

**Gemischt siliziklastisch-karbonatische Abfolgen
aus dem Oberen Sarmatium (Mittleres Miozän)
des Steirischen Beckens**

J. GEORG FRIEBE*)

40 Abbildungen

*Steiermark
Steirisches Becken
Miozän
Sarmatium
Meeresspiegelschwankungen
Riff
Delta-Randbucht
Ästuarium
Lithostratigraphie*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 136, 192

Inhalt

Zusammenfassung	245
Abstract	246
1. Einleitung	246
2. St. Anna am Aigen	247
2.1. Lithofaziestypen	249
2.2. Mikrofauna	251
2.3. Diagenese	251
2.4. Diskussion	251
3. Grafenberg	252
3.1. Metamorphes Basement und Transgressionskonglomerat	254
3.2. Unteres und oberes Serpuliden-Bryozoen-Foraminiferen-Bioström	254
3.3. Mikrobialit	259
3.4. Ooid-Grainstone	259
3.5. Obersarmatische und pannone Siliziklastika	259
3.6. Diagenese	260
3.7. Diskussion	261
4. Löffelbach – Schildbach	262
4.1. Sarmatische Ablagerungen	262
4.2. Pannone Sedimente der Pöllauer Bucht	266
4.3. Diskussion	268
5. Lithostratigraphie	268
5.1. Waltra-Member	269
5.2. Löffelbach-Member	269
5.3. Grafenberg-Member	270
5.4. Rollsdorf-Member	270
6. Schlussfolgerungen	271
6.1. St. Anna am Aigen	271
6.2. Grafenberg	271
6.3. Löffelbach	272
6.4. Salinität und Klima	272
6.5. Lithostratigraphie	272
Dank	272
Literatur	272

Zusammenfassung

Anhand ausgewählter Gebiete (St. Anna am Aigen, Grafenberg nördlich Hartberg, Löffelbach-Schildbach bei Hartberg) werden die Wechselbeziehungen zwischen Siliziklastika und Karbonaten im Oberen Sarmatium (*granosum*-Zone) des Steirischen Beckens aufgezeigt, sowie der jeweilige Einfluß der die Beckenevolution steuernden Faktoren Eustatik, Subsidenz und Sedimentation dokumentiert.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. J. GEORG FRIEBE, Vorarlberger Naturschau, Marktstraße 33, A-6850 Dornbirn.

Die gemischt siliziklastisch-karbonatischen Zyklen von St. Anna am Aigen stellen ästuarine Bildungen dar. Die Siliziklastika zeigen eine Abfolge von feinklastischen Off-shore-Sedimenten, sandigen Lagen mit Rippelschichtung innerhalb von Feinklastika des Lower Shoreface, Sandbarren des Upper Shoreface sowie ästuarine Bildungen s.str. (zentrale Lagune) mit Schill-Lagen.

Lokal sind grobklastische Sedimente von Verteilerrinnen eines flußdominierten, progradierenden Deltas zwischengeschaltet (Bay-Head Delta). Der Influx von beinahe normal marinem Wasser während transgressiver Phasen ermöglichte die Bildung von Kalkbänken als Abschluß der einzelnen Zyklen. Die Sedimentationsdynamik wurde vorwiegend durch eustatische Meeresspiegelschwankungen kontrolliert.

In Grafenberg ermöglichte eine tektonisch induzierte Transgression die Bildung von zwei Biostromen über einem in den metamorphen Untergrund eingeschnittenen Kliff. Die Biostrome sind durch einen Mikrobialit voneinander getrennt und werden, über einer Ravinement-Fläche, von einer Ooid-Barre überlagert.

Das biogene Gerüst wird von Serpuliden, Bryozoen und der inkrustierenden Foraminifere *Sinzowella caespitosa* (STEINMANN), unter Beteiligung von Mikroben-Matten gebildet. Diese Gerüstbildner zeigen komplexe Wachstumsbeziehungen.

Im Raum Löffelbach – Schildbach wurde die Sedimentationsdynamik einerseits durch eustatische Meeresspiegelschwankungen, andererseits durch autozyklische Prozesse im Ästuarium der Pöllauer Bucht gesteuert. Fluviale Grobsande des späten Meeresspiegelhochstandes werden von Delta-Mouth-Bars bei bereits leicht ansteigendem relativen Meeresspiegel überlagert. Schillkalke des Foreshore und Foraminiferen-(Ooid-)Grainstone des Upper Shoreface/Beachface sind transgressive Bildungen. Autozyklische Prozesse unterbrachen lokal die Karbonatsedimentation. Maximaler Meeresspiegelanstieg führte zur Ablagerung von Feinklastika, die ihrerseits von Deltasanden (Gilbert-Delta) überlagert werden.

Aus Faziesverteilung und Fauneninhalt können Rückschlüsse auf Salinitäts- und Klimabedingungen gezogen werden. Die Salinität war reduziert, lediglich transgressive Schübe brachten nahezu normal marines Wasser ins Steirische Becken. Gleichzeitig zur „Aussüßung“ ist ein klimatischer Umschwung vom subtropischen Klima des Badenium hin zu mehr gemäßigten Bedingungen zu verzeichnen.

Eine neue lithostratigraphische Gliederung der obersarmatischen Ablagerungen des Steirischen Beckens wird vorgestellt. Die drei besprochenen Sedimentationsräume sowie die Rollsdorf-Schichten werden als Member innerhalb der Gleisdorf-Formation definiert.

Mixed Siliciclastic-Carbonate Depositional Cycles from the Upper Sarmatian (Middle Miocene) of the Styrian Basin (Austria)

Abstract

Three examples of mixed successions of Upper Sarmatian age (*granosum* zone) from the Eastern Styrian Basin (St. Anna am Aigen, Grafenberg north of Hartberg, Löffelbach – Schildbach near Hartberg) illustrate the relationships between siliciclastic and carbonate sedimentation. The influence of eustasy, subsidence and sedimentary input (autocyclic processes) was evaluated for each of the investigation areas.

The mixed siliciclastic-carbonate cycles of St. Anna am Aigen represent estuarine deposits. The siliciclastics show a succession of fine-grained off-shore sediments, overlain by sand-silt alternations (lower shoreface) and sand bars of the upper shoreface. They are succeeded by sand with shell hash beds of the central lagoon of the estuary. Locally coarse-grained, prograding distributary channels of the bay-head delta are intercalated. The influx of nearly normal marine water into the otherwise restricted environment during fourth-order transgressive pulses favoured the formation of ooid bars at the top of each cycle. Sedimentation was thus controlled mainly by eustatic sea-level changes.

In Grafenberg a tectonically induced transgression led to the incision of the shoreface into the metamorphic basement and the formation of a cliff. A transgressive conglomerate is succeeded by two biostromes, separated by a microbialite. The upper biostrome is truncated by a ravinement surface of eustatic origin. It is overlain by transgressive ooid grainstone. The biostrome framework is built by serpulids, bryozoa and the encrusting foraminifer *Sinzowella caespitosa* (STEINMANN), as well as microbial mats. Biogenic debris was baffled in this framework. The different biota show complex growth relationships.

Sedimentation in the Löffelbach – Schildbach area was controlled both by eustatic sea-level changes and autocyclic processes within the estuary of the Pöllauer Bucht. Late highstand coarse-grained fluvial sand is overlain by delta-mouth bar sand deposited during already slowly rising sea-level. The latter is truncated by a ravinement surface. Foraminiferal and ooid grainstone of the upper shoreface and/or beachface was deposited under transgressive conditions. However, individual limestone beds were exposed and are capped by a caliche crust or local remnants of a paleosol. Locally carbonate sedimentation was interrupted due to autocyclic processes. Maximum sea-level rise drowned the carbonate "platform", which is succeeded by fine-grained siliciclastics. They are overlain by deltaic and fluvial sands (Gilbert-type delta).

Facies distribution and faunal associations permit conclusions on salinity and climatic conditions. Salinity was reduced and only transgressive pulses led to the influx of nearly normal marine waters into the Styrian Basin. This change in salinity from normal marine during the Badenian to restricted conditions during the Sarmatian was accompanied by a climatic change from subtropical to more temperate conditions.

The different occurrences of mixed siliciclastic-carbonate successions younger than the Badenian Leithakalk (Weißenegg Formation) are integrated in the Gleisdorf Formation. The three examples discussed in this paper, as well as the "Rollsdorf-Schichten" constitute members of this formation.

1. Einleitung

Gemischt karbonatisch-siliziklastischen Abfolgen ist in den letzten Jahren erhöhte Aufmerksamkeit geschenkt worden. Die meisten Modelle beschäftigen sich mit (Korallen-)Riffen auf (Fan-)Delta-Loben (z.B. BRAGA et al., 1990; CHOI & GINSBURG, 1982; DABRIO & POLO, 1988; FRIEDMAN, 1988; HAYWARD, 1982; ROBERTS & MURRAY, 1988; SANTISTEBAN & TABERNER, 1988). Karbonatische Buildups stellen integrale Bestandteile in einigen grobklastischen Deltas dar (WESCOTT & ETHRIDGE, 1980; McPHERSON et al., 1987). Modelle für andere Wechselbeziehungen zwischen Karbonaten und Siliziklastika haben ACKER & STEARN (1990), FRIEBE (1991), LEINFELDER (1988), TREXLER (1989) und WALKER et al. (1983) erstellt.

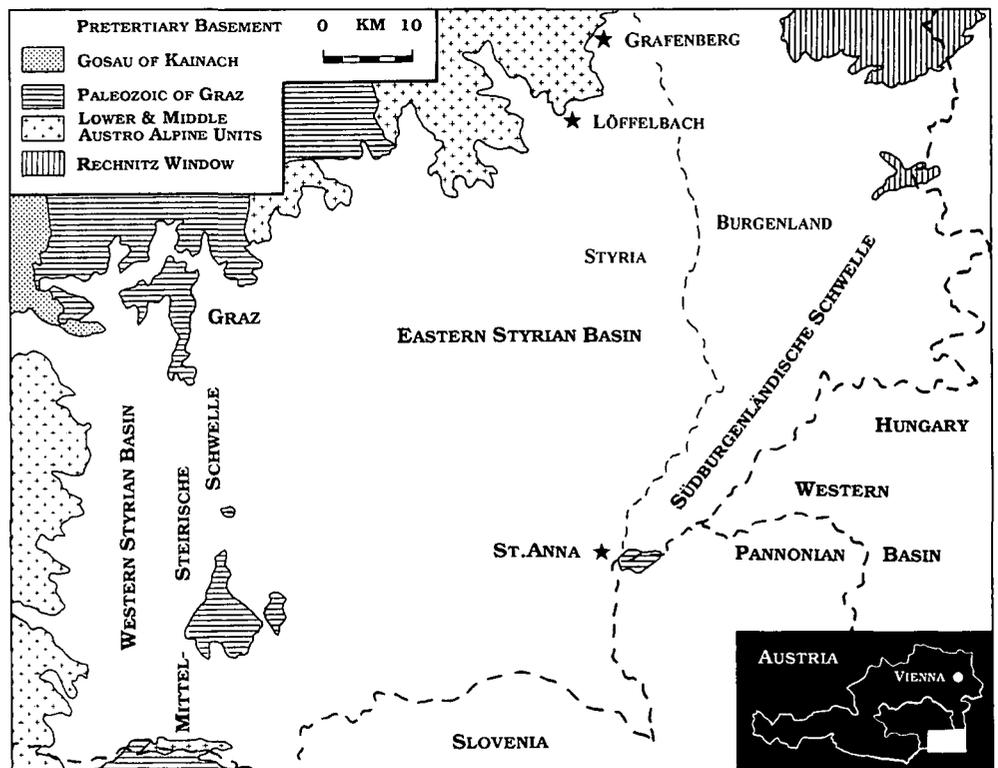
Während also für Riffe innerhalb siliziklastischer Sedimentationsräume eine große Zahl von Ablagerungsmo-

dellen besteht, fanden Schillbänke und Ooidkalke in siliziklastischen Abfolgen, wie sie z.B. im Oberen Sarmatium des Oststeirischen Beckens auftreten (*granosum*-Zone; KOLLMANN, 1965), bisher kaum Beachtung.

Flachwasserkarbonate innerhalb eines siliziklastischen Environments zeugen von grundlegenden Umgestaltungen eines Sedimentationsbeckens. Ihre Bildung erfordert folgende Voraussetzungen (vgl. DOYLE & ROBERTS, 1988; LEINFELDER, 1988; WALKER et al., 1983):

- a) Eine hohe Produktivität ökologisch toleranter Organismen.
- b) Die Abwesenheit feinklastischer Sedimentation.
- c) Ein stabiles (Mikro-)Environment als Reaktion auf das Zusammenspiel von Subsidenz, Sedimentation und eustatischen Meeresspiegelschwankungen.

Abb. 1.
Die Lage der Arbeitsgebiete innerhalb des Steirischen Tertiärbeckens.



Faziesänderungen innerhalb gemischt siliziklastisch-karbonatischer Abfolgen liefern somit Hinweise auf das Wechselspiel Subsidenz (bzw. Tektonik) – Sedimentation – Eustatik (vgl. SARG, 1988).

Im Gegensatz zur badenischen Leithakalksedimentation im Bereich der Mittelsteirischen Schwelle (FRIEBE, 1990, 1991, 1993) liegen fast keine Daten zu Sedimentologie, Mikrofazies und Diagenese der sarmatischen Kalke des Oststeirischen Beckens vor. KRAINER (1987) gab allgemeine Angaben zur Fazies der am Rande seines Arbeitsgebietes auftretenden Kalkbänke, DULLO (1983) bearbeitete einen Aufschluß bei Hartberg für Vergleichsstudien. In der älteren Literatur (BRANDL, 1931; KOLLMANN, 1965; NEBERT, 1951; WINKLER-HERMADEN, 1951) finden sich zwar Angaben zur Stratigraphie, die Fazies hingegen blieb weitgehend unbeachtet.

Anhand ausgewählter Gebiete (St. Anna am Aigen, Grafenberg nördlich Hartberg, Löffelbach – Schildbach bei Hartberg; Abb. 1) werden im Folgenden die Wechselbeziehungen zwischen Siliziklastika und Karbonaten im Oberen Sarmatium (*granosum*-Zone) des Steirischen Beckens aufgezeigt und in Ablagerungsmodellen der jeweilige Einfluß

der die Beckenevolution steuernden Faktoren Eustatik, Subsidenz und Sedimentation erarbeitet.

2. St. Anna am Aigen

Zwischen den Paläozoikumsaufbrüchen der Südburgenländischen Schwelle bei Kalch/Burgenland und den plio-/pleistozänen Vulkaniten des Stradner Kogels erstreckt sich das Vorkommen obersarmatischer Sedimente von St. Anna am Aigen (Abb. 2). Die Überlagerung durch die erosionsresistentere Lava-Decke des Stradner Kogels resultiert in einem relativ steilen Relief mit tief eingeschnit-

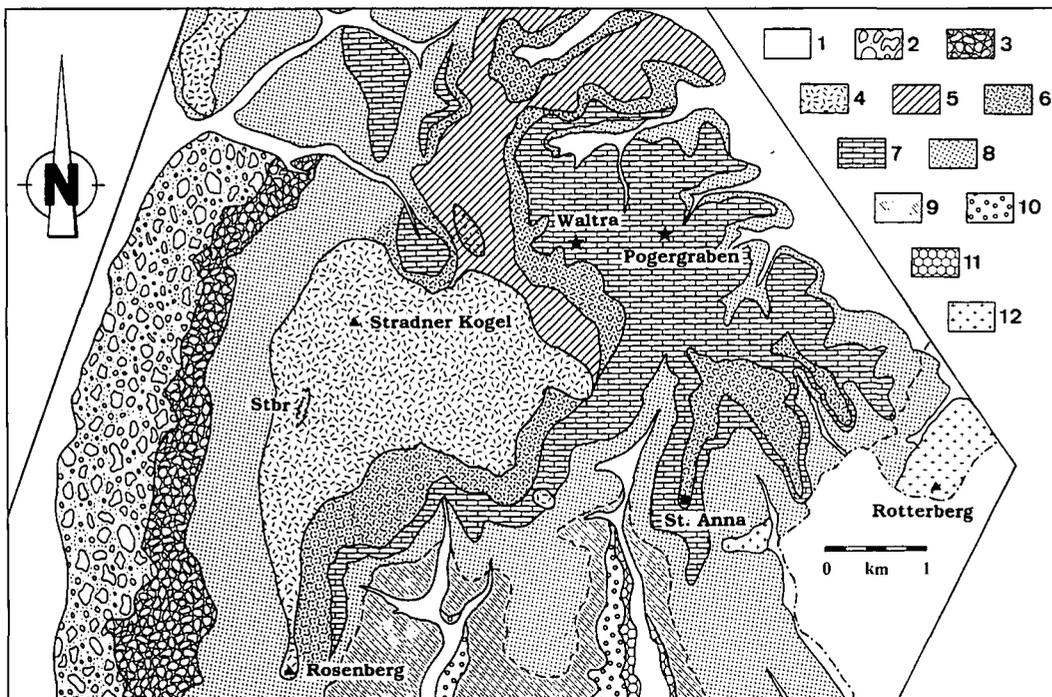


Abb. 2.
Geologische Karte der Umgebung von St. Anna am Aigen, umgezeichnet nach HOLZER (unveröffentlichte Daten) und eigenen Aufnahmen.

1 = Alluvionen bzw. im SE slowenisches Staatsgebiet; 2 und 3 = quartäre Terrassen; 4 = plio-/pleistozäne Vulkanite; 5 = Sand und Silt, Pannonium A/B; 6 bis 8 = Gleisdorf-Formation, Oberes Sarmatium; 6 = hangende Sande (Ost-Teil); 7 = siliziklastisch-karbonatische Wechselfolge; 8 = liegende Siliziklastika (Ost-Teil) bzw. Siliziklastika im Allgemeinen (West-Teil); 9 = Sand/Silt, Mittleres Sarmatium mit lokaler Kieslage am Top; 10 = Kies, Unteres (?) Sarmatium; 11 = Leithakalk von Risola-Klapping, Badenium; 12 = paläozoisches Grundgebirge.

T : LETTER REFERS TO FACIES
DISCUSSED IN TEXT

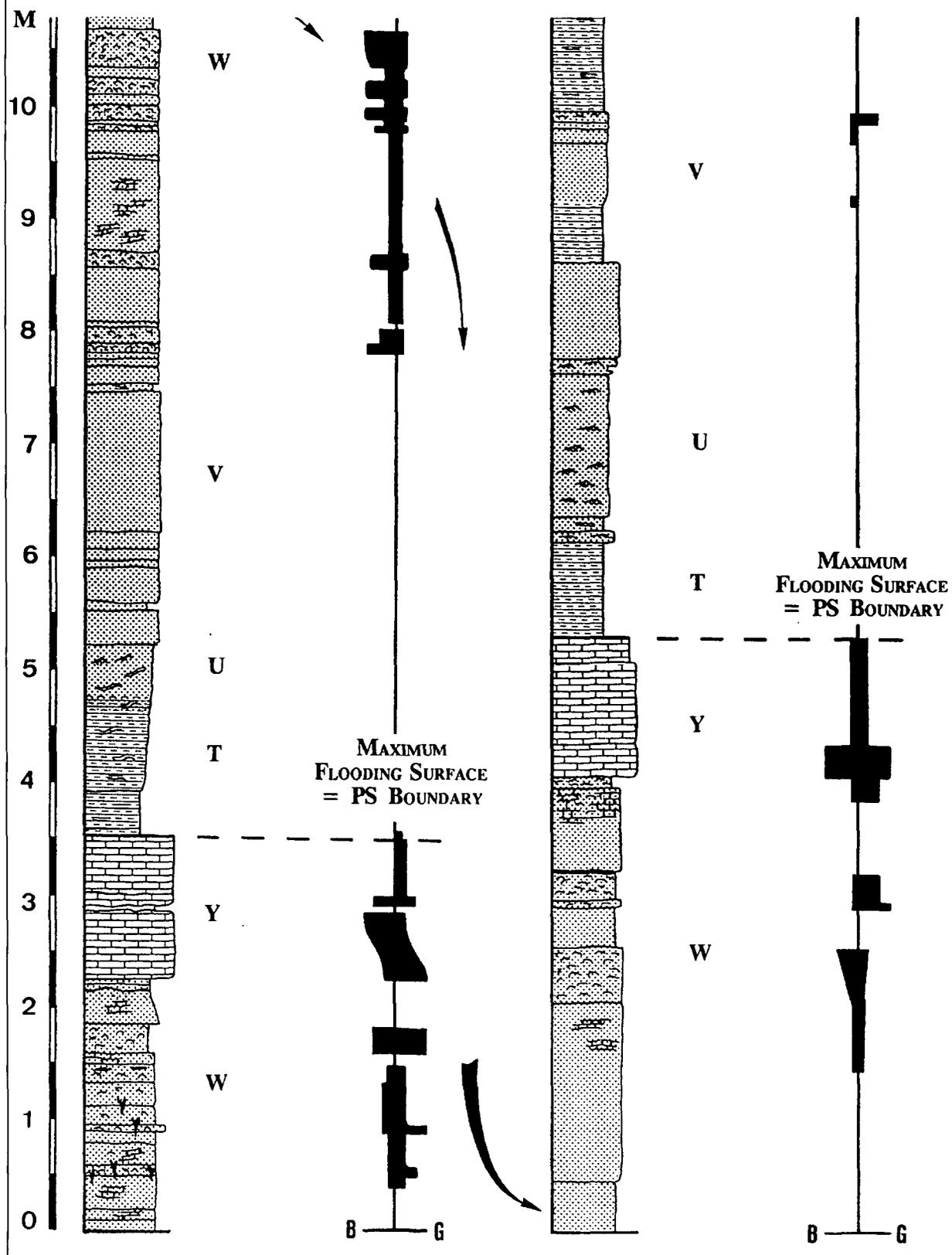
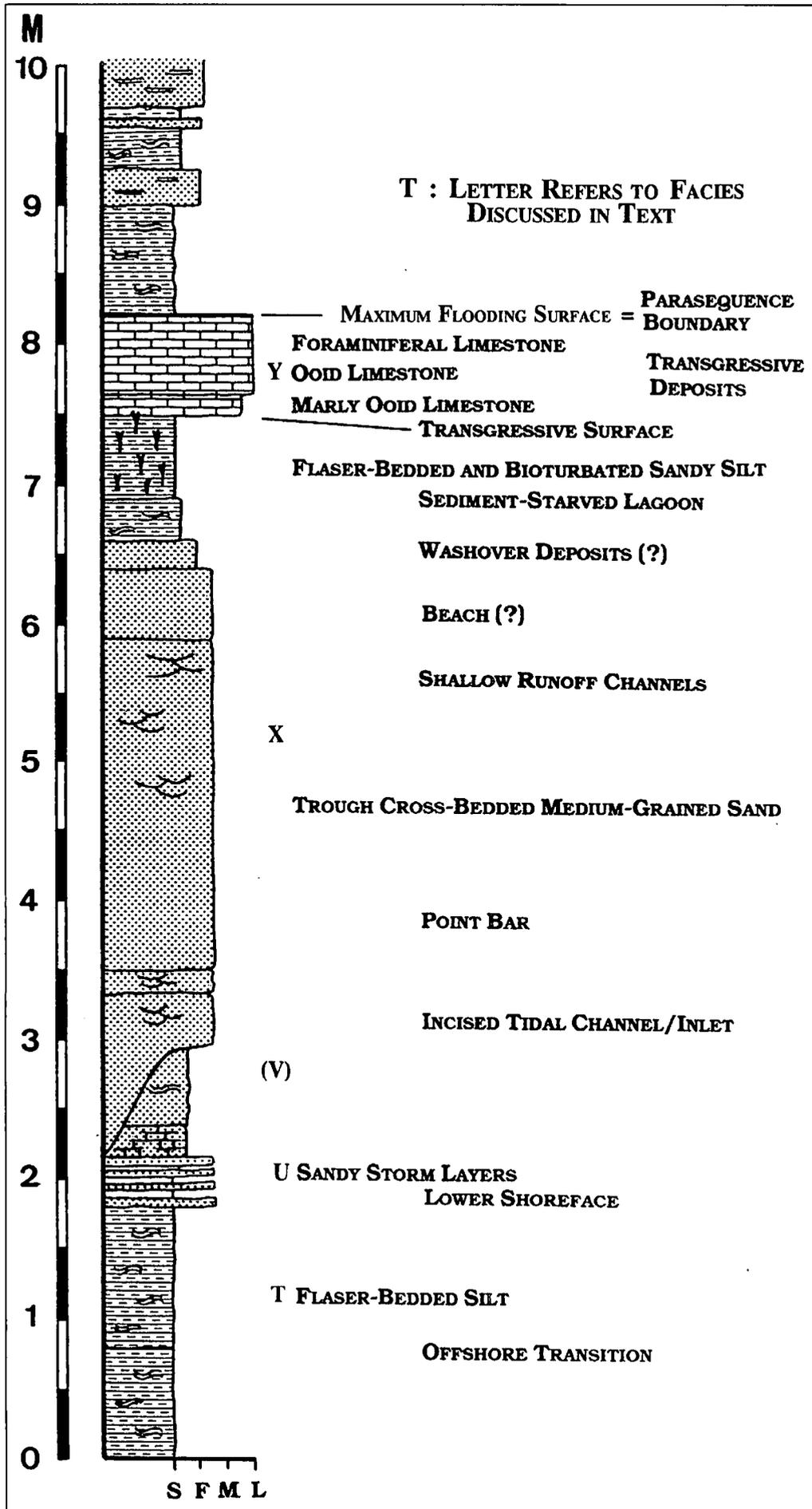


