x 1

IMGP 1222-6

**Fig. 8:** *Parkinsonia (Parkinsonia) orbignyana* Wetzel

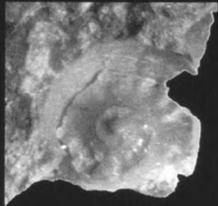
"Parkinsonien-Oolith", Neumarkt-Fuchsberg tieferer Teil Schicht 26, Parkinsoni-Zone, Oberes Bajocium, x 1

IMGP 1222-7

**Fig. 9:** *Macrocephalites (Macrocephalites)* sp.

"Macrocephalen-Oolith", Neumarkt-Fuchsberg Schicht 37, basale Koenigi-Zone, Unteres Callovium, x 2

IMGP1222-8



1



2



3



5b



4



5a



6



7



8



9

## Tafel 7. Ammonoideen

**Fig. 1:** *Parapatoceras tuberculatum* (Baugier & Sauzé)

"Macrocephalen-Oolith", Neumarkt-Fuchsberg Schicht 37, basale Koenigi-Zone, Unteres Callovium, x 1

Slg. F. Balke

**Fig. 2:** *Macrocephalites (Macrocephalites) sp.*

"Macrocephalen-Oolith", Neumarkt-Fuchsberg Schicht 40, Calloviense-Zone, Unteres Callovium, x 1

IMGP 1222-9

**Fig. 3:** *Keplerites (Gowericeras) aff. metorchus* (Buckman.)

"Macrocephalen-Oolith", Neumarkt-Fuchsberg Schicht 37, basale Koenigi-Zone, Unteres Callovium, x 1

IMGP 1222-10

**Fig. 4:** *Kosmoceras (Gulielmiceras) cf. gulielmi* (Sow.)

"Ornatenton", Neumarkt-Fuchsberg Schicht 42, Jason-Zone, Mittleres Callovium, x 1,5

IMGP 1222-11

**Fig. 5:** *Quenstedtoceras intermissum* Buckman

"Ornatenton", Neumarkt-Fuchsberg Schicht 47 (lose aufgesammelt, Fundlage aufgrund anheftender Gesteinsreste rekonstruiert), Lamberti-Zone, Oberes Callocium, x 1,5

IMGP 1222-12

**Fig. 6:** *Morrisiceras aff. morrisi* (Oppel)

"Fusca-Württembergica-Schichten", Neumarkt-Fuchsberg Top Schicht 36 (lose aufgesammelt, Fundlage aufgrund anheftender Gesteinsreste rekonstruiert), Morrissi-Zone, Mittleres Bathonium, x 1

x 1

Slg. F. Balke

**Fig. 7:** *Bullatimorphites (Kheraiceras) prahecuensis* (Petitclerc)

"Macrocephalen-Oolith", Neumarkt-Fuchsberg Schicht 37, basale Koenigi-Zone, Unteres Callovium, x 1

IMGP 1222-13

**Fig. 8:** *Choffatia sp.*

"Macrocephalen-Oolith", Neumarkt-Fuchsberg Schicht 37, Koenigi-Zone, Unteres Callovium, x 1

IMGP 1222-14

**Fig. 9:** *Perisphinctes (Dichotomoceras) cf. bifurcatoides* Enay

höherer Teil der Glaukonitbank des basalen Weißjura  $\alpha$ , Neumarkt-Fuchsberg Schicht 52 (lose aufgesammelt, Fundlage aufgrund anheftender Gesteinsreste rekonstruiert), Bifurcatus-Zone, Mittleres Oxfordium, x 1

IMGP 1222-15