Abb. 3. Sammelprofil sarmatischer Ablagerungen und relative Häufigkeit von Bivalven (B) und Gastropoden (G) (im Gelände semiquantitativ ermittelt) im Pogreraben N' St. Anna am Aigen. Das Profil zeigt mehrere Zykloteme mit einem generellen shallowing- und coarsening-upward Trend, die jeweils von einer Kalkbank abgeschlossen werden. Schill-Lagen kommen bevorzugt in den hangenden Anteilen der Zykloteme vor. Die Buchstaben beziehen sich auf die im Text beschriebenen Lithofaziestypen.



tenen Gräben, in denen die sarmatischen Ablagerungen gut abgeschlossen sind. Die Karbonate bilden – im Gegensatz zum badenischen Leithakalk – keine Plattformen, sondern kommen als einzelne Bänke von bis zu 1 m Mächtigkeit innerhalb siliziklastischer Abfolgen vor. Im Arbeitsgebiet können mindestens fünf siliziklastische Zyklen, die jeweils von einer Kalkbank abgeschlossen werden, unterschieden werden (WINKLER, 1927; KOLLMANN, 1965). Für diese Ablagerungen existierte bis jetzt keine formelle lithostratigraphische Bezeichnung. Sie werden hier als Waltra-Member innerhalb der Gleisdorf-Formation bezeichnet (siehe Kapitel 5.1.). Die sarmatischen Ablagerungen werden von einer Silt-Bank mit häufig *Congerina* sp. und ?brackischen Flachwassersanden des Pannonium A/B überlagert.

2.1.

Lithofaziestypen

Innerhalb der siliziklastisch-karbonatischen Zyklen können folgende Faziestypen unterschieden werden (Abb. 3, 4):

T: Massiger bis laminiertes Silt

Die Kalkbänke des jeweils vorhergehenden Zyklus werden durch feinkörnige Siliziklastika überlagert. Die Grenzfläche ist scharf und

Abb. 4. Lithologisches Detailprofil und fazielle Interpretation eines einzelnen Sedimentationszyklus (= Parasequenz). Waltra-Member bei St. Anna am Aigen. Die Buchstaben beziehen sich auf die im Text beschriebenen Lithofaziestypen.

zeigt keinerlei Hinweise einer Erosion oder Aufarbeitung des unterlagernden Kalkes. Der Silt ist massig bis – häufiger – laminiert. Untergeordnet tritt Linsenschichtung auf, Bioturbation wurde lokal beobachtet. Diese Fazies enthält im Normalfall weder Mikro- noch Makrofossilien. Selten tritt eine spärliche Foraminiferen-Fauna auf. Neben *Ammonia beccarii* (LINNÉ) und kleinen Exemplaren von *Criboelphidium granosum* (d'ORBIGNY) fallen Kümmerformen von *Fursenkoina acuta* (d'ORBIGNY) auf.

U: Rippelgeschichtete Silt-Sand-Wechselagerung

Fazies T geht kontinuierlich in eine Silt-Sand-Wechselagerung über. Die wenige cm dicken Sandlagen, deren Häufigkeit und Mächtigkeit gegen das Hangende zunimmt, zeigen eine scharfe Basis sowie Flaser- und combined-flow Rippelschichtung. Die Rippelkämme streichen etwa NNW–SSE (Abb. 5). Fossilien wurden nicht beobachtet.

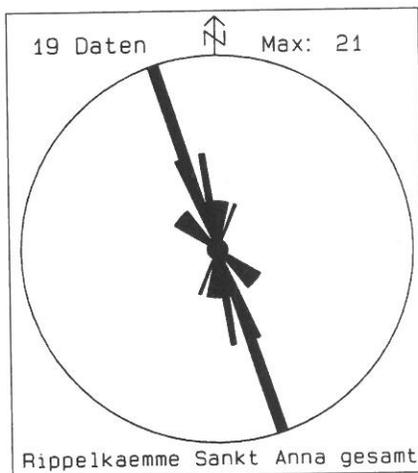


Abb. 5. Orientierung der Streichrichtungen der Rippelkämme. St. Anna am Aigen (Sammeldiagramm).

V: Massiver bis laminiertes, mäßig sortierter Sand

Die vorhergehende Fazies wird mit kontinuierlichem Übergang von mäßig sortiertem, relativ grobkörnigem Sand überlagert. Obwohl primäre Sedimentstrukturen auf den ersten Blick zu fehlen scheinen, zeigt eine genauere Untersuchung das Vorhandensein einer undeutlichen Parallel-Lamination. Lokal wurde Biotur-

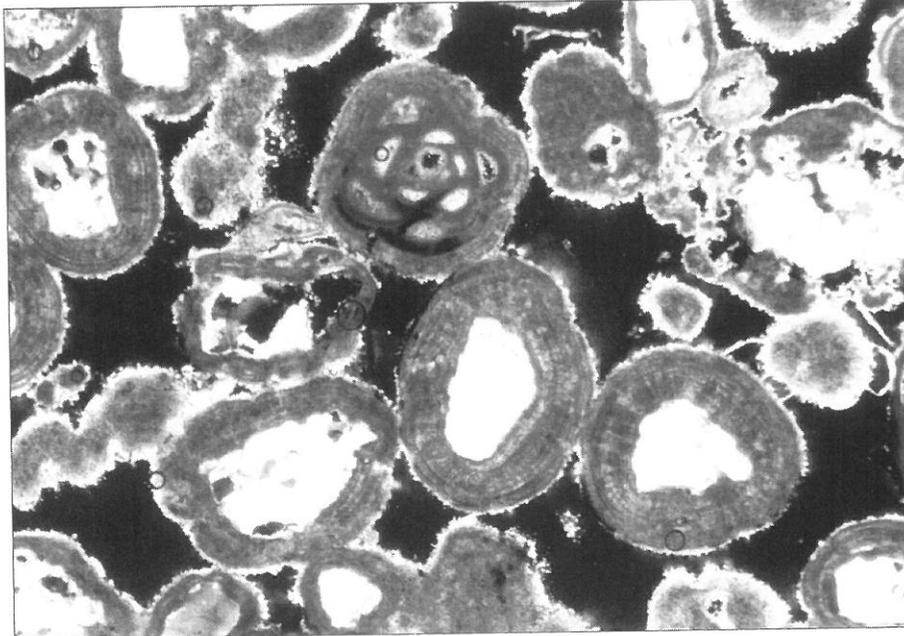


Abb. 6. Lithofazies Y, Ooid-Grainstone. Die Ooid-Kalke stellen den transgressiven Abschluß eines jeden Sedimentationszyklus dar. St. Anna am Aigen. Dünnschliff-Photo. Bildausschnitt 4 x 6 mm.

bation beobachtet. In geringem Umfang können Schill-Lagen auftreten. Diese Fazies ist in einigen Profilen nur von untergeordneter Bedeutung.

W: Schill-Lagen innerhalb von massigem, fossilführendem Sand

Fazies V wird von massigem Sand mit Molluskenschalen und häufigen Schill-Lagen überlagert. Die mittlere Korngröße entspricht der liegenden Fazies oder ist etwas geringer. Sie kann gegen das Hangende abnehmen. Die einzelnen Schill-Lagen sind 1 bis 15 cm dick. Sowohl Basis als auch Top sind scharf. Dickere Lagen sind deutlich amalgamiert. Innerhalb dieser Lithofazies ist ein Wechsel von vorwiegend Bivalven im Liegenden zu vorwiegend Gastropoden im Hangenden zu beobachten.

X: Planar bis trogförmig kreuzgeschichteter Grobsand (Rinnenfüllungen)

Fazies V und W können lateral durch relativ groben, planar bis trogförmig kreuzgeschichteten Sand ersetzt werden, der als Rinnenfüllung interpretiert wird. Die Basis ist erosiv. In einem Fall wurde ein in Fazies U eingeschnittener, steiler (senkrechter bis leicht unterschichteter) Prallhang beobachtet (Abb. 4). Das Rinnentiefste führt häufig Siltgerölle, die vom Prallhang stammen, innerhalb von massigem Sand. Im Hangenden dominiert flache trogförmige Kreuzschichtung. Lateral (= am Gleithang) tritt planare Kreuzschichtung auf. Fossilien (Schill) sind selten.

Y: Kalkbänke

Die Sedimentationszyklen werden jeweils durch eine Kalkbank abgeschlossen. Basis und Top sind scharf. Innerhalb der Kalkbänke können drei Mikrofazies unterschieden werden. Am häufigsten tritt ein Ooid Grainstone auf (Abb. 6). Die Ooide sind tangential. Als Kern dienen detritische Quarzkörner, Foraminiferen (diverse Milioliden, *Sinzowella novorossica* [KARRER & SINZOW], selten Elphidien), sowie Molluskenschill. Der Durchmesser der Ooide beträgt zwischen 0,5 und 1 Millimeter.

In einer zweiten Mikrofazies (Foraminiferen Ooid Grainstone) sind die Foraminiferen (vorwiegend Milioliden und *Spirolina austriaca* [d'ORBIGNY]) von einem dünnen Cortex, der aus nur wenigen Laminae besteht, umgeben (Einfachooide). In vielen Fällen fehlt dieser Cortex überhaupt.

Onkoid Packstone und Grainstone bildet die dritte Mikrofazies Foraminiferen, Molluskenschill und Quarzkörner, aber auch Ooide, sind von einer kalkigen, laminierten bis columnaren, biogenen Kruste umgeben. Gelegentlich sind diese Onkoide auch miteinander verwachsen.

Alle drei Mikrofazies können geringe Mengen an Mollusken-Schill sowie ganze Bivalven und Gastropoden enthalten. Innerhalb einer Kalkbank kann ein Wechsel von Onkoid Packstone an der Basis über Onkoid Grainstone und Ooid Grainstone zu Foraminiferen Ooid Grainstone erfolgen.

Z: Kreuzgeschichteter, feinkiesiger Grobsand

Einige isolierte Aufschlüsse zeigen feinkiesigen Grobsand mit trogförmiger Kreuzschichtung. Kiesgerölle und selten Kohle (Äste und kleine Stämme) sind an der Basis der Tröge (Rinnen) konzentriert. Da diese Fazies nur in isolierten Aufschlüssen beobachtet werden konnte, bleibt ihre Stellung innerhalb des Profils fraglich. Eine enge Verbindung zu Fazies X wird angenommen. Die Orientierung der Leebblätter deutet auf NW-SE-Transport hin (Abb. 7).

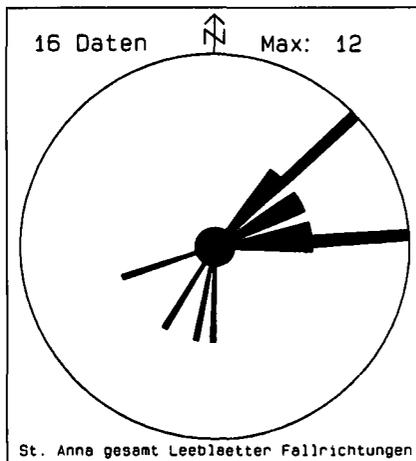


Abb. 7. Orientierung der Einfallrichtungen der Leebblätter. Lithofazies Z (Grobsand bis Feinkies mit trogförmiger Schrägschichtung), St. Anna am Aigen (Sammeldiagramm).

2.2. Mikrofauna

Mikrofossilien kommen, außer in den Kalkbänken, besonders in den Schill-Lagen der Fazies W, daneben auch seltener in den Sanden der Fazies V vor. Es wurden folgende Arten beobachtet: *Ammonia* ex gr. *parkinsonia-tepida* (die beiden Morphotypen wurden bei der Bestimmung nicht unterschieden), *Aubignyna perlucida* (HERON-ALLEN & EARLAND), *Bolivina* cf. *plicatella mera* CUSHMAN & PONTON, *Bolivina spathulata* (WILLIAMSON), *Bolivina* cf. *sagittula* DIDKOVSKIJ, *Bullimina* ex gr. *elongata-echinata*, *Criboelphidium granosum* (d'ORBIGNY), *Elphidium aculeatum* (d'ORBIGNY), *Elphidium flexuosum grilli* PAPP, *Elphidium glabrum* BYSTRICKA, *Elphidium incertum* (WILLIAMSON), *Fissurina saccula* (FORNASINI), *Sinuloculina consobrina* (d'ORBIGNY), *Spirolina austriaca* (d'ORBIGNY) [zumeist als Steinkerne, in Facies V].

Ammonia tepida ist eine Flachwasserart mit einer großen Toleranz für reduzierte Salinität. Sie bevorzugt Lebensräume mit hohem Anteil an organischem Material und geringem Sauerstoffgehalt, während *A. parkinsonia* eher kaltes, klares, gut durchlüftetes Wasser bevorzugt (RUPP, 1986; JORISSEN, 1988). Beide Morphotypen sind relativ selten. *Criboelphidium granosum* forma *lidoense*, welches der dominierende Morphotyp ist, bevorzugt ein sehr flaches, ruhiges, gut durchlüftetes Environment mit hohem Sand-Anteil, wenig organischem Material und einem hohen Prozentsatz an verfügbarem Calciumcarbonat (JORISSEN, 1988).

Elphidium incertum ist ebenfalls eine Flachwasserart und bevorzugt mit Seegras bewachsene Standorte (HAGEMAN, 1979). In den obersarmatischen Ablagerungen des Steirischen Beckens ist sie eher selten.

Die Elphidien treten sowohl in den Schill-Lagen der Fazies W als auch in den Sanden der Fazies V auf. In letzteren bilden sie oft, gemeinsam mit *Spirolina austriaca* (d'ORBIGNY), die einzigen Faunenelemente. In Proben mit einem höheren Anteil an *Ammonia* sp. treten sie stark zurück.

Eine Probe aus Fazies T direkt über der Maximum Flooding Surface (siehe Kap. 2.4.) führt *Sinuloculina consobrina* (d'ORBIGNY), *Elphidium flexuosum grilli* PAPP, *Fursenkoina acuta* (d'ORBIGNY) [Kümmerformen], *Cibicides lobatulus* (WALKER & JACOB), *Fissurina saccula* (FORNASINI), *Bolivina* cf. *plicatella mera* CUSHMAN & PONTON und *Bolivina moldavica* CICHÁ & ZAPLETA-LOVA, sowie *Callistocythere egregia* (MEHES).

Fursenkoina acuta ist eine stenohaline Art und bevorzugt normal marine Bedingungen. Sie tritt normalerweise nur noch im Unteren Sarmatium auf und ist dort gegenüber den im euhalinen Milieu lebenden Formen verkümmert (BRESTENSKA, 1974).

Daneben wurden, besonders in Fazies V und W, folgende Ostracoden-Arten beobachtet: *Argilloecia sarmatica* JIRICEK, *Aurila notata* (REUSS), *Aurila* cf. *mehesi* (ZALANI), *Callistocythere egregia* (MEHES), *Cyamocytheridea leptostigma leptostigma* (REUSS), *Cyamocytheridea leptostigma foveolata* KOLLMANN, *Cyprideis pannonica* (MEHES), *Hemichtheria omphalodes omphalodes* (REUSS), *Loxococoncha kochi* (MEHES), *Miocyprideis janoscheki* KOLLMANN.

Sowohl die Foraminiferenfauna als auch die Ostracodenfauna bestätigen die bisherige Einstufung ins Obere Sarmatium (*granosum*-Zone; BRESTENSKA, 1974; CERNAJSEK, 1974). Ähnliche Foraminiferen-Assoziationen werden rezent in Ästuarien gefunden und spiegeln reduzierte Salinität wider.

2.3. Diagenese

Der Zementationsgrad der Sande hängt sehr stark vom Fossilgehalt und vom Anteil an Feinklastika, sowie von der Lage im Profil ab. Gut zementiert sind fast ausschließlich gut sortierte Sande mit einem erhöhten Gehalt an Foraminiferen und Mollusken direkt im Liegenden der Kalkbänke. Aragonitische Gastropoden- und Bivalvenschalen sind in den Kalksteinbänken, im Gegensatz zu den Schill-Lagen, meist gelöst. Sie wurden zuvor von dünnen Mikritkrusten überzogen. Diese Krusten sind im Lösungshohlraum von gleichkörnigem bis blattförmigem (bladed) Sparit überwachsen. Gelegentlich bleibt ein zentraler Porus. Im Inneren der Gastropoden sind die Mikritkrusten von etwas größerem, blattförmigem Sparit überzogen. Auf diesen folgt häufig ein drusiger Zement. Ein zentraler Hohlraum ist ebenfalls möglich. Oft wird eine geopetale Füllung der Gastropoden beobachtet. In einigen Bänken sind die Mollusken nur noch in Form von Steinkernen ohne nachträgliche Zementation der Lösungshohlräume der Schalen vorhanden.

2.4. Diskussion

Die gemischt siliziklastisch-karbonatischen Sedimentationszyklen von St. Anna am Aigen spiegeln eine zunehmende Verflachung des Ablagerungsmilieus wider. Diese wird von einer generellen Zunahme der mittleren Korngröße begleitet, gefolgt von einer leichten Abnahme direkt unter den Kalkbänken. Die Foraminiferenfauna sowie die Faziesabfolge legt den Gedanken an ein Ästuarium nahe (vgl. DALRYMPLE et al., 1992). Leider entziehen sich die angrenzenden Faziesbereiche einer Untersuchung. Gegen (Süd-)Osten ist die Grenze des Arbeitsgebietes mit der

Staatsgrenze vorgegeben, gegen Nordosten tauchen die sarmatischen Schichten unter pannone Schotter ab, gegen Westen sorgt das breite Gleichenberger Tal für eine relative Isolierung der obersarmatischen Ablagerungen um St. Anna. Darüberhinaus gilt zu berücksichtigen, daß Foraminiferen-Assoziationen mit einer Dominanz von *Criboelphidium granosum* bzw. *Ammonia* ex gr. *beccarii*, wie sie für Ästuararien charakteristisch sind, im Oberen Sarmatium (*granosum*-Zone!) der gesamten Zentralen Paratethys vorkommen (siehe BRESTENSKA, 1974).

Der massige bis laminierte Silt (Fazies T) wurde unter niederenergetischen Bedingungen unter der Sturmwellenbasis im Offshore-Bereich abgelagert. Zunehmende Linsenschichtung charakterisiert den Übergangsbereich zwischen Offshore und Shoreface. Rippelgeschichtete sandige Lagen in Fazies U werden als Sturmlagen im Lower Shoreface interpretiert. Aufgrund der generell niederenergetischen Bedingungen fehlt Hummocky Cross Stratification. Der massige bis parallel-laminierte Sand von Fazies V wurde am Upper Shoreface unter niederenergetischen Bedingungen abgelagert (vgl. HOWARD & REINECK, 1981) und repräsentiert die meeresseitige Barriere des Ästuariums (DALRYMPLE et al., 1992). Die Küste war etwa NNW-SSE orientiert. Diese Fazies wird von massigem, fossilführendem Sand mit häufigen Schill-Lagen (Fazies W) überlagert, welcher als Ablagerung der zentralen Lagune oder Bucht interpretiert werden kann. Die Schill-Lagen repräsentieren Sturmereignisse. Sowohl Fazies V als auch W können lateral von eingeschnittenen Rinnen (Fazies X = Tidal Inlet) ersetzt sein.

Einige der Zyklen sind durch Einschaltungen von feinkiesigem Grobsand mit trogförmiger Kreuzschichtung (Fazies Z) charakterisiert. Ihre genaue Lage im Profil ist unklar. Diese Sande werden als die Sedimente von Verteiler-Rinnen eines Fluß-dominierten, progradierenden Deltas interpretiert (Bay-Head Delta).

Die Kalkbänke (Fazies Y) stellen transgressive Ablagerungen dar. Ihre scharfe Basis ist eine Transgressionsfläche, die in manchen Fällen als Ravinement-Fläche ausgebildet ist. Onkoid Packstone charakterisiert die beginnende Transgression. Eine flache Lagune wird zunächst mit Kalkschlamm und Onkoiden gefüllt. Gleichzeitig bildet sich meerwärts eine Onkoid/Ooid Barre. Bei zunehmender Transgression wandert diese Barre landwärts über die Lagune. Onkoid Packstone wird von Onkoid Grainstone und Ooid Grainstone überlagert. Der Foraminiferen Ooid Grainstone spiegelt bereits niedrigere hydraulische Energiebedingungen bei zunehmender Wassertiefe wider. Die Karbonatproduktion konnte schließlich mit der Zunahme der Wassertiefe nicht mehr mithalten, und die Ooid-Barren „ertranken“. Sie werden mit scharfer Grenze (Maximum Flooding Surface) von Offshore Sedimenten abgelagert.

Die enge Beziehung zwischen Onkoiden und Ooiden legt nahe, daß Mikroorganismen auch an der Bildung der Ooide wesentlich beteiligt waren. Die endemische Mollusken- und Foraminiferen-Fauna sowie das Fehlen von normal marinen Organismen (z.B. planktische Foraminiferen, Seeigel) indizieren für das Obere Sarmatium (*granosum*-Zone) eine starke Reduktion der Salinität (PAPP, 1963a; siehe auch Diskussion der klimatischen und Salinitäts-Bedingungen anhand des Biostroms von Grafenberg, Kapitel 3.7.). Andererseits sind weitverbreitete Ooidbänke aus einem brackischen Milieu bisher unbekannt (RICHTER, 1983). Durch die Transgression kann beinahe normales Meerwasser in die Randbuchten der Paratethys gelangt sein und somit die Ooidbildung ermöglicht haben.

Fursenkoina acuta (d'ORBIGNY) bevorzugt nach BRESTENSKA (1974) ein euhalines Milieu und tritt in der Regel nur noch im Unteren Sarmatium in kümmerformen auf. Im Arbeitsgebiet wurden Kümmerformen dieser Foraminifere mitunter in den Feinklastika direkt über einer Kalkbank gefunden, was als weiterer Hinweis auf den Influx von relativ normal marinem Wasser während der Transgression gewertet werden kann.

Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopen-Untersuchungen an melanopsiden Gastropoden aus Rumänien und dem ehemaligen Jugoslawien (GEARY et al., 1989) deuten eher auf stabile Salinitätsbedingungen denn auf eine zunehmende Verbrackung während des Oberen Sarmatium hin. Die absoluten Werte lassen dabei sowohl eine marine als auch eine brackische Interpretation zu.

Obwohl autozyklische Prozesse (z.B. Verlagerung von Deltaloben) eine nicht zu unterschätzende Rolle spielten, wurde die Faziesverteilung hauptsächlich durch relative Meeresspiegelschwankungen kontrolliert. Sequenzgrenzen im Sinne des EXXON-Modells (VAN WAGONER et al., 1988) sind nicht ausgebildet, ebenso fehlen Parasequenzen innerhalb der Sedimentationszyklen. Die Zyklen, die einen Zeitraum von etwa 80.000 Jahren repräsentieren, stellen somit Parasequenzen (MITCHUM & VAN WAGONER, 1991) bzw. Punctuated Aggradational Cycles (GOODWIN & ANDERSON, 1985) dar. Die Lithofaziestypen können mit einzelnen Phasen eines Meeresspiegel-Zyklus vierter Ordnung (sensu MITCHUM & VAN WAGONER, 1991) bzw. fünfter Ordnung (sensu CARTER et al., 1991) korreliert werden. Feinklastische Offshore-Sedimente wurden im Anschluß an eine Transgression während des frühen Meeresspiegel-Hochstandes abgelagert. Die Sande des Upper Shoreface entsprechen dem späten Meeresspiegel-Hochstand bis frühen Tiefstand. Während des späten Hochstandes konnten deltalische Sedimente progradieren. Eine Grenze zwischen Hochstand- und Tiefstandsedimenten kann nicht gezogen werden, da der relative Meeresspiegel-Abfall keine signifikante Verlagerung der Faziesbezirke (mit Ausnahme der lokalen Bay-Head Delta-Progradation) nach sich zog. Die Kalkbänke kamen während der transgressiven Phase zur Ablagerung, wenn terrigene Siliklastika in einer weiter landwärtigen Küstenebene gespeichert wurden. Ihre Basis ist eine Transgressionsfläche, die lokal als Ravinement-Fläche ausgebildet sein kann, ihr Top ist eine marine Flutungsfläche (Maximum Flooding Surface), die als Parasequenzgrenze fungiert.

3. Grafenberg

Der ehemalige Steinbruch von Grafenberg befindet sich etwa 7 km nördlich von Hartberg am Nordrand des Steirischen Beckens (Abb. 1, 8). Bereits WINKLER v. HERMADEN (1952) erwähnte die schlechten Aufschlußverhältnisse. Zu Beginn der 70-er Jahre wurde der Aufschluß, der heute nicht mehr zugänglich ist, von Dr. H.-L. HOLZER (Graz) dokumentiert und beprobt. Erste Ergebnisse finden sich in einem Exkursionsführer (HOLZER in FLÜGEL, 1972). Die hier präsentierte Neubearbeitung beruht vorwiegend auf von Dr. H.-L. HOLZER zur Verfügung gestellten Unterlagen und Proben, die am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Graz verwahrt werden, sowie auf der älteren Literatur (BRANDL, 1931; WINKLER v. HERMADEN 1952). Abb. 9 gibt einen Überblick über die Lage der Profile und Probennahmepunkte. Ein schematisches Profil ist in Abb. 10 dargestellt. Vom Liegenden ins Hangende können folgende Einheiten unterschieden werden:

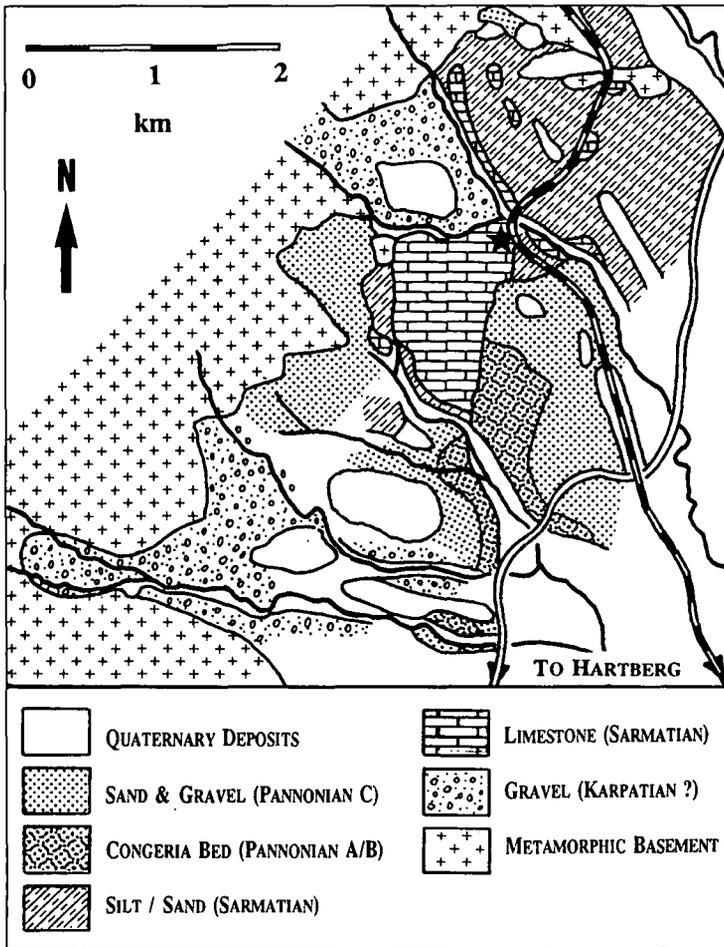
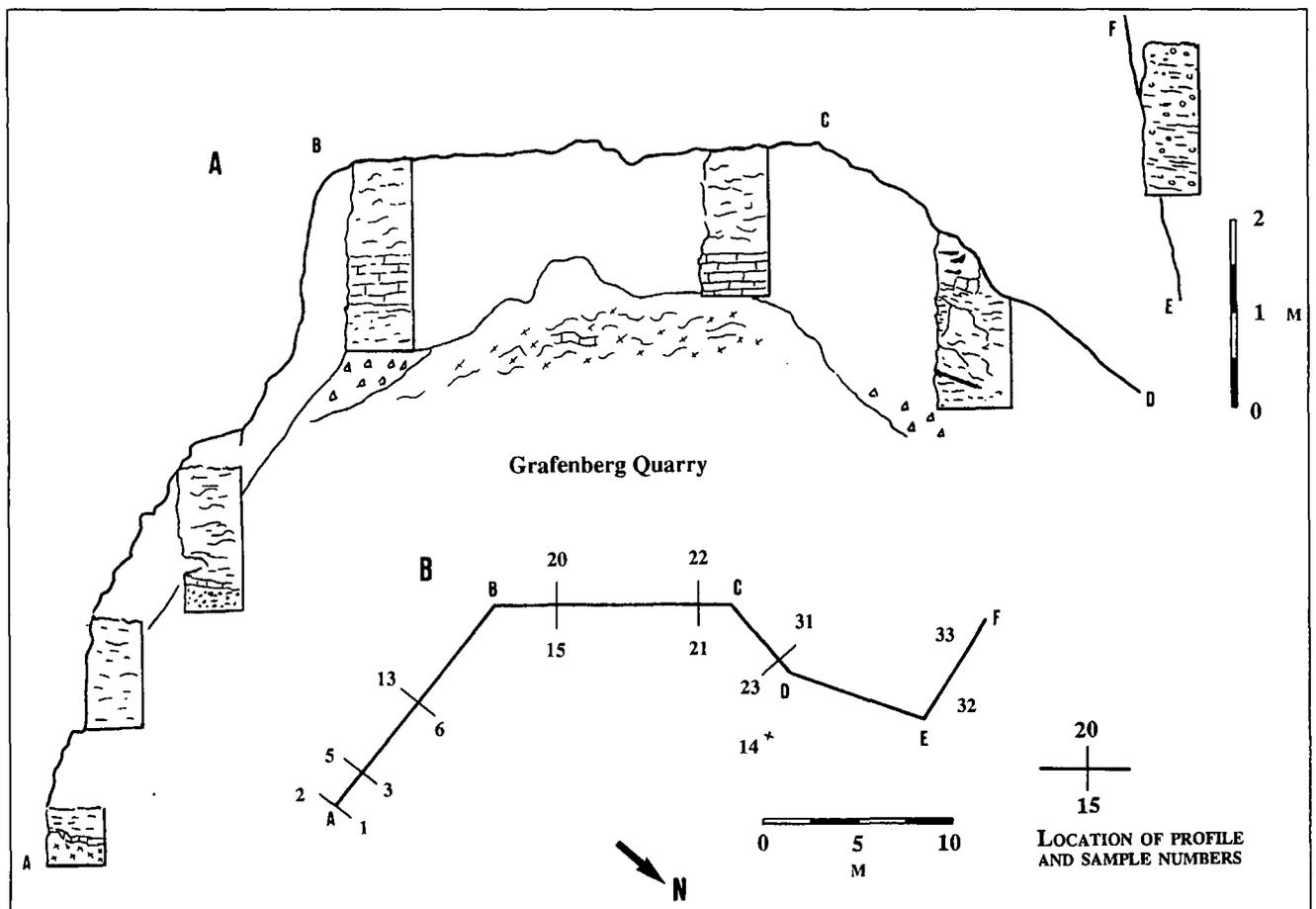


Abb. 8.
Geologische Karte der Umgebung von Grafenberg (umgezeichnet nach BRANDL, 1980; *Congeria*-Horizont nach WINKLER v. HERMADEN, 1952).
Die Lage des Steinbruches ist durch einen Stern markiert.

- Metamorphes Basement und Transgressionskonglomerat
 - Unteres Serpuliden - Bryozoen - Foraminiferen-Bioström (0.5–1 m)
 - Mikrobialit (1 m)
 - Oberes Serpuliden - Bryozoen - Foraminiferen-Bioström (1.5 m)
 - Ooid-Kalk (Grainstone) (> 1.5 m)
 - Siliziklastische Sedimente
- Bisher stand für dieses Buildup kein formaler lithostratigraphischer Name zur Verfügung. Es wird hier als Grafenberg-Member innerhalb der Gleisdorf-Formation definiert (siehe Kapitel 5.3.).

Abb. 9.
Schematischer Grundriß des Steinbruches Grafenberg mit Lage der beprobten Profile.
Umgezeichnet nach HOLZER (unveröff. Daten). ▼▼▼



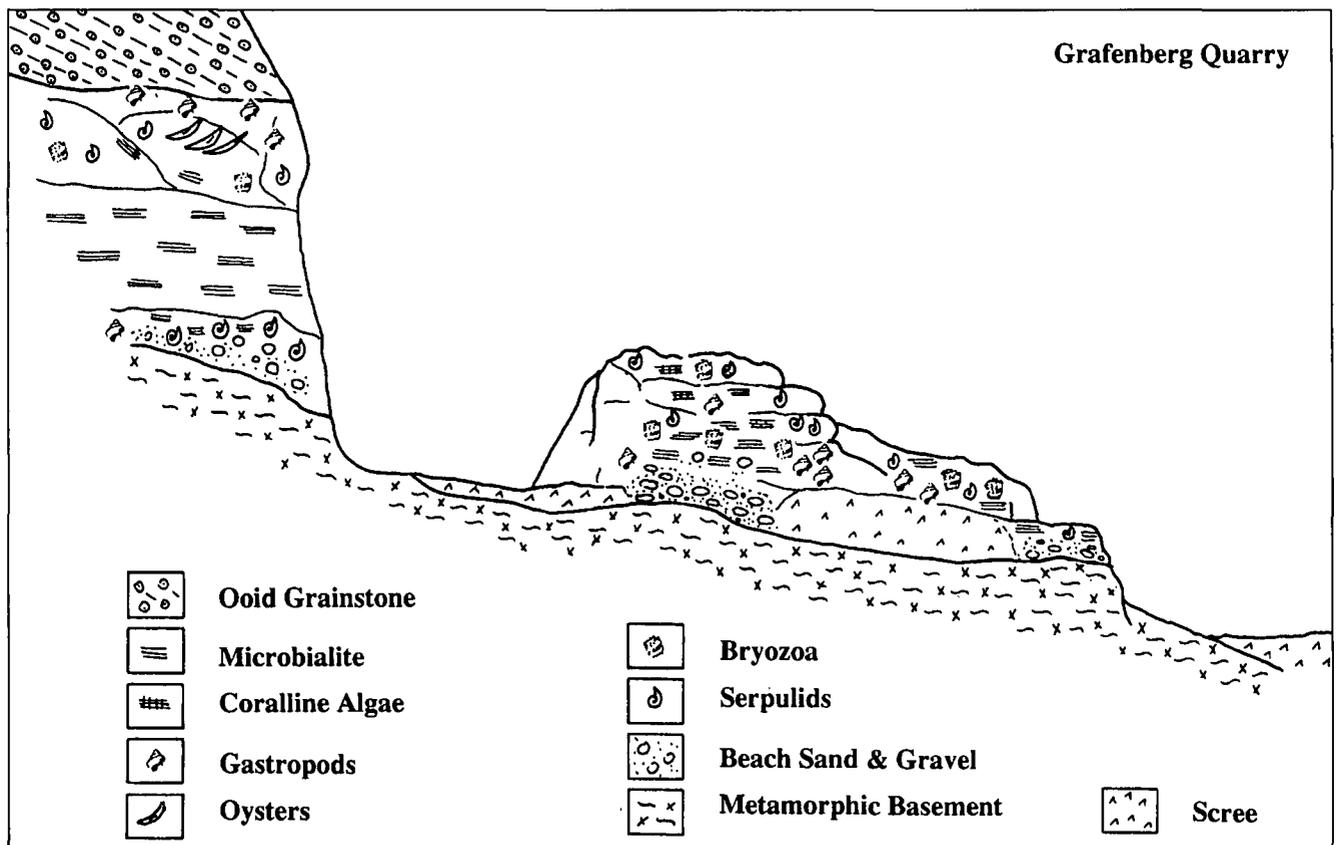


Abb. 10. Schematisches Sammelprofil durch das Buildup von Grafenberg. Über einem in metamorphe Gesteine des Waldbach-Kristallin eingeschnittenen Kliff liegen zwei Biostrome, die durch einen Mikrobialit getrennt sind. Mit scharfer Basis (Ravinement-Fläche) folgt darüber schrägschichteter Ooid-Grainstone. Umgezeichnet nach HOLZER (unveröff. Daten).

3.1. Metamorphes Basement und Transgressionskonglomerat

Das kristalline Basement des Grafenberg Buildups gehört zum unterostalpinen Waldbach Komplex (NEUBAUER et al., 1992). Jener besteht aus phyllitischen Glimmerschiefern an der strukturellen Basis, Hornblende-Orthogneis, verschiedenen Amphiboliten, dünnen Lagen von Granatglimmerschiefer und Quarzit. Im Steinbruch standen vorwiegend stark verwitterter Glimmerschiefer und Hornblendegneis an.

Die Oberfläche des metamorphen Untergrundes zeigt ein ausgeprägtes Relief. Im Steinbruch von Grafenberg war ein Kliff ausgebildet (WINKLER v. HERMADEN, 1952). Das Basement wird von einem Transgressionskonglomerat überlagert. Obwohl die Gerölle aus der unmittelbaren Umgebung stammen, sind sie mäßig bis gut gerundet. Die Siliziklastika sind karbonatisch zementiert. Einige Gerölle sind von Serpuliden, Bryozoen und der Foraminifere *Sinzwella caespitosa* (STEINMANN) umkrustet.

Zwischen Transgressionskonglomerat und dem untersten Biostrom besteht ein kontinuierlicher Übergang. Zwischengeschaltete siliziklastische Lagen sind im gesamten Buildup zu finden.

3.2. Unteres und oberes Serpuliden-Bryozoen-Foraminiferen-Biostrom

Beide Biostrome, die durch einen Mikrobialit getrennt sind, zeigen ähnliche Fazies. Serpuliden, Bryozoen und in-

krustierende Foraminiferen bildeten ein starres Gerüst (Abb. 11). In den Zwischenräumen sammelten sich sowohl biogener Debris (Bivalven- und Gastropoden-Schill, miliolide Foraminiferen, Ostracoden, Dasycladaceen-Fragmente, Corallinaceen-Debris) als auch terrigene Siliziklastika (Wackestone und Packstone). Das biogene Gerüst wurde durch Mikrobienmatten unterstützt. Ähnliche Faunenassoziationen finden sich auch im Wiener Becken (KAMPTNER, 1942) und in der Östlichen Paratethys

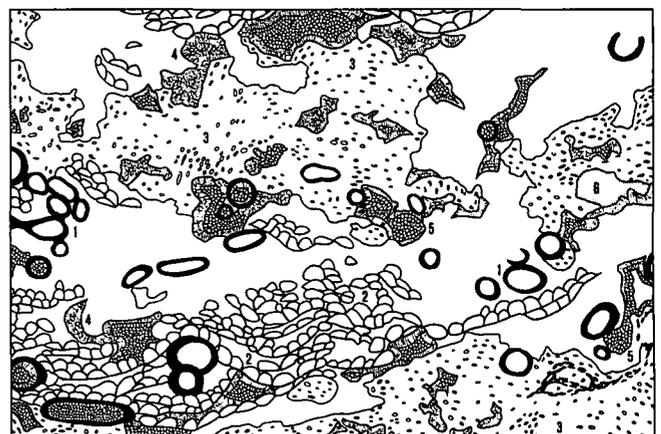
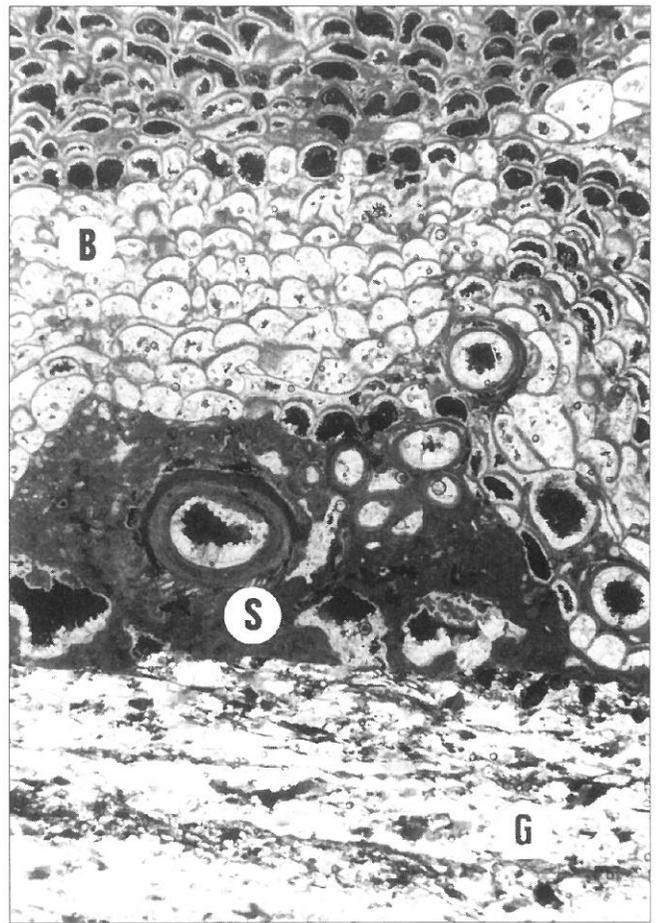


Abb. 11. Die Biostrome sind durch ein Gerüst von Serpuliden (1), Bryozoen (2) und der inkrustierenden Foraminifere *Sinzwella caespitosa* STEINMANN (3) charakterisiert. Hohlräume sind mit blattförmigem Zement (4), drusigem Calcit (5) oder Mikrit (6) verfüllt. Umgezeichnet nach Dünnschliff GR16, Bildausschnitt 10 x 15 mm.

Abb. 12.
Serpuliden (S) und Bryozoen (B) überkrusten ein terrigenes Geröll (G)
und bilden ein Macroid.
Probe GR09.
Dünnschliff-Photo, gekreuzte Nicols, Bildausschnitt 8 × 12 mm.



(GILLET & DERVILLE, 1931; Beiträge in PAPP et al., 1974; BAGDASARYAN, 1983).

Serpuliden [z.B. *Hydroites pectinata* (PHILLIPPI); HOLZER in FLÜGEL, 1972] wuchsen sowohl auf terrigenen Geröllen als auch auf Bryozoen-Matten (Abb. 12). Sie bildeten meist einzelne Röhren. Andererseits inkrustierten sie weder die Foraminifere *Sinowella caespitosa* (STEINMANN), noch wuchsen sie auf Mikrobematten. Letztere bildeten zu Lebzeiten kein geeignetes Substrat für die Serpuliden. Nur in einem Fall wurden Serpuliden auf einem subsphärischen, stromatolithischen Lithoherm beobachtet, das allerdings zum Zeitpunkt der Inkrustierung wahrscheinlich bereits abgestorben gewesen war (Abb. 13). Die Serpuliden-Röhren zeigen häufig ein Geopetalgefüge.

Zusammen mit den Serpuliden bilden cheilostomate Bryozoen (z.B. *Schizoporella* sp.) den Hauptanteil des Biostrom-Gerüsts. Sie inkrustierten sowohl terrigene Gerölle als auch die Sedimentoberfläche und/oder Mikrobematten und bildeten dadurch ein relativ stabiles Substrat für Serpuliden. Letztere sind häufig wiederum von Bryozoen überkrustet. Die Bryozoen verschmähten für gewöhnlich *Sinowella caespitosa* (STEINMANN) als Untergrund, sind aber häufig von dieser Foraminifere überwachsen (Abb. 11, 16). Selten wurden Makroide mit terrigenen Geröllen als Kern beobachtet (Abb. 12). Bei den Wuchsformen überwiegen membranporifforme Typen. Sie sind charakteristisch für einen litoralen bis sublitoralen Lebensraum mit geringer oder fehlender Sedimentation und hoher Wellenenergie. Diese Bryozoen inkrustieren normalerweise stabile Substrate (PEDLEY, 1976; NELSON et al., 1988). Celliporifforme A Wuchsformen, die ein festes bis biegsames Substrat, gemäßigte Wellenenergie und geringe Sedimentationsraten bevorzugen (NELSON et al., 1988), treten seltener auf. Die individuellen Bryozoen-Lagen sind oft durch Mikrit und feinen Biogenschutt getrennt. Da die Bryozoen bevorzugt in Bereichen mit geringer Sedimentation lebten und somit nicht vom Sediment erstickt werden konnten, scheint das Sediment nachträglich in Hohlräume, die durch den Zerfall organischer Substanz entstanden waren, eingeschwemmt. Die Bryozoen hatten wahrscheinlich mit uncalcifizierten Mikrobematten zu konkurrieren, von denen sie mitunter überwachsen wurden. In einigen Dünnschliffen finden sich auch Kolonien, die von ihrer Unterlage abgelöst sind. Diese könnten inkrustierend auf Macrophyten (Seegrass, Braunalgen) gewachsen sein.

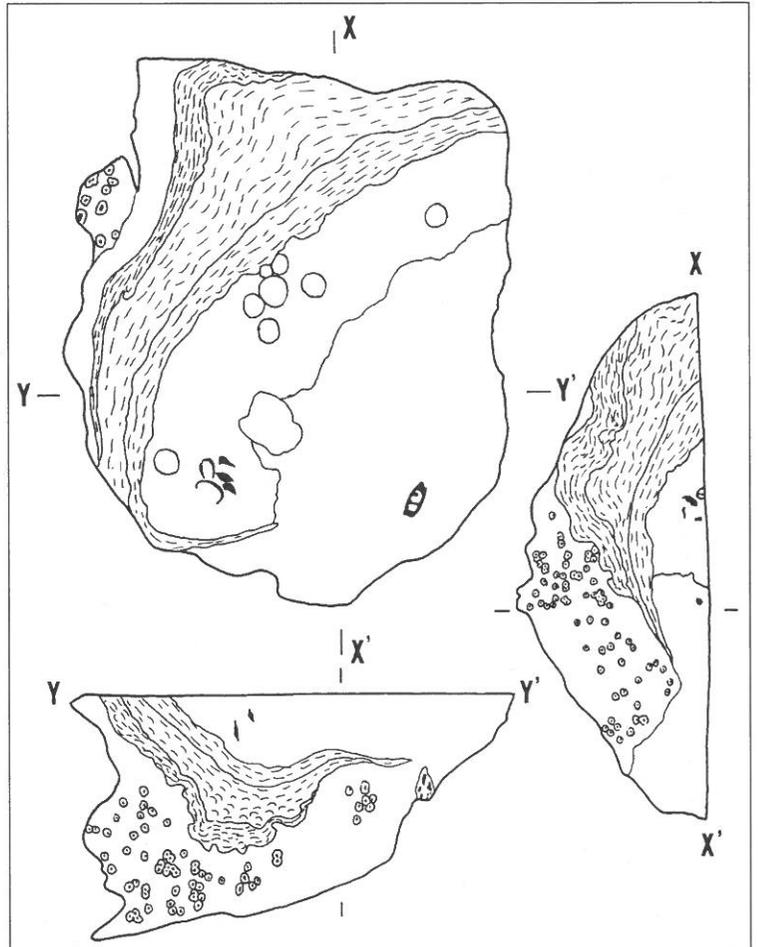


Abb. 13.
Subsphärisches, stromatolithisches Lithoherm, von Serpuliden überkrustet.
Probe GR20, 10 × 10 cm.

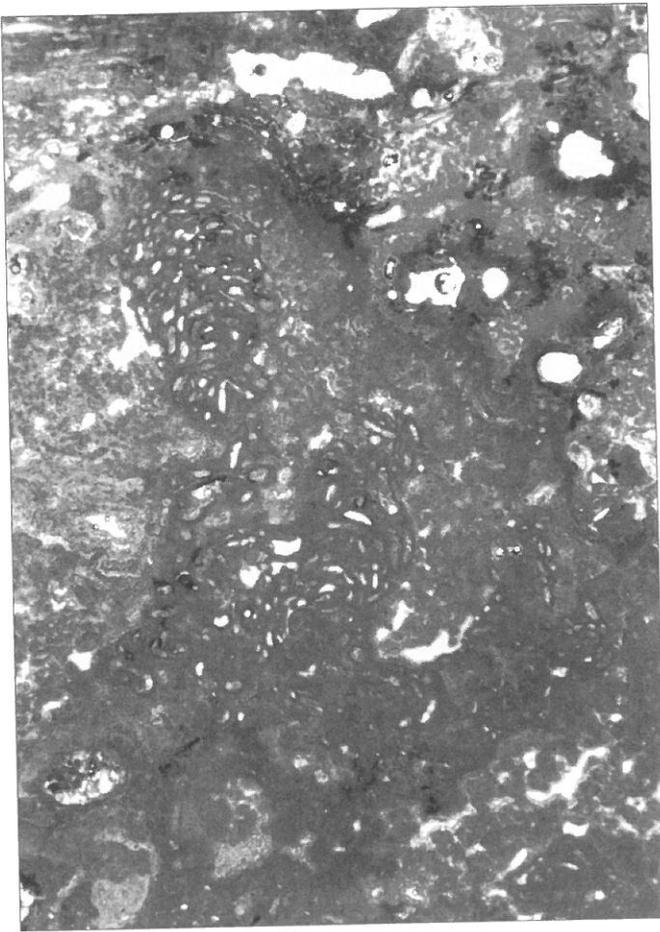


Abb. 14.
Die inkrustierende Foraminifere *Sinzowella caespitosa* (STEINMANN) ist am Aufbau des Biostrom-Gerüsts maßgeblich beteiligt.
Probe GR08/2.
Dünnschliff-Photo, Bildausschnitt 6 × 8 mm.

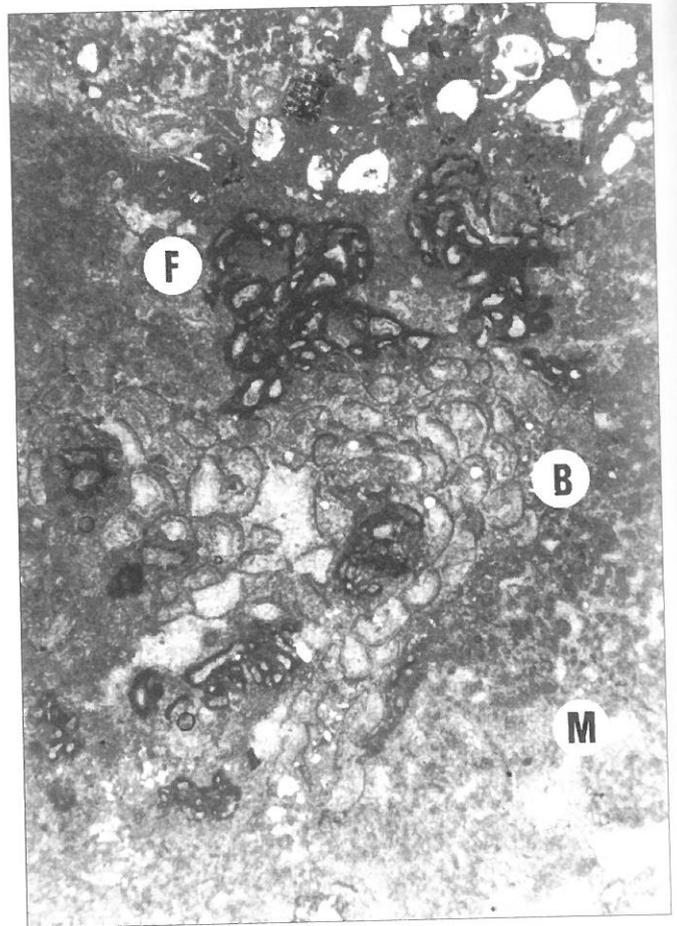


Abb. 16.
Sinzowella caespitosa (F) inkrustierte häufig Bryozoenstöcke (B), wurde aber von letzteren selten als Substrat benützt. Die Foraminifere zeigt nahe Beziehungen zu peloidalen Mikrobenmatten (M).
Probe GR08/2.
Dünnschliff-Photo, Bildausschnitt 6 × 6 mm.

Die inkrustierende Foraminifere *Sinzowella caespitosa* (STEINMANN) bildet einen weiteren Hauptbestandteil des Biostrom-Gerüsts (Abb. 11). Sie zeigt vorwiegend columnare Wuchsformen (Abb. 14). Als Substrat dienten sowohl siliziklastische Gerölle (Abb. 15) als auch Bryozoen (Abb. 16) und Serpuliden. Eine enge Beziehung zwischen Nubecularien und Mikrobenmatten, wie sie in vielen Dünnschliffen auftritt, wurde bereits von MASSARI & DIENI (1983) in jurassischen Sedimenten beobachtet. *Sinzowella caespitosa* (STEINMANN) ist häufig von dichten Mikritkrusten umgeben. Im Sarmatium der Östlichen Paratethys tritt diese Foraminifere als alleiniger Riffbildner auf (GILLET & DERVILLE, 1931).

Benthische Foraminiferen konnten aus den zur Verfügung stehenden Proben nicht geschlämmt werden. Die Dünnschliffe zeigen bevorzugt miliolide Foraminiferen sowie seltener einige Exemplare von *Elphidium* sp. Generell

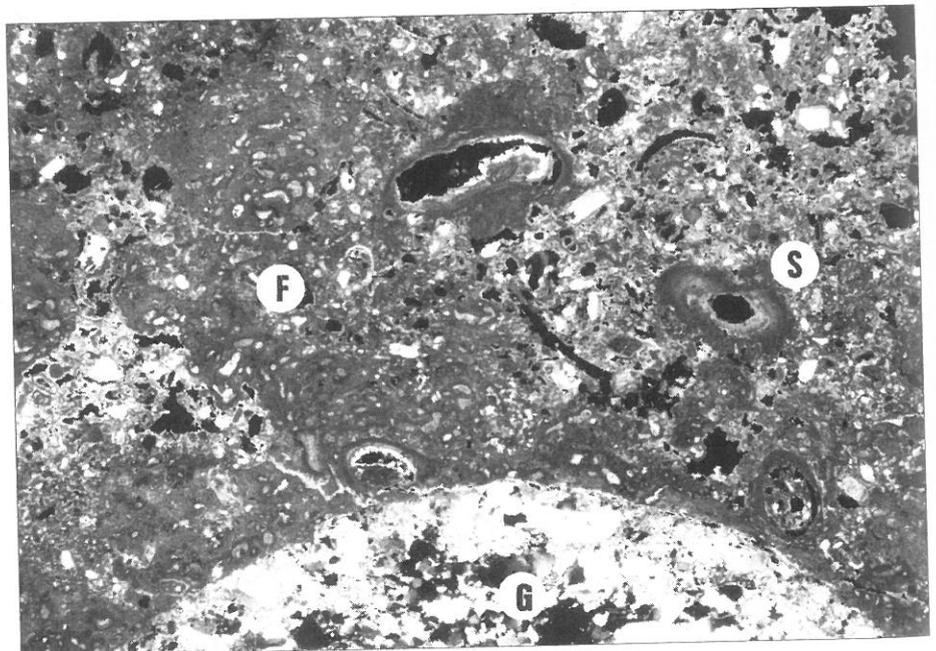
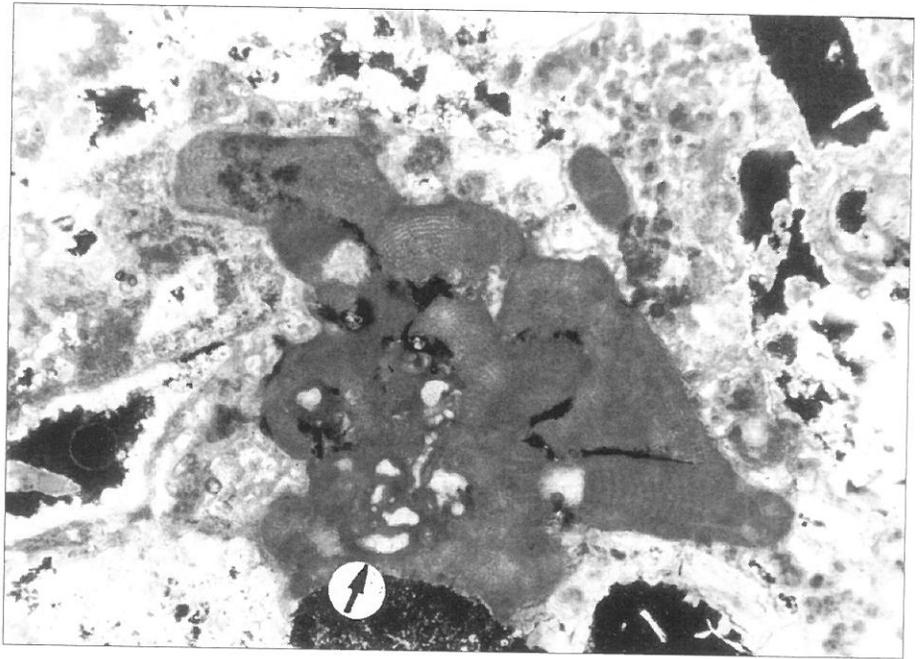


Abb. 15.
Sinzowella caespitosa (STEINMANN) (F) nutzt mitunter auch siliziklastische Gerölle (G) als Substrat. (S) = Serpuliden.
Probe GR11.
Dünnschliff-Photo, gekreuzte Nicols, Bildausschnitt 10 × 15 mm.

Abb. 17.
Beide Biostrome führen mitunter Corallinaceen.
Die Foraminifere *Sinzowella novorossica* (KARRER & SINZOW) [Pfeil] wird hier von der Rotalge *Lithophyllum sarmaticum* KAMPTNER überkrustet.
Probe GR08/2.
Dünnschliff-Photo, gekreuzte Nicols, Bildausschnitt 3 x 4,5 mm.



dürfte sich die benthische Foraminiferenfauna nicht signifikant von derjenigen der übrigen ober-sarmatischen Sedimente unterscheiden (siehe Kapitel 2.2.).

Die ersten Corallinaceen aus dem Sarmatium der Zentralen Paratethys [*Lithophyllum sarmaticum* KAMPTNER und *Melobesia* (*Litholepis*) *carnuntina* KAMPTNER] wurden von KAMPTNER (1942) aus dem Wiener Becken beschrieben. Er erwähnte eine nahe Beziehung zwischen den Algen und *Sinzowella caespitosa* (STEINMANN). Erstere wuchsen bevorzugt in den Zwischenräumen zwischen den einzelnen Kammern der Foraminifere. KAMPTNER (1942) erwähnte auch als erster das Vorkommen von Corallinaceen im „Nubecularienkalk von Reibersdorf“ (= Grafenberg). *Melobesia* (*Litholepis*) *carnuntina* KAMPTNER zeigt enge Beziehungen zur rezenten Art *Mel.* (*Lithol.*) *caspiica* FOSLIE aus dem Kaspischen Meer. Letztere bewohnt einen Lebensraum mit stark reduzierter Salinität (KAMPTNER, 1942). Das Vorkommen anderer sarmatischer Corallinaceen [*Melobesia badji* MASLOV und *Dermatolithon ucrainicum* (MASLOV) in Polen, Podolien, Moldavien und Georgien wurde von PISERA (1985) erwähnt. Die letztere Art wurde auch von BAKALOVA (1988) im Sarmatium von Rumänien, Moldavien und der Ukraine beobachtet.

Weitere Vorkommen von Corallinaceen im Sarmatium (s.l.) der Ukraine erwähnt BAGDASARYAN (1983). *Lithophyllum*

(*Dermatolithon*) *ucrainicum* MASLOV wird von BECKMANN & BECKMANN (1966) aus euhalinen, sublittoralen Sedimenten des Oberen Miozän oder Plio-Pleistozän Cubas beschrieben. *Dermatolithon* ist ein Synonym zum gültigen Genus *Titanoderma* (BRAGA et al., 1993).

In den untersuchten Dünnschliffen tritt vorwiegend *Lithophyllum sarmaticum* KAMPTNER auf. Diese Alge wurde allerdings nie gemeinsam mit *Sinzowella caespitosa* (STEINMANN) gefunden. Stattdessen bildete sie Äste und Krusten auf dem Sediment und/oder auf Mikrobenmatten. In den Dünnschliffen wurden Fragmente dieser Äste und Krusten sowie globulare Wuchsformen (Durchmesser bis wenige Millimeter) beobachtet. In einem Fall umkrustete diese Alge die Foraminifere *Sinzowella novorossica* (KARRER & SINZOW) und bildete ein komplexes, globulares Gebilde (Abb. 17). Daneben kommen Krusten von *Titanoderma ucrainica* (MASLOV) vor.

Gelegentlich wurde in den Wackestones und Packstones der Zwickelfüllungen innerhalb des Biostrom-Gerüsts Dasycladaceen-Debris (*Cymopolia* sp., HOLZER in FLÜGEL, 1972) gefunden (Abb. 18). MALECKY (1974) nimmt für eine vergleichbare Dasycladaceen-Flora aus Polen ein warmes (aber wahrscheinlich nicht mehr subtropisches) Klima und reduzierte Salinitätsbedingungen an.

Ostracoden sind in den Dünnschliffen selten zu beobachten.

BRANDL (1931) erwähnte folgende, zumeist endemische Mollusken-Arten aus der Umgebung

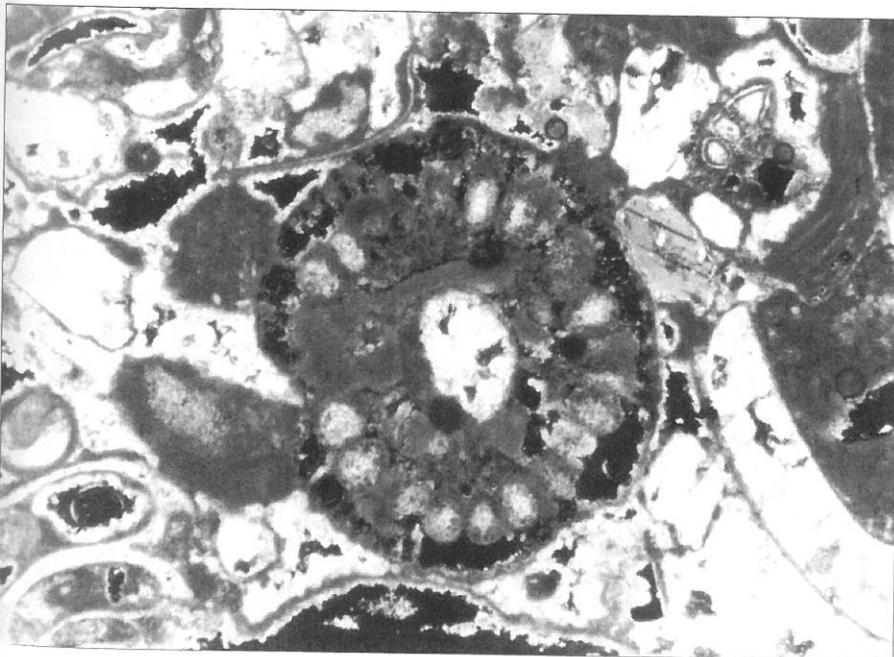
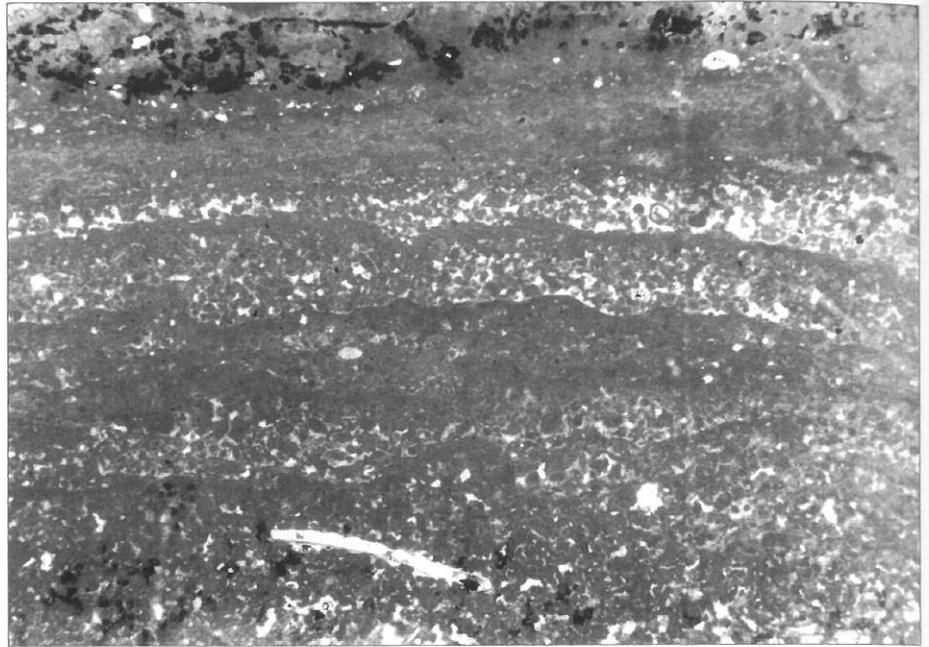


Abb. 18.
Gelegentlich treten in beiden Biostromen Dasycladaceen (*Cymopolia* sp.) auf.
Probe GR22.
Dünnschliff-Photo, gekreuzte Nicols, Bildausschnitt 2 x 3 mm.

Abb. 19.
Die Zwickel zwischen den Gerüstbildnern zeigen oft ein laminiertes Gefüge mit invers gradierten Peloid-Lagen, die auf Cyanobakterien zurückzuführen sind.
Schliff GR08/2.
Dünnschliff-Photo, gekreuzte Nicols, Bildausschnitt 8 × 2 mm.



von Grafenberg (Systematik nach SIEBER, 1955 und PAPP, 1974): *Cerastoderma latisulcum latisulcum* MÜNSTER, *Cerastoderma latisulcum jammense* (HILBER), *Cerastoderma vindobonense vindobonense* (PARTSCH), *Irus gregarius gregarius* (PARTSCH), *Mactra* (*M.*) *vitaliana* ssp., *Ervilia* sp., *Bittium hartbergense hartbergense* (HILBER), *Calliostoma* (*Sarmates*) *poppelacki poppelacki* (HOERNES), *Cerithium* (*Theridium*) *rubiginosum rubiginosum* EICHWALD, *Dorsanum duplicatum duplicatum* (SOWERBY), *Pirenella picta picta* (DEFRANCE) und *Hydrobia* sp.. Gastropoden-Coquinas sind, besonders im unteren Biostrom, durchaus üblich. Austern [wahrscheinlich *Crassostrea gryphoides sarmatica* (FUCHS)] kommen am Top des oberen Biostroms vor.

Mikrobenmatten treten häufig in Form von Wechsellagerungen von Mikrit und granularen Laminae auf (Abb. 19). Letztere bestehen fast ausschließlich aus Peloiden mit einem Durchmesser von bis zu 0,1 Millimeter innerhalb eines Sparit-Zements. Die Laminae sind bis zu 1 Millimeter dick und oft invers gradiert. Die Packungsdichte nimmt gegen Hangend ab. Die Mikrit-Laminae bestehen ebenfalls aus Peloiden. Diese sind jedoch so dicht gepackt, daß kein Interpartikel-Porenraum übrigbleibt. Dieses laminierte Gefüge wird auf Cyanobakterien zurückgeführt (vgl. MONTY, 1976). Für ähnliche Laminationen haben MASSARI & DIENI (1983) einen Einfangmechanismus in Verbindung mit Größensortierung durch das Netz der filamentösen Mikrobenmatte vorgeschlagen. In einem Fall wechseln peloidale Lagen unregelmäßig mit horizontalen, calcifizierten Filamenten ab (Abb. 20). Gemeinsam mit diesen Mikrobenmatten findet sich häufig *Sinzowella caespitosa* (STEINMANN), welche diese als Substrat nutzte.

Ähnliche Strukturen werden ebenfalls in zentimetergroßen, stromatactisartigen fenestralen Hohlräumen innerhalb des Interpartikel-Wacke- bis -Packstones gefunden. Der untere Teil des Hohlraumes ist dabei mit invers

gradierten Peloid-Lagen gefüllt, während das Dach von blattförmigem Zement ausgekleidet ist, dem oft ein drusiger Sparit folgt.

Ein anderer Typus von calcifizierten Mikrobenmatten innerhalb der Biostrome besteht aus stromatolithischen Krusten mit pustulös-knolliger Oberfläche. Sie bestehen aus dünnen Lagen von dunkelbraunem, dichtem Mikrit mit einem hohen Anteil an organischem Material (Abb. 21). Terrigene siliziklastische Komponenten, die in den Interpartikel-Wacke- und -Packstones häufig vorkommen, fehlen in diesen Krusten. Manche der Krusten enthalten dünne, calcifizierte Röhren. Ein zentraler Porus ist dabei konzentrisch von calcifizierten Filamenten umgeben. Diese Strukturen erreichen bis zu 1 Millimeter im Durchmesser.

Ähnliche Strukturen können auch in kleinen Onkoiden (ungefähr 1 cm Durchmesser) beobachtet werden. Selten finden sich Strukturen, die als calcifizierte ?Cyanobakterien interpretiert werden können (Abb. 22). An der Basis des oberen Biostroms treten subsphärische, stromatoli-

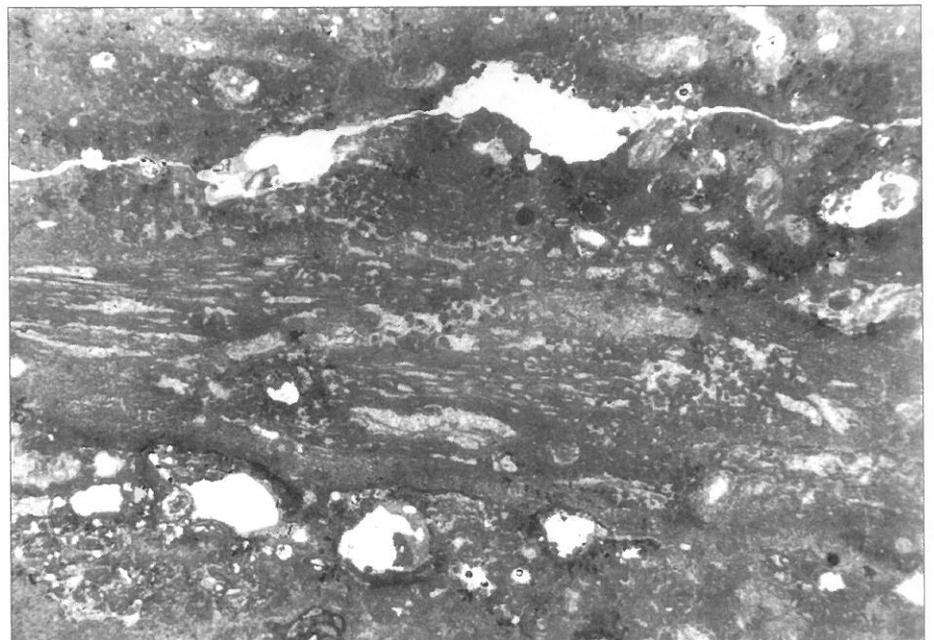
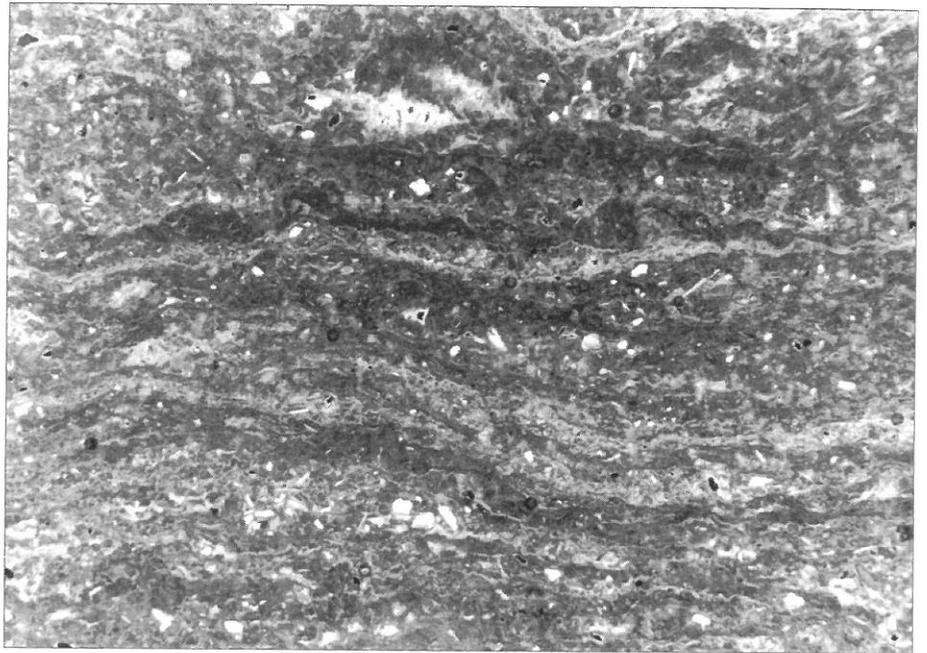


Abb. 20.
Dünnschliff GR08/2 zeigt eine unregelmäßige Wechsellagerung von peloidalem Sediment und horizontalen, calcifizierten Filamenten.
Dünnschliff-Photo.
Bildausschnitt 8 × 12 mm.

Abb. 21.
Neben den peloidalen Laminae sind auch stromatolithische Krusten Zeugen mikrobieller Aktivität.
Sie kommen sowohl in beiden Biostromen als auch im Mikrobialit vor.
Probe GR02.
Dünnschliff-Photo, gekreuzte Nicols, Bildausschnitt 6×9 mm.



thische Lithoherme auf (Abb. 13). Sie sind von Serpuliden überkrustet.

Die Dünnschliffe liefern keine direkten Hinweise auf Seegras oder Braunalgen (z.B. *Cystoseira* sp.). Demgegenüber bemerkt BAGDASARYAN (1983), daß letztere die häufigsten und am weitesten verbreiteten Makrophyten in den Flachwasserarealen des sarmatischen Meeres darstellten. Indirekte Hinweise liefern losgelöste Bryozoen vom Wuchstypus „celliporiform A“, die ein biegsames Substrat bevorzugten, sowie Coquinas von Gastropoden, die auf diesen Makrophyten gelebt haben können. Die oben erwähnten calcifizierten Röhren innerhalb stromatolithischer Krusten könnten Wurzeln von Seegras darstellen.

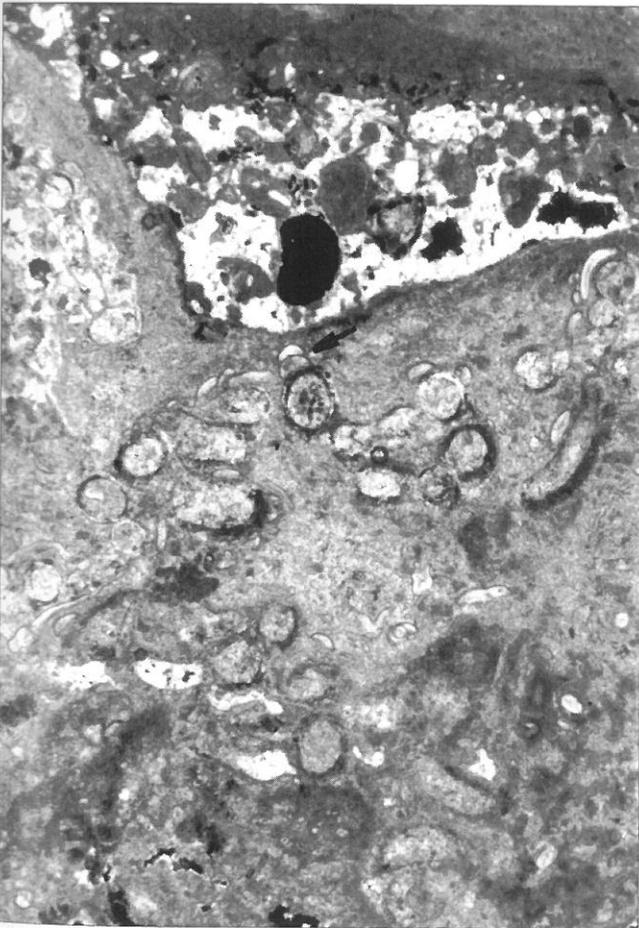


Abb. 22.
In beiden Biostromen sind selten calcifizierte ?Cyanobakterien, zum Teil vom Typus „*Wetheredella*“ (Pfeil) zu finden.
Dünnschliff-Photo, gekreuzte Nicols, Bildausschnitt 2×3 mm.

3.3. Mikrobialit

Die beiden Biostrome sind durch einen Mikrobialit getrennt. Dieser besteht aus laminiertem, hellgrauem, mikritischem, biogenem Kalk ohne jede Makro- oder Mikrofossilien. Kleine Poren (Birdseyes) sind in Lagen angeordnet und verstärken dadurch das laminierte Aussehen des Gesteins. Gelegentlich finden sich dünne calcifizierte Röhren ähnlich den oben beschriebenen, und dunkelbraune, bis zu 5 Millimeter dicke, stromatolithische Krusten (Lithostrome). Dickere uncalcifizierte organische Laminae wurden durch einzelne Lagen von blattförmigem Sparit ersetzt. Peloidale Strukturen sind in dieser Einheit selten. In einem Fall scheint die Mikrobenmatte von der Unterlage losgerissen. Bioturbationsstrukturen sind selten. Am Top dieser Einheit treten wenige Lagen mit bioklastischem Detritus, der aus dem progradierenden oberen Biostrom stammt, auf. Innerhalb des Mikrobialits finden sich wenige sandige Lagen mit Kies-Geröllen aus dem Kliff im metamorphen Basement.

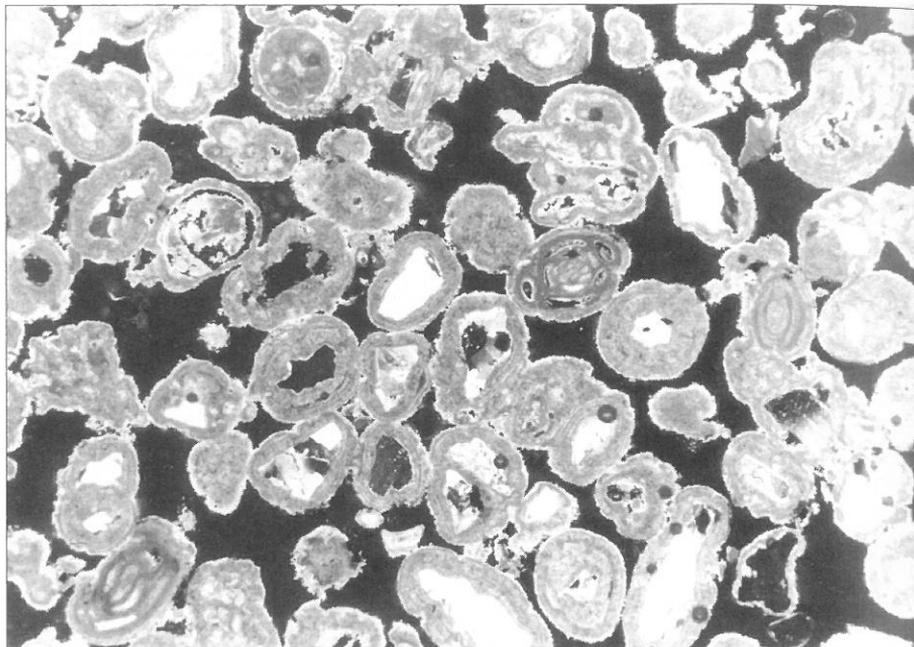
3.4. Ooid Grainstone

Das obere Biostrom ist diskordant mit scharfer Basis von Ooid-Kalk (Grainstone) überlagert. Dieser kann lokal bis zu 10 m Mächtigkeit erreichen (BRANDL, 1931). Er besteht aus tangentialen Ooiden von ungefähr 0,5 mm Durchmesser (Abb. 23). Der Sr-Gehalt ist in der Höhe von 380 bis 450 ppm (H. WEDEPOHL, pers. Mitt. an H.-L. HOLZER). Als Kerne der Ooide dienen vorwiegend siliziklastische Körner und Miliolidae. Daneben kommen Bryozoen und selten Miliolidae ohne Ooid-Kruste vor. Der Grainstone ist mittels dünner Krusten von blattförmigem Sparit schwach zementiert. Die Porosität erreicht bis zu 40 bis 50 Prozent. Der Grainstone zeigt eine schwache planare Schrägschichtung.

3.5. Obersarmatische und pannone Siliziklastika

Der Ooidkalk ist in der weiteren Umgebung von Grafenberg von Silt und Feinsand des jüngsten Sarmatium bis Pannonium A/B überlagert (Abb. 8). Diese Feinklastika

Abb. 23.
Ooid-Grainstone.
Die tangentialen Ooide, deren Kerne von siliziklastischen Körnern und Milioliden gebildet werden, haben einen Durchmesser von etwa 0,5 mm. Der Grainstone ist durch dünne Krusten von blattförmigem Sparit nur schwach zementiert.
Probe GR33.
Dünnschliff-Photo, gekreuzte Nicols, Bildausschnitt 5×7 mm.



führen keinerlei Makrofossilien. Es folgt eine Silt-Bank mit häufig *Melanopsis* sp. und *Congerina* spp. (vorwiegend *C. partschi partschi* CZJZEK und *C. plana* LÖRENTHEY). Diese Sedimente, die im gesamten Oststeirischen Becken gefunden werden können (siehe Kapitel 2.), fehlen im unmittelbaren Bereich des Steinbruches aufgrund junger Erosion. Fluviale Sande und Kiese des Pannonium C (Kapfenstein Schotter) progradieren über das gesamte Arbeitsgebiet (WINKLER v. HERMADEN, 1952).

3.6. Diagenese

Der Ooidkalk ist durch dünne Krusten von blattförmigem Zement nur schwach zementiert. Demgegenüber sind die Biostrome gut lithifiziert. Gastropodenschalen und andere aragonitische Partikel sind meist gelöst. Sie wurden vor der Aragonitlösung von dünnen mikritischen Krusten überzogen. Letztere sind im Lösungshohlraum von gleichkörnigem bis blattförmigem Sparit überwachsen. Gelegentlich blieb ein zentraler Porus. Im Schaleninneren sind die Mikritkrusten von etwas größerem blattförmigen Sparit überzogen, auf den ein drusiger Zement folgen kann. Ein zentraler Porus ist ebenfalls möglich. In einigen Fällen zeigen die Gastropoden ein Geopetalgefüge.

Kompaktion fand erst nach der Bildung des Zements statt (Abb. 24).

Die Zemente innerhalb der Fenestrae zeigen eine davon abweichende Ausbildung. Oft ist eine erste Generation von fibrösem, gebändertem Zement erhalten. In anderen Fenestrae wurde der primäre Zement durch Calcit mit derselben optischen Orientierung ersetzt, wobei dunkle Laminae innerhalb des Zements erhalten blieben. Die Calcit-Kristalle greifen über diese Laminae hinweg. Dieser primäre Zement kann aber auch gänzlich fehlen. Der fibröse Zement ist durch blattförmigen Sparit überwachsen. Analog zu den Gastropoden bildet ein drusiger Sparit die jüngste Zementgeneration. Zentrale Poren innerhalb der Fenestrae sind möglich.

Botryoidaler Aragonit-Zement ist in einer Probe in großen Fenestrae (1 bis 2 cm im Durchmesser) erhalten (Abb. 25). Die Fenestrae entstanden wahrscheinlich durch den Abbau von organischer Substanz und weisen keine Verbindung zum offenen Porenraum auf. Innerhalb dieses Zements finden sich calcifizierte Filamente von Cyanobakterien. Geopetale Füllungen oder Peloid-Laminae sind nicht vorhanden. Nach AISSAOUI (1985) deutet botryoidaler Aragonit-Zement nicht unbedingt auf submarine Zementation hin, sondern kann

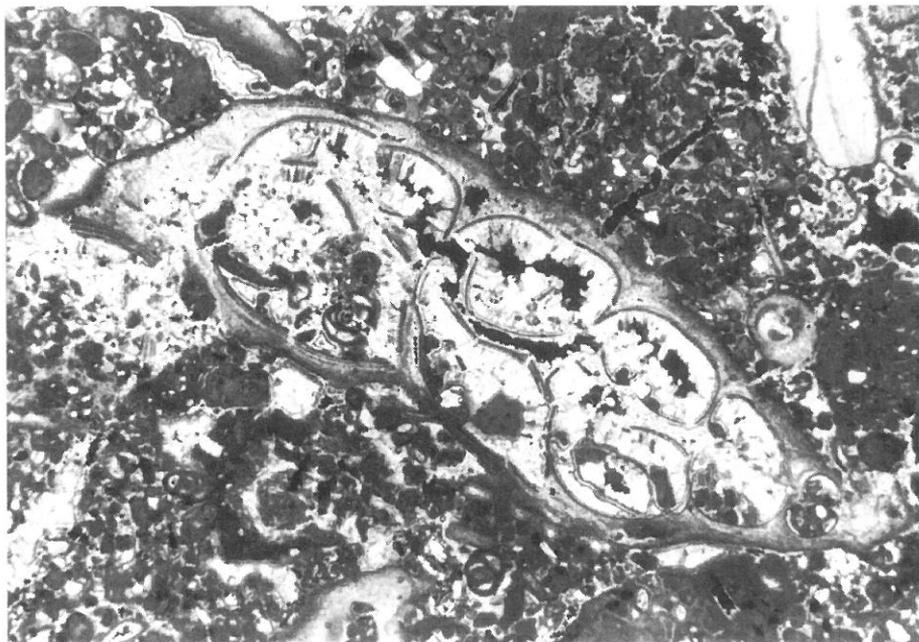


Abb. 24.
Zerdrückter Gastropode.
Die Schale wurde von einer dünnen mikritischen Kruste überzogen und anschließend gelöst. Die Mikritkruste wurde danach von blattförmigem Zement, gefolgt von drusigem Sparit überzogen. Der Gastropode wurde spät-diagenetisch nach der Bildung des drusigen Zementes durch die Kompaktion zerdrückt.
Probe GR05.
Dünnschliff-Photo, gekreuzte Nicols, Bildausschnitt 8×12 mm.

Abb. 25.
Frühdiaenetischer, botryoidaler Aragonit-Zement ist in wenigen Hohlräumen erhalten, die keine Verbindung zum offenen Porenraum hatten und somit vor späterer Lösung geschützt waren.
Dünnschliff-Photo, gekreuzte Nicols, Bildausschnitt 6 × 8 mm.



auch im nichtmarinen Wasser vorkommen. Ein vadoses Milieu kann als Bildungsraum aber abgeschlossen werden. Dieser Zement füllt vorwiegend Hohlräume in bereits zuvor lithifiziertem Gestein.

3.7. Diskussion

Die Faunen-Assoziation der sarmatischen Biostrome unterscheidet diese signifikant vom badenischen Leithakalk. In letzterem indizieren Korallen, planktische und große benthische Foraminiferen sowie Seeigel ein subtropisches Klima und vollmarine Salinitätsbedingungen (DULLO, 1983; FRIEBE, 1990). Die vollmarine Karbonatsedimentation endete mit der „Verarmungszone“ (= jüngste *Bulimina-Bolivina*-Zone) während eines relativen Meeresspiegeltiefstandes. Zu dieser Zeit begann die Isolierung der Paratethys von den Weltmeeren (RÖGL & STEININGER, 1983, 1984). Karbonatsedimentation trat dann erst wieder im Oberen Sarmatium (*granosum*-Zone) in verstärktem Maße auf; diesmal mit einer vollkommen neuen Fauna. Dies kann

- 1) durch klimatische Änderungen hin zu mehr gemäßigttem Klima,
- 2) durch eine Reduktion der Salinität, oder aber
- 3) durch den kombinierten Effekt der beiden Prozesse bedingt sein.

Eine Dominanz von Bryozoen und Serpuliden ist rezent charakteristisch für Karbonatsedimentation in gemäßigten Klimaten (NELSON, 1988; NELSON et al., 1988; JAMES et al., 1992). Sauerstoffisotopenkurven sowohl aus dem Atlantik als auch aus dem Mediterran zeigen einen signifikanten, weltweiten Temperaturabfall während des Sarmatium (SAVIN et al., 1975; VERGNAUD-GRAZZINI, 1985). Dennoch stellt eine Klimaverschlechterung nicht die einzige Ursache für den markanten Faunenwechsel dar.

NEBELSICK (1989) beschreibt 8 Mikrofaziestypen aus der Zogelsdorf-Formation (Eggenburgium, Niederösterreich), die in einem vollmarinen Milieu unter gemäßigtem Klima abgelagert wurde. Keiner dieser Faziestypen ist mit den Gesteinen von Grafenberg vergleichbar. Echinodermaten und Balaniden, die in der Zogelsdorf-Formation gesteinsbildend auftreten, fehlen in Grafenberg völlig. Corallinae kommen in Grafenberg nur sehr untergeordnet vor. Planktische Foraminiferen, die in der flachmarinen Zogelsdorf-Formation gelegentlich auftreten, wurden in Grafenberg nie beobachtet.

Für die sarmatische Paratethys wird seit PAPP (1963a) eine reduzierte Salinität angenommen. Hinweise darauf liefern die zum Großteil endemische Mollusken-Fauna (PAPP, 1963a), aber auch Dasycladaceen (MALECKY, 1974), Foraminiferen (BRESENSKA, 1974) und Ostracoden (CER-

NAJSEK, 1974). Die überlagernden *Melanopsis-Congerina*-Assoziationen des Pannonium A/B zeigen eine Salinität unter 16 Promille an (STEININGER & RÖGL, 1985).

Eine Reduktion der Salinität wäre jedoch unter subtropischen Bedingungen, wie sie im Badenium herrschten, unmöglich gewesen. Die Isolation der Karpaten-Vortiefe während der Sandschalerzone führte zur Austrocknung und Ablagerung mächtiger Evaporit-Abfolgen (RÖGL et al., 1978). Ähnlich führte die Isolation des Mittelmeeres zur bekannten „Messinian Salinity Crisis“ (HSÜ et al., 1978). Somit hat eine Klimaverschlechterung hin zu Bedingungen, bei denen die Zufuhr von Wasser in die nun teilweise isolierte Paratethys gegenüber der Verdunstung überwiegt, die Reduktion der Salinität erst ermöglicht.

Der Ooidkalk ist mit keinem der beiden Szenarios kompatibel. Ooide sollten lediglich in tropischen bis subtropischen Klimaten (NELSON, 1988) und in normal marinen Ablagerungsräumen (RICHTER, 1983) vorkommen. LEES (1975) weist darauf hin, daß eine Reduktion der Salinität durch eine Temperaturerhöhung ausgeglichen werden muß (und umgekehrt), um die Ooid-Bildung zu ermöglichen. Wie bereits in der Diskussion der gemischt siliziklastisch-karbonatischen Zykllotheme von St. Anna am Aigen erwähnt (siehe Kapitel 2.4.), spielten Mikroorganismen wahrscheinlich eine sehr große Rolle in der Bildung der sarmatischen Ooide. Darüber hinaus brachten kurzfristige, transgressive Phasen beinahe normal marines Wasser in die flachen Randbuchten der Paratethys.

Die erste Transgression und damit die Bildung des Kliffs und des unteren Serpuliden-Bryozoen-Foraminiferen-Biostroms wurde wahrscheinlich durch tektonische Subsidenz im Becken in Verbindung mit einem Hinterlandsaufstieg initiiert.

KRAINER (1984) weist darauf hin, daß am Nordrand des Oststeirischen Beckens Blocktektonik noch während des Sarmatium aktiv war und bis in postsarmatische Zeit anhielt. Als Beleg für diese Blocktektonik kann die heute um ca. 100 Höhenmeter höhere Lage des Grafenberg-Buildups gegenüber den gleichalten Kalken von Löffelbach – Schildbach dienen. Während einer Stabilisation des relativen Meeresspiegels wurde das untere Biostrom von Mikrobenmatten überwachsen, die sich in einer kleinen Lagune oder auf einer Gezeitebene bildeten.

Fortschreitende Transgression ermöglichte die Bildung des oberen Biostroms. Der untere Teil des Buildups ist somit stark von tektonischen und autozyklischen Prozessen gesteuert. Diese überlagern wahrscheinlich einen eustatischen Meeresspiegelhochstand bis beginnenden Meeresspiegelabfall.

Die beiden Biostrome und der Mikrobialit erlitten phreatische Süßwasser-Zementation während eines relativen Meeresspiegeltiefstandes. Sie werden von einer Ravinement-Fläche, welche die Basis des Ooidkalkes bildet, überlagert. Diese wurde von WINKLER v. HERMADEN (1952) als Erosionsdiskordanz aufgrund tektonischer Oszillationen und von BRANDL (1931) als Transgressionsfläche nach tektonischer Heraushebung interpretiert. Der Ooid Grainstone spiegelt einen (?eustatischen) Meeresspiegelanstieg wider. Die Bildung der Ooide wurde, analog zu St. Anna am Aigen, durch das Einfließen von annähernd normal marinem Wasser während der Transgression in das ansonsten brackische Becken ermöglicht. Der Ooidkalk weist keine phreatische oder vadose Süßwasserzementation auf. Er wurde im jüngsten Sarmatium durch Feinklastika versiegelt (Maximum Flooding Interval). Die *Congeria*-Bank des Pannonium A/B zeigt einen starken Süßwassereinfluß. Fluviale Sedimente progradierten während des Pannonium C.

4. Löffelbach – Schildbach

Zwischen der Stadt Hartberg und der Mündung der Pöllauer Bucht erstreckt sich das Kalk-Vorkommen von Löffelbach-Schildbach (Abb. 1). Die Biogenschutt- und Ooid-Kalke wurden früher in einer Reihe von Steinbrüchen besonders in Schildbach abgebaut. Die Steinbrüche sind heute verstürzt und verwachsen und nicht mehr sinnvoll bearbeitbar. Beschreibungen finden sich in NEBERT (1951). Noch nicht verwachsen ist ein Steinbruch bei Löffelbach,

der heute sporadisch als Sandgrube benützt wird. Des Weiteren standen einige Baugruben, sowie Aufschlüsse in fluvialen pannonischen Sedimenten an der Mündung der Pöllauer Bucht zur Bearbeitung zur Verfügung. Für das Kalkgebiet von Schildbach – Löffelbach war bisher kein formeller lithostratigraphischer Name in Verwendung. Es wird deshalb hier die Bezeichnung Löffelbach-Member innerhalb der Gleisdorf-Formation definiert (siehe Kapitel 5.2.).

4.1. Sarmatische Ablagerungen

Im Steinbruch Löffelbach bilden fluviale Grobsande und Feinkiese in trogförmiger Kreuzschichtung das tiefste aufgeschlossene Schichtglied. Die Tröge sind asymmetrisch gefüllt, wobei sich die Leeblätter asymptotisch an die erosive Basis annähern. Die Leeblätter fallen gegen W bis N ein (Abb. 26). Feinkiesige Anteile sind im Rinnentiefsten konzentriert. Kohlige Einlagerungen fehlen. Lokal

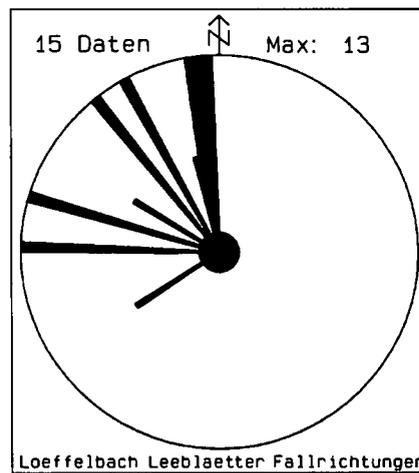


Abb. 26. Orientierung der Einfallrichtungen der Leeblätter im basalen Grobsand bis Feinkies mit trogförmiger Schrägschichtung. Löffelbach (Sammeldiagramm).

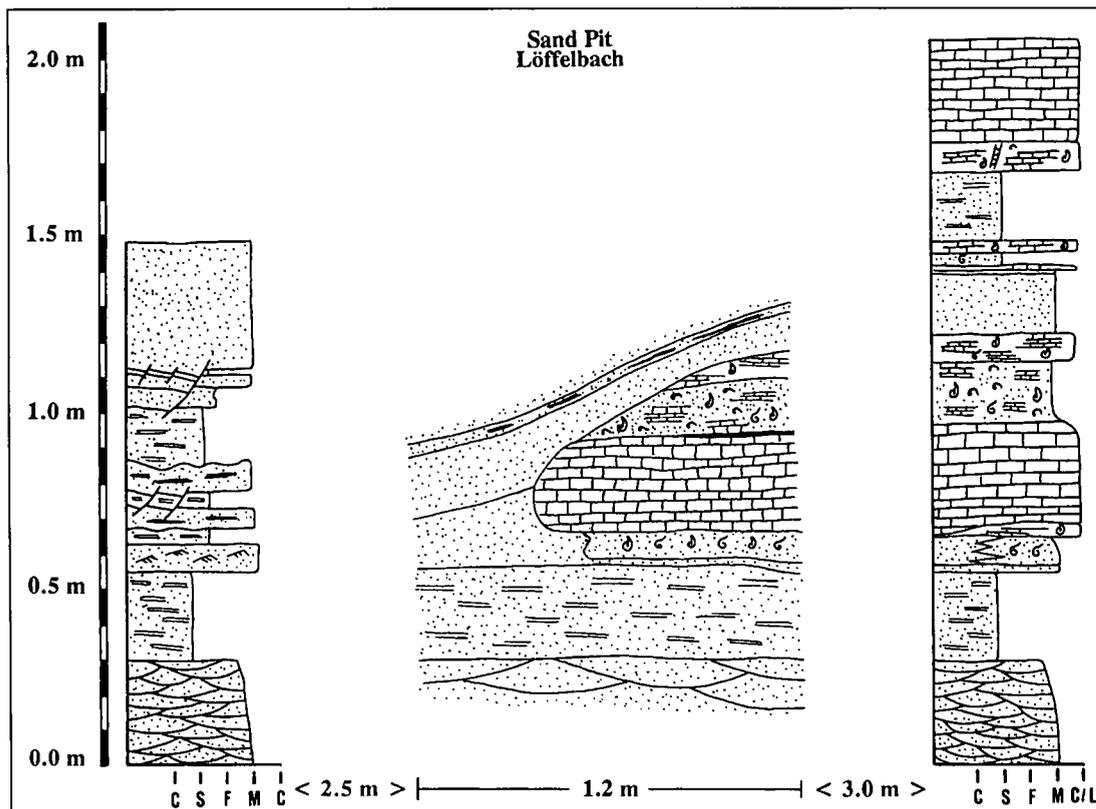


Abb. 27. Schematische Aufschlußskizze und Detailprofile, Sandgrube Löffelbach. Eine Foraminiferen-Ooid-Barre keilt gegen SE aus. Weitere Erläuterungen siehe Text.

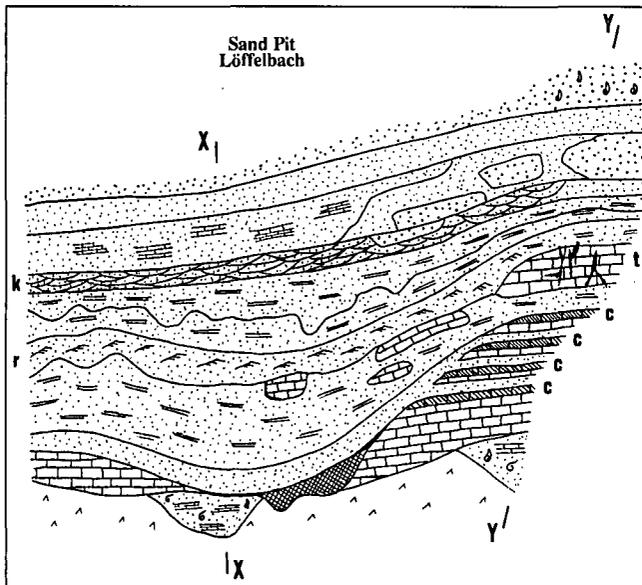


Abb. 28.
Schematische Aufschlußskizze, Sandgrube Löffelbach.
Wechsellagerung von Foraminiferen-Ooid-Kalk und Mittelsand mit Caliche-Kruste (c) am Top. Die Caliche-Bildungen können lateral in kleinen Depressionen durch einen wenige Millimeter mächtigen Paläoboden ersetzt sein. Die Wechselfolge wird durch eine Rinne, die mit Mittelsand sowie limonitischem Silt und Feinsand gefüllt ist, synsedimentär zerschnitten. Eine darüber liegende, stark sandige Kalkbank mit *Thalassinoides* isp. (t) wird von parallel laminiertem Silt überlagert. Seine Lamination wird in der Rinne durch Rippelschichtung (r) abgelöst. Es folgen parallel laminiertes Fein- bis Mittelsand und grober Mittelsand. Über Mittelsand in kleindimensionaler trogförmiger Kreuzschichtung (k) wird die Abfolge durch eine Wechsellagerung von gut zementiertem Sandstein und unzementiertem Mittelsand abgeschlossen. X, Y: Lage der Detailprofile, Abb. 29.
Aufschlußskizze ca. 250 × 250 cm (nicht maßstäblich).

sind mehrere Rinnen von einer bis zu 30 cm mächtigen Lage von siltigem Feinsand überlagert, die lateral auf etwa 4 m Breite verfolgbar ist (Überflutungs-Sedimente). Diese fluviatilen Ablagerungen sind in einer Sandgrube an der Basis des Steinbruchs mit mindestens 3 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Analoge Sedimente wurden von NEBERT (1951) an der Basis der Steinbrüche vom Schildbach beobachtet. Die fluviatilen Sedimente dürften daher das gesamte Gebiet südwestlich von Hartberg bis zur Pöllauer Bucht erfassen.

Die fluviatilen Grobsande gehen rasch aber kontinuierlich in etwa 150 cm mächtigen Mittelsand über. Dieser wird mit kontinuierlichem Übergang von 25 cm mittelsandigem Feinsand überlagert. Die trogförmige Kreuzschichtung wird flacher und gegen Hangend durch die zunehmende Feinkörnigkeit und relative Sortierung des Sediments immer undeutlicher. Diese Sedimente werden als Delta-Mouth-Bar interpretiert.

Es folgt mit scharfer Grenze ein etwa 25 cm mächtiger, undeutlich laminiertes, toniger Silt, der als Wasserstauer fungiert. Die darüberliegende Abfolge weist lateral starke fazielle Wechsel auf (Abb. 27 bis 30). Lokal ist, über 10 cm Schillsand mit kleinräumig variierendem Limonit-Gehalt, eine Kalkbarre ausgebildet (Profil A, Abb. 27). Unzementierte Partien innerhalb eines etwa 30 cm mächtigen Kalkes bestehen fast ausschließlich aus Foraminiferen. Es dominieren *Criboelphidium granosum* (d'ORBIGNY), *Elphidium macellum* (FICHEL & MOLL) und *Elphidium flexuosum grilli* PAPP, daneben treten *Elphidium aculeatum* (d'ORBIGNY), *Elphidium cf. reginum* (d'ORBIGNY), *Elphidium incertum* (WILLIAMSON) und selten *Ammonia parkinsonia* (d'ORBIGNY) auf. Neben zahlreichen

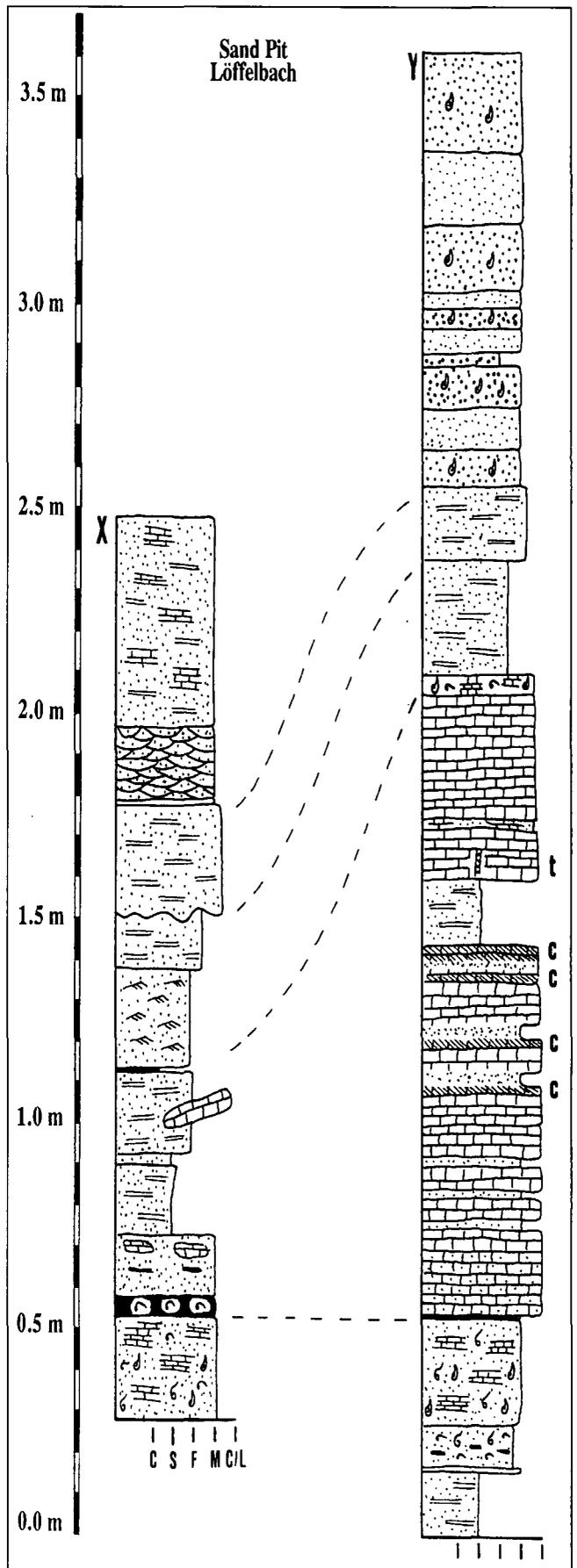


Abb. 29.
Sandgrube Löffelbach, Detailprofile X und Y zu Abb. 28.
(c) = Caliche-Kruste, (t) = *Thalassinoides* isp.
Weitere Erläuterungen siehe Text und Abb. 28.

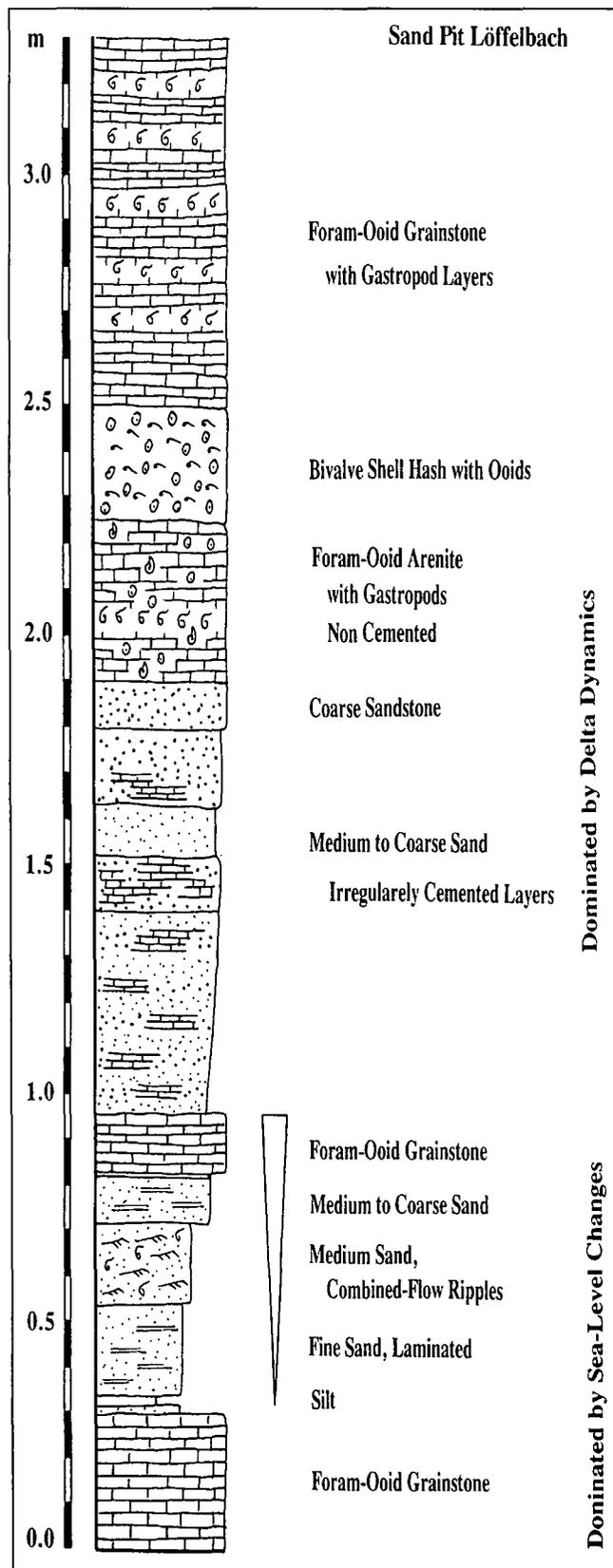


Abb. 30. Sandgrube Löffelbach, laterales Profil C. Über einem Foraminiferen-Ooid-Grainstone folgt eine 0,5 m mächtige, siliziklastische coarsening-upward Abfolge. Den Abschluß bildet wiederum ein Foraminiferen-Ooid-Grainstone. Die hangenden Sedimente zeigen eine unregelmäßige Abfolge von Mittel- bis Grobsand, teilweise mit wolkig zementierten Bereichen, gut zementiertem Grobsandstein, unzementiertem Foraminiferen-Ooid-Sand mit Gastropoden, einer Bivalvenschill-Bank mit Ooiden und Foraminiferen-Ooid-Grainstone mit Gastropoden-Coquinas am Top.

Fischresten wurden die Ostracoden *Aurila notata* (REUSS), *Callistocythere egregia* (MEHES) und *Cyamocytheridea leptostigma* (REUSS) beobachtet. Über einer dünnen limonitischen Lage, die lateral auskeilt, folgen 17 cm foraminiferenreicher, mergeliger Mittelsand und 7 cm Foraminiferen-Sand. Zu den bereits erwähnten Ostracoden treten *Argiloeccia sarmatica* JIRICEK, *Callistocythere naca* (MEHES), *Cyprideis pannonica* (MEHES) und *Loxococoncha kochi* (MEHES), bei den Foraminiferen kommen zusätzlich *Fissurina saccula* (FORNASINI) und Steinkerne von Milioliden vor. Es folgt eine Wechsellagerung von Mittelsand und Silt mit mergeligen Lagen. Die Feinklastika führen eine verarmte, aber stärker diverse Foraminiferenfauna. Neben den bereits erwähnten Arten treten Bolivinen (*Bolivina pseudoplicatella* HERON-ALLEN & EARLAND, *B. moldavica granensis* CICHA & ZAPLETALOVA, *B. aff. sarmatica* DIDKOVSKIJ, *B. sagittula* (DIDKOVSKIJ), *Caucasina subulata* CUSHMAN & PARKER, sowie selten *Fursenkoina acuta* (d'ORBIGNY) auf. Die gesamte Abfolge wird von sandigem Kalk überlagert.

Die Foraminiferensand-Barre und die überlagernden Kalkbänke keilen gegen (Süd-)Osten hin aus (Profil B, Abb. 27). Der basale Sand über der wasserstauenden Siltbank zeigt hier Wellenrippel und ist fossilfrei. Der Bildungszeitraum der Foraminiferensand-Barre ist durch eine dünne Siltlage dokumentiert. Es folgt eine Silt-Mittelsand-Wechselfolge, die derjenigen im Hangenden der Kalkbarre entspricht. Die Siltlagen sind durch die Überlagerung durch Mittelsand größerer Mächtigkeit (nicht vollständig aufgeschlossen) synsedimentär deformiert und zeigen gestaffelte Abschiebungen im Zentimeter-Bereich und seltener pop-up-Strukturen (Abb. 31).

Etwa 5 m NNW von Profil A wird die wasserstauende Siltbank von einer Wechsellagerung von Foraminiferen-Ooid-Kalk und Mittelsand überlagert, deren Top eine Caliche-Kruste aufweist (Profile X und Y, Abb. 28, 29). Die Caliche-Bildungen können lateral in kleinen Depressionen (wenige Zentimeter tief) durch einen wenige Millimeter mächtigen Paläoboden ersetzt sein. Die Wechselfolge wird durch eine Rinne synsedimentär zerschnitten. An ihrer Basis findet sich in einem Kolk ebenfalls Reste eines Paläobodens. Die Rinne ist mit Mittelsand, der sich mit den randlichen Kalkbänken (mit *Thalassinoides* isp.) verzahnt, und darüber mit limonitischem Silt und Feinsand gefüllt. Letztere greifen beide auch über den Kalk hinweg. Darüber bildet sich, am Rand der Rinne, eine stark sandige Kalkbank. Sie wird von parallel laminiertem Silt überlagert. Seine Lamination wird in der Rinne durch Rippelschichtung abgelöst. Es folgen parallel laminiertes Fein- bis Mittelsand und grober Mittelsand. Letzterer ist in Taschen in das unterlagernde Sediment eingesenkt (Belastungsmarken). Über Mittelsand in kleindimensionaler

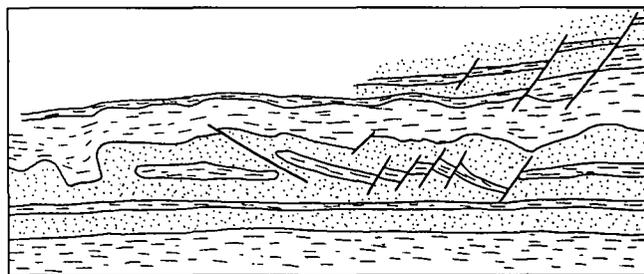


Abb. 31. Siliziklastische Feinklastika zeigen synsedimentäre Deformation. Die Überlagerung durch gröberklastische Gesteine führte zu gestaffelten Abschiebungen, verbunden mit pop-up Strukturen. Geländeskizze, Sandgrube Löffelbach, ca 25 x 100 cm (nicht maßstäblich).

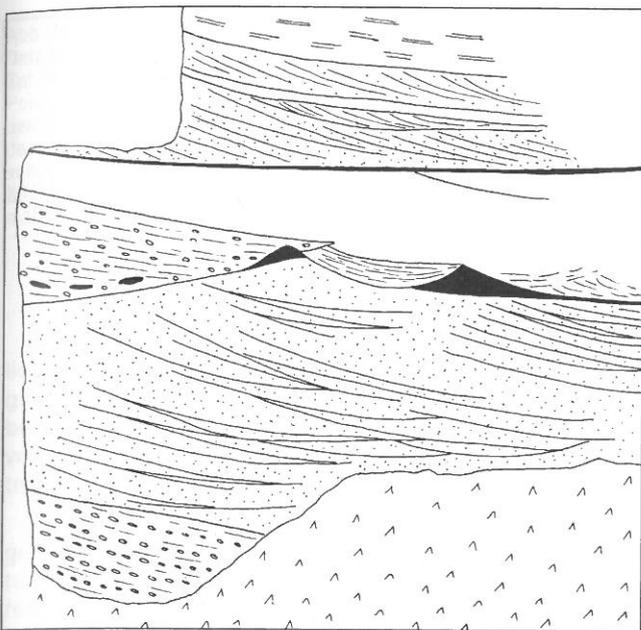


Abb. 32. Kreuzgeschichtete Sande als laterale Vertretung der karbonatisch betonten Abfolge werden als Delta Mouth Bar-Distributory Channel interpretiert. Geländeskizze, Sandgrube Löffelbach, ca. 300×300 cm (nicht maßstäblich).

trogförmiger Kreuzschichtung wird die Abfolge durch eine Wechsellagerung von gut zementiertem Sandstein und unzementiertem Mittelsand abgeschlossen.

Etwa 20 m SSE der eben beschriebenen Profile zeigt die Abfolge keine kleinräumigen lateralen Faziesänderungen (Profil C, Abb. 30). Über einem Foraminiferen-Ooid-Grainstone folgt eine 0,5 m mächtige, siliziklastische coarsening-upward-Abfolge bestehend aus einer dünnen Silt-Lage, laminiertem Feinsand, Mittelsand mit Wellen- bis Combined-Flow-Rippeln und parallel laminiertem Mittel- bis Grobsand. Den Abschluß bildet wiederum ein Foraminiferen-Ooid-Grainstone. Die hangenden Sedimente bestehen aus einer unregelmäßigen Abfolge von Mittel- bis Grobsand, teilweise mit wolkg zementierten Bereichen, gut zementiertem Grobsandstein, unzementiertem

Foraminiferen-Ooid-Sand mit Gastropoden, einer Bivalvenschill-Bank mit Ooiden und Foraminiferen-Ooid-Grainstone mit Gastropoden-Coquinas am Top.

Weitere 40 m SSE treten kreuzgeschichtete Siliziklastika (Abb. 32) an die Stelle der gemischt karbonatisch-siliziklastischen Abfolge. Der unmittelbare Grenzbereich ist nicht aufgeschlossen, ein erosiver Kontakt kann nicht ausgeschlossen werden. Die Siliziklastika werden als grobkörnige Delta-Mouth-Distributory-Channel-Sedimente interpretiert.

Ähnliche Verhältnisse wurden in den inzwischen verwachsenen Steinbrüchen von Schildbach beobachtet (BRANDL, 1931; NEBERT, 1951). Das Liegende bilden mit einer Mächtigkeit von etwa 3 m kreuzgeschichtete, feinkörnige Quarzsande („untere fluviatile Sande“ bei NEBERT, 1951). Darüber finden sich 60 cm horizontal laminierte Feinstande ohne Fossilien, die von NEBERT (op. cit.) noch zu den „unteren fluviatilen Sanden“ gerechnet werden. Es folgen mit scharfer Basis (BRANDL, 1931) eine 10 cm mächtige Gastropodensandlage und eine 50 bis 70 cm mächtige Schillbank. Während im Gastropodensand *Ammonia beccarii* (LINNÉ) und *Criboelphidium granosum* (d'ORBIGNY) dominieren, treten in der Schillbank die Elphidien und Milioliden in den Vordergrund. Über einer 1 m mächtigen Foraminiferenkalkbank (Grainstone), die vorwiegend aus *Spirolina austriaca* d'ORBIGNY und Milioliden besteht, folgen 80 cm Mergelkalk (Wackestone), 80 cm kompakter Mollusken-Kalkmergel (Mollusken Packstone bis Grainstone), sowie auf 4 m eine Wechselfolge von Mergellagen, Kalkmergelbänken und Kalksandstein mit einer Elphidien-betonten Fauna. Den Abschluß bilden zwei Kalkmergelbänke, in denen *Ammonia* sp. dominiert. Es folgt ein etwa 5 m mächtiger, fossilärmer, blaugrauer „Tegel“. NEBERT (1951) stellt letzteren ins Pannonium und nimmt eine Sedimentationsunterbrechung zwischen Sarmatium und Pannonium an. Demgegenüber stellt WINKLER v. HERMADEN (1952) die Feinklastika aufgrund von Fossilfunden noch ins oberste Sarmatium und postuliert eine kontinuierliche Sedimentation.

Die kreuzgeschichteten Sande entsprechen den fluviatilen Ablagerungen in Löffelbach. Die über einer Ravine-ment-Fläche folgende Gastropodensandlage wird BRANDL (1931) als Foreshore interpretiert, der Foraminiferen-Grainstone wurde am Upper Shoreface abgelagert.

Zunehmender Mergelgehalt gegen Hangend deutet auf eine Zunahme der Wassertiefe hin. Eine Flooding Surface bildet die Grenze zwischen den Karbonaten und den überlagernden Feinklastika. Die Unterschiede in der Foraminiferen-Führung sind auf kleinräumige Änderungen im Strömungsmuster sowie des Substrates zurückzuführen.



Abb. 33. Die karbonatischen Abfolgen des oberen Sarmatium werden gegen Westen von fein- bis mittelsandigen, schräggeschichteten Delta-Ablagerungen vom Gilbert-Typus überlagert. Das scheinbar zu flache Einfallen der Foresets ist durch den Verschnitt mit der Wand der Sandgrube bedingt. Sandgrube SCHERF, Mitterdombach.

Abb. 34.
Über dem Gilbert-Delta folgen fluviatile Top-Set-Ablagerungen, die mit limnischen Feinsanden wechsel-lagern.
Säulenprofil Hanganriß mit Sandentnahme westlich Mitterdombach.

Analog zur Umgebung von Grafenberg werden auch im Großraum Hartberg die Feinklastika des obersten Sarmatium von einer *Congeria*-Bank überlagert (WINKLER v. HERMADEN, 1952).

4.2. Pannone Sedimente der Pöllauer Bucht

Über Feinklastika mit der bereits er-wähnten Silt-Bank mit *Congeria* sp. folgen sandige Ablagerungen eines über das Ästuarium der Pöllauer Bucht progradie-renden Deltas vom Gilbert-Typus. Diese Ablagerungen sind leider nur ungenügend aufgeschlossen.

Einen Einblick in die Foresets des Gil-ber-Deltas (siehe NEMEC, 1990) gibt die Sandgrube SCHERF bei Mitterdombach (Abb 33). Der Aufschluß zeigt großdimen-sionale Foresets, die mit durchschnittlich 10° (maximal etwa 20° am Top) gegen SE einfallen. Gegen die Basis wird das Einfal-len flacher, sodaß die distalen Bereiche des Foreset-Körpers subparallel zu ihrer Basis-fläche liegen. Die Foresets bilden mehrere Loben mit einer Mächtigkeit von etwa 3 bis 4 m. Sie werden von einer Wechsella-gerung aus Silt und Mittelsand aufgebaut. Die Sedimente sind meist laminiert, Se-dimentstrukturen, die auf höherenergeti-sche Bedingungen hinweisen (z.B. Rip-pelschichtung) fehlen weitgehend. Nur wenige Sandlagen weisen sigmoidale Schrägschichtung auf. Eine 25 cm mächtige Grobsandlage zeigt interne, sehr flache Foresets, die als Großrippel mit einer Wellen-länge von etwa 1 m und einer Hö-her von etwa 10 cm interpretiert werden. Lokal sind kleine Rinnen, die mit massigem Feinkies mit ho-hem Matrixanteil gefüllt sind, eingeschnitten. Diese werden als Cohesive Debris Flows interpretiert.

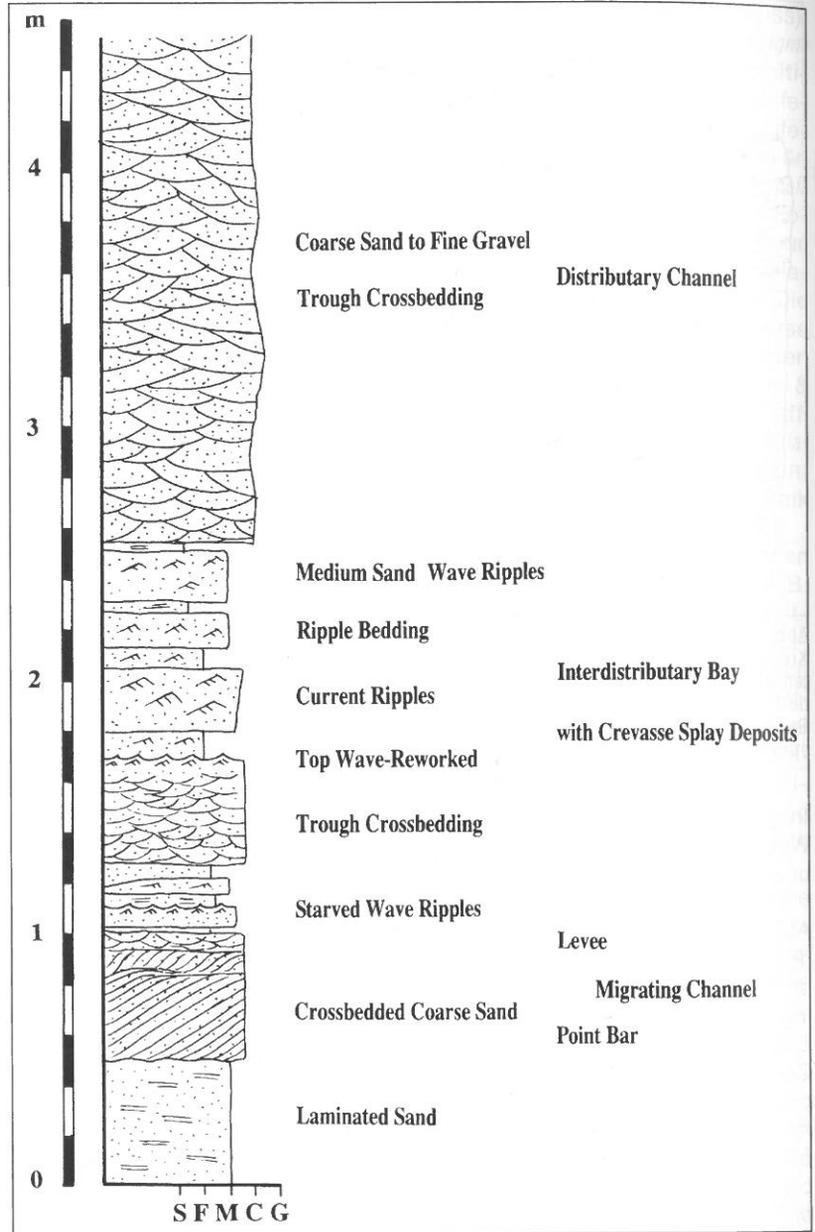
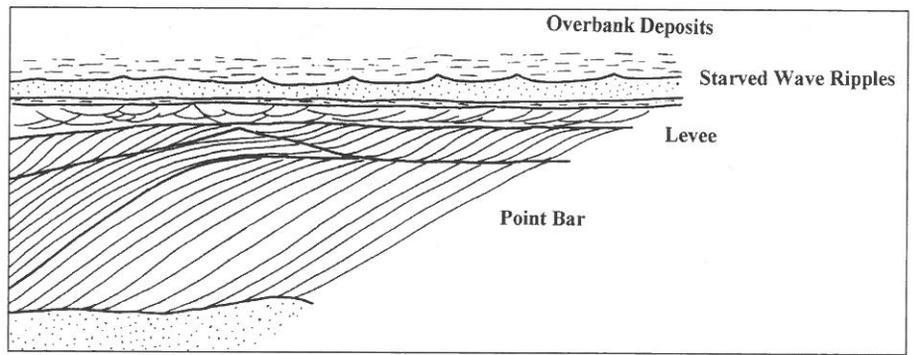


Abb. 35.
Detailsicht aus den Top-Set-Ablage-rungen. Kreuzgeschichtete fluviatile Mit-telsande sind am Top durch Wellen überar-beitet (Pfeile).
Es folgen massive limnische Feinsande, die ihrerseits wieder von fluviatitem Mittel-sand überlagert werden. Auf dem Photo sind drei Zyklen zu erkennen.

Abb. 36.
 Detailskizze und Interpretation der Top-Set-Ablagerungen.
 Point-Bar und Levee einer mäandrierenden Rinne werden von Dambruch-Sanden (mit Wellenrippeln am Top) und limnischen Feinsanden überlagert.
 Bildausschnitt ca. 70×150 cm (nicht maßstäblich).



Ein künstlicher Hanganriß westlich und hangend der Sandgrube gibt Einblick in die Alluvialebene, die das Topset des Gilbert-Deltas bildet. Der basale Anteil des Profils, der stark von Hangschutt überdeckt ist, wird vorwiegend von Mittelsand mit trogförmiger Schrägschichtung gebildet.

Es folgt eine Wechselfolge von Mittelsand und feinkiesigem Grobsand, die ebenfalls trogförmige Schrägschichtung aufweist. Im besser aufgeschlossenen Hangendbereich (Abb. 34) folgt über einem laminierten Mittelsand mit eventuell sehr flachen Rinnen eine Grobsand-Bank mit leicht sigmoidaler Schrägschichtung. Die Leebblätter fallen mit etwa 20° gegen Osten ein.

Darüber folgt ein Bereich mit kleindimensionaler, trogförmiger Schrägschichtung. Diese beiden Schichtglieder werden als Point Bar und Levee einer sich langsam gegen Osten verlagernden Rinne interpretiert (Abb. 36).

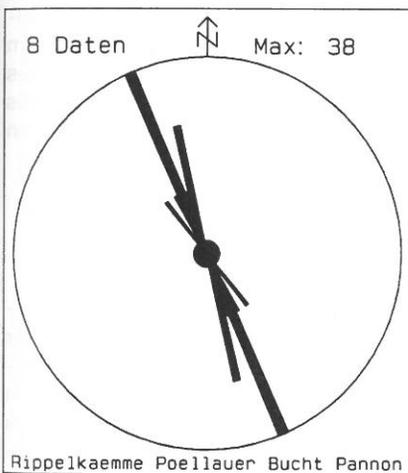


Abb. 37. $\Delta \Delta \Delta$
 Orientierung der Rippelkämme (Wellenrippel) in den limnischen Sanden der Pöllauer Bucht (Sammeldiagramm).

Abb. 38.
 Die limnisch beeinflusste Schichtfolge wird von rein fluvialen Mittel- bis Grobsanden mit trogförmiger Schrägschichtung überlagert.



in einem kleinen See anzusprechen. Die Rippelkämme streichen etwa NNW-SSE (Abb. 37).

Es folgen feinkiesig-grobsandiger Mittelsand mit kleindimensionaler, trogförmiger Schrägschichtung, die am Top durch Wellenrippel überarbeitet wurde, und eine Mittel- bis Grobsand-Abfolge mit Strömungsrippeln, die ebenfalls am Top durch Wellen überarbeitet wurden (Abb. 35). Diese Abfolge wird als Dambruchsedimente innerhalb des oben erwähnten Sees gedeutet.

Den Abschluß bildet eine über 2 m mächtige Bank von grobsandigem Mittelsand mit trogförmiger Schrägschichtung, die als Ablagerung einer fluvialen Rinne anzusehen ist (Abb. 38). Das Einfallen der Leebblätter legt eine Schüttung von NE nahe (Abb. 39).

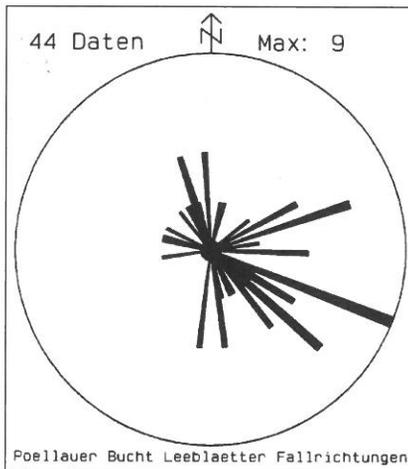


Abb. 39.
 Orientierung der Einfallrichtungen der Leebblätter in den fluvialen Sanden und Kiesen der Pöllauer Bucht (Sammeldiagramm).

4.3. Diskussion

Die Interpretation des Gebietes westlich Hartberg muß aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse in großem Maße spekulativ bleiben. Die heutigen Grenzen zwischen Grundgebirge und sedimentärer Beckenfüllung legen ein Ästuarium im Bereich der Pöllauer Bucht nahe (Abb. 40).

Im Gegensatz zu Grafenberg zeigt der Raum Löffelbach – Schildbach wenig tektonische Beeinflussung. Änderungen des relativen Meeresspiegels übten eine wesentlichen Einfluß auf die Verteilung der Faziesbereiche in Raum und Zeit aus. Die karbonatische Schichtfolge verdankt ihre Entstehung in starkem Maße einem Meeresspiegelzyklus vierter Ordnung (sensu MITCHUM & VAN WAGONER, 1991), der dem jüngsten Zyklus in St. Anna am Aigen entspricht. Aus der Faziesverteilung ergibt sich folgendes Modell:

Fluviatile Sedimente progradierten während eines späten Meeresspiegelhochstandes über das bereits aufgefüllte Ästuarium der Pöllauer Bucht. Die Orientierung der Leebblätter in Löffelbach indiziert eine Schüttung von SW oder NE. Eine Schüttung von SW wäre mit einem progradierenden Delta-Lobus aus der Pöllauer Bucht erklärbar, wogegen eine Schüttung aus NE aufgrund der Gesamtbeckenkonfiguration unwahrscheinlich ist.

Die fluviatilen Sedimente werden in Löffelbach von Delta-Mouth-Bars bei bereits leicht ansteigendem relativem Meeresspiegel überlagert. In Schildbach können Äquivalente letzterer in den horizontal laminierten Feinständen, welche die fluviatilen Sande überlagern, gesehen werden.

Zu dieser Zeit bildete sich eine flache Lagune zwischen dem Lowstand-Delta am Ausgang der Pöllauer Bucht und dem Grundgebirge. Küstenparallele Strömungen von

Norden verhinderten einen Eintrag von feinklastischem Material aus dem Delta-Bereich in die Lagune.

In der Folge führte der relative Meeresspiegelanstieg zu einer Flutung der Pöllauer Bucht und damit zu einer raschen landwärtigen Verlagerung des siliziklastischen Depocenters. Die scharfe Grenze zwischen Delta-Mouth-Bar und der überlagernden mehr marin betonten Schichtfolge wird als Ravinement-Fläche interpretiert.

Es folgen Schillkalke des Foreshore und Foraminiferen-(Ooid-)Grainstone des Upper Shoreface/Beachface, während sich an der Mündung des Ästuarium wahrscheinlich siliziklastische Barren bildeten (nicht nachgewiesen; vgl. DALRYMPLE et al., 1992). Die Wassertiefe war gering, die Kalkbank konnte während eines Meeresspiegeltiefstandes (fünfter Ordnung?) trockenfallen (Caliche und Paläoboden), wobei sich eine Gezeitenrinne einschnitt. Die darauf folgende Zunahme des Mergelgehaltes in Schildbach und der sandigen Zwischenlagen in Löffelbach deuten sowohl auf eine langsame Zunahme der Wassertiefe als auch auf einen starken autozyklischen Einfluß (Verlagerung des siliziklastischen Depocenters) hin. In Löffelbach lassen sich lokal kurzfristige relative Meeresspiegelzyklen fünfter Ordnung nachweisen.

Die Karbonate ertranken bei maximaler Transgression (Maximum Flooding Intervall) und werden durch Feinklastika überlagert. Die *Congeria*-Bank des Pannonium A/B zeigt bereits einen starken Süßwassereinfluß. Anhaltender Sedimentinput während des späten Meeresspiegel-Hochstandes führte zur Progradation eines Deltas vom Gilbert-Typus. Fluviatile Sedimente bilden das Topset des Deltas. Sie progradierten während des Pannonium C aus dem gefüllten Ästuarium der Pöllauer Bucht über einen großen Teil des Steirischen Beckens.

5. Lithostratigraphie

Für die gemischt siliziklastisch-karbonatischen Abfolgen des Sarmatium im Oststeirischen Becken war bisher kein einheitlicher lithostratigraphischer Name in Verwendung. Während die Ablagerungen in der Umgebung von St. Anna am Aigen und Hartberg zumeist einfach als „Obersarmat“ bezeichnet wurden, liegt mit der Bezeichnung „Gleisdorfer Schichten“ für die karbonatisch beeinflusste Schichtfolge im Gleisdorfer Sarmatsporn (KOLLMANN, 1965; FLÜGEL, 1975) der einzige lithostratigraphisch definierte Name für sarmatische Kalke im Oststeirischen Becken vor. Diese Bezeichnung wurde jedoch von KRAINER (1984, 1987) verworfen (siehe Diskussion in Kapitel 5.4.).

Die ähnliche lithologische Ausbildung und Genese der Kalke (transgressiver Ooid-Grainstone) sowie die vergleichbare lithostratigraphische Position (im Liegenden der *Congeria*-Bank) legen einen gemeinsamen Formationsnamen für alle in dieser Arbeit beschriebenen Vorkommen obersarmatischer Kalke im Oststeirischen Becken einschließlich der Rollsdorf-Schichten (KRAINER, 1984) nahe. Gleichzeitig wird eine unnötige Aufsplitterung in kleine Lokalformationen vermieden. Als einziger historischer Name wird hier die Bezeichnung „Gleisdorf(er) Schichten“ beibehalten und erweitert.

Die GLEISDORF-FORMATION beinhaltet somit die gemischt siliziklastisch-karbonatischen Schichtfolgen von Waltra – St. Anna am Aigen, Löffelbach – Schildbach, Grafenberg und Rollsdorf, denen jeweils der Status eines Member zukommt. Wahrscheinlich müssen auch die sarmatischen Ablagerungen der Friedberg-Pinkafelder Bucht

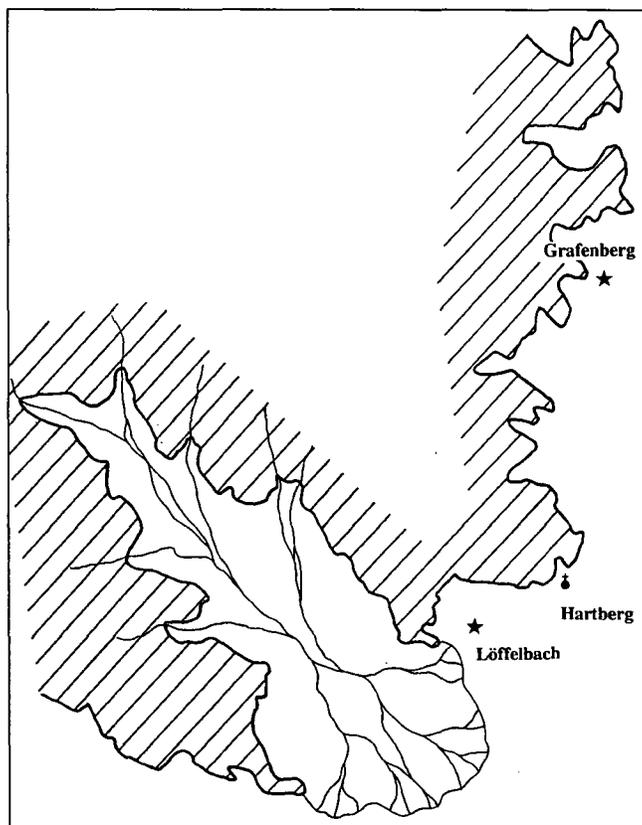


Abb. 40. Schematische Skizze des Ästuariums der Pöllauer Bucht zur Bildungszeit der Ooid-Kalke.

in diese Formation mit einbezogen werden. Die Liegendgrenze der Gleisdorf-Formation ist diachron und ergibt sich aus der Liegendgrenze der einzelnen Member. Die Hangendgrenze wird als synchron angenommen und ergibt sich aus der Überlagerung durch die *Congeria*-Bank bzw. deren Äquivalente im Gebiet von Rollsdorf. Ein Typusprofil wird nicht angegeben. Der lithologische Inhalt der Gleisdorf-Formation ist definiert durch die Summe der Charakteristika der einzelnen Member, für die sehr wohl Typusprofile angeführt werden (siehe unten).

5.1. Waltra-Member

Für die Sedimente des Oberen Sarmatium um St. Anna am Aigen war bisher keine formelle lithostratigraphische Bezeichnung definiert. Für diese Ablagerungen wird hier der Name WALTRA-MEMBER innerhalb der Gleisdorf-Formation eingeführt.

Typusprofil: südlicher Waltragraben; Abb. 4.

Paratypusprofile: mehrere Profile im Pogegraben, Abb. 3.

Zur Beschreibung eines Sedimentationszyklus siehe Kapitel 2.1.

Insgesamt werden fünf siliziklastische Zyklen, abgeschlossen jeweils von einer Kalkbank, unterschieden.

Liegendgrenze: Die Angabe einer im Gelände kartierbaren Liegendgrenze bleibt problematisch. Eine Grenzziehung mit der ersten innerhalb der Schichtsäule auftretenden Kalkbank würde eine genetische Einheit (den ersten Sedimentationszyklus = Parasequenz) auf zwei verschiedene Formationen aufspalten. Die Liegendgrenze der Siliziklastika des ersten Sedimentationszyklus ist im Gelände kaum faßbar. Nach WINKLER (1913) werden sie von „Mergeln und Schiefertönen der mittleren Sarmatischen Stufe“ unterlagert. Der nächstliegende, lithologisch faßbare Horizont ist eine Schotterlage, die von WINKLER-HERMADEN (1951, cum lit.) als „Sarmato-Carinthischer Schotter“ bezeichnet und ins Mittlere Sarmatium eingestuft wurde. Dieser im Gelände verfolgbare Schotterzug wird hier als Unterlagerung des Waltra-Member angenommen. Die bio-chronostratigraphische Einstufung der karbonatisch beeinflussten Schichtfolge ins obere Sarmatium (*granosum*-Zone) darf jedenfalls nicht in die Definition des Members einfließen.

Hangendgrenze: Das Waltra-Member wird von einer Siltbank mit *Congeria* sp. (Pannonium A/B) überlagert.

Chronostratigraphische Position: Oberes Sarmatium, *granosum*-Zone.

Synonymie:

WINKLER (1913): „Obersarmatische Schichten (im Allgemeinen)“

untergliedert in:

- „Bivalvenkalke mit Cerithien- und Spirorbis-Kalken“
- „Cerithium rubiginosum, Kalk mit Foraminiferenlagen“
- „oolithische Foraminiferenkalke“
- „mächtige Kalksandsteine mit Kalkbänken“
- „Tegel, Schiefertone und Mergel“
- „Sande“

WINKLER (1927a): „Obersarmat“, untergliedert in bis zu 5 Zyklen anhand der Kalkbänke

WINKLER (1927b): „obersarmatische Schichten“ untergliedert in:

- „Obersarmat, Sande, Kalke, Mergel und Tone“

„mächtigere Kalk- und Kalksandsteinbänke (Oolithe)“
„Bänke von Kleinschotter in den höchsten sarmatischen Lagen“

WINKLER-HERMADEN (1951): „zyklisch gegliederte Schichtfolge von Sanden und Kiesen, oolithischen Kalken (Foraminiferen- und Spirorbisoolithen) und Muschelkalken, sowie Tegeln und Feinsanden“

KOLLMANN (1965): „mittleres, fossilreiches Schichtpaket“

FLÜGEL & HERITSCH (1968): „Obersarmat“ bzw. „fossilreiche Wechsellagerung von Tonen, Tonmergeln, Kies, Sand, Mergel-Sandsteinen, Kalk-Sandsteinen und oolithischen Kalken“.

5.2. Löffelbach-Member

Die obersarmatischen Gesteine am Nordrand des Steirischen Beckens im Raum Hartberg wurden bisher als „sarmatische Schichten von Hartberg“ oder (häufiger) einfach als „(Ober-)Sarmat“ bezeichnet. Für diese Gesteine wird hier die Bezeichnung LÖFFELBACH-MEMBER innerhalb der Gleisdorf-Formation eingeführt. Es entspricht chronostratigraphisch den jüngsten Anteilen des Waltra-Member. Die überlagernde *Congeria*-Bank wird als bio- und lithostratigraphischer Marker angesehen.

Typusprofil: Steinbruch und Sandgrube Löffelbach, Beschreibung siehe Kapitel 4.1.

Paratypusprofil: Die nicht mehr existenten Steinbrüche von Schildbach (NEBERT, 1951).

Liegendgrenze: im Arbeitsgebiet nicht aufgeschlossen.

Hangendgrenze: wird von einer Silt-Bank mit häufig *Congeria* sp. (Pannonium A/B) bzw. nach BRANDL (1952) „Übergangsschichten und Unterpannone Tegel“ überlagert.

Chronostratigraphische Position: Oberes Sarmatium, *granosum*-Zone.

Auffallend ist das Auftreten von *Elphidium* cf. *reginum* in Löffelbach. *Elphidium reginum* (d'ORBIGNY) wird als leitend für die gleichnamige Biochronozone (Unteres Sarmatium) angesehen und tritt in der Zentralen Paratethys in jüngeren Sedimenten nicht mehr auf (BRESTENSKA, 1974). Die lithostratigraphische Position des Löffelbach-Member im Liegenden der *Congeria*-Bank ohne Hinweise auf eine länger andauernde Sedimentations-Unterbrechung läßt jedoch an einer Einstufung ins Obere Sarmatium keinen Zweifel. In der Östlichen Paratethys kommt diese Art noch im Bessarabium vor (BRESTENSKA, 1974). Für das obersarmatische *E. cf. reginum* wird eine nahe Verwandtschaft zu *E. aculeatum* (d'ORBIGNY) angenommen.

Synonymie:

HILBER (1894): „Sarmatische Stufe“

BRANDL (1931): „Sarmat“

„Pontikum“ (partim)

NEBERT (1951): „Sarmat“ (Karte), im Text untergliedert in:

- „untere fluviatile Sande“
- „marin brackische Schichtserie“
- „obere fluviatile Sande“
- „Abschlußhorizont“

BRANDL (1952):

- „Untere sarmatische Serie“ (Karte) bzw. „tiefere Serie von Tegeln mit darüberliegenden kreuzgeschichteten Sanden“ (Text)

„Obere sarmatische Serie“ (Karte) bzw. „sarmatische Hangendserie, beginnend mit Tegeln, denen kreuzgeschichtete Sande folgen ...“ (Text)

NEBERT (1952): „vorwiegend marinbrackische Kalke, Kalksandsteine und Tegel“ (Karte)

WINKLER von HERMADEN (1952): „Sand-Kalkserie“

NEBERT (1985):

„1. Sedimentationszyklus des Sarmatien“ untergliedert in:

„Untere fluviatile Sande“

„marinbrackische Schichtfolge“

„marinbrackische grünlich-graue Tegel“

eventuell auch „2. Sedimentationszyklus des Sarmatien“ untergliedert in:

„Obere fluviatile Sande“

„marinbrackische Abschlußfolge“

5.3. Grafenberg-Member

Aufgrund der abweichenden mikrofaziellen Ausbildung des Grafenberg-Buildup, sowie aufgrund der Unterlagerung durch metamorphe Gesteine des Waldbach-Kristallin werden Buildup sowie überlagernder Ooid-Grainstone und Feinklastika als GRAFENBERG-MEMBER von den gleichaltrigen Schichten um Hartberg (= Löffelbach-Member) abgetrennt.

Typusprofil: der nicht mehr existente Steinbruch Grafenberg, Beschreibung siehe Kapitel 3.

Liegendgrenze: Gneise des Waldbach-Kristallins.

Hangendgrenze: wird von einer Silt-Bank mit häufig *Congeria* sp. (Pannonium A/B) bzw. nach BRANDL (1952) „Übergangsschichten und Unterpannone Tegel“ überlagert.

Chronostratigraphische Position: Oberes Sarmatium, *granosum*-Zone.

Synonymie:

KAMPTNER (1942): „Nubecularienkalke von Reibersdorf“

BRANDL (1952):

„Untere sarmatische Serie“ (Karte) bzw. „tiefere Serie von Tegeln mit darüberliegenden kreuzgeschichteten Sanden“ (Text)

„Mittlere (kalkige) sarmatische Serie“ (Karte) bzw. „mittlere kalkreiche Serie mit untergeordnet auftretenden Kalksandsteinen“ (Text)

„Obere sarmatische Serie“ (Karte) bzw. „sarmatische Hangendserie, beginnend mit Tegeln, denen kreuzgeschichtete Sande folgen ...“ (Text)

WINKLER v. HERMADEN (1952): „Obersarmat“ bzw. „geröllführende obersarmatische Schichten nördlich von Hartberg“ bzw. „sarmatische Riffkalke (Bryozoen-, Serpuliden- und Algenkalke)“

BRANDL (1980): „Sarmat“

untergliedert in:

„Oolithkalk“

„Sande und Schotter“

„Feinklastika und Schotter“

5.4. Rollsdorf-Member

Die Bezeichnung Rollsdorf-Schichten wurde von KRAINER (1984) als informeller Arbeitsbegriff für die gemischt siliziklastisch-karbonatischen Ablagerungen des Gleisdorfer Sarmatisporns eingeführt. Diese Gesteine wurden früher (FLÜGEL, 1975; KOLLMANN, 1965) als Gleisdorfer

Schichten bezeichnet und ins Obere Sarmatium (*granosum*-Zone) eingestuft. KRAINER (1987) behält den Arbeitsbegriff „Rollsdorf-Schichten“ bei, hält aber die Definition einer formellen lithostratigraphischen Einheit ohne die Einbeziehung sowohl des gesamten Beckenrandes als auch der mehr beckenwärts gelegenen Anteile für wenig sinnvoll.

Analog dem Waltra- und Löffelbach-Member besteht diese lithologische Einheit aus Kalkbänken unterschiedlicher Mikrofazies, die in verschiedenen Niveaus linsenartige Einschaltungen innerhalb der siliziklastischen Abfolge bilden. Sie weist damit große lithofazielle Ähnlichkeiten zu den „typisch“ obersarmatischen Kalkvorkommen auf (WINKLER-HERMADEN, 1957). KRAINER (1987) unterscheidet 7 Mikrofaziestypen: (A) Ooidfazies, (B) Aggregatfazies, (C) Spiculitfazies, (D) Peloidfazies, (E) Schlammfazies, (F) Intraklastfazies und (G) Detritfazies. Mit Ausnahme von Fazies (A), die als Bildung hochenergetischer Barrenbereiche anzusprechen ist, spiegeln diese Mikrofaziestypen ruhige Ablagerungsbedingungen, wie sie in geschützten Buchten oder Lagunen vorkommen, wider. Sie wurden im flachen Subtidal bis Intertidal, teilweise auch im Supratidal abgelagert, wobei eher geringe Gezeitenunterschiede anzunehmen sind. Die Kalke werden als Warmwasserbildungen bei relativ normaler Salinität (nicht unter 20 Promille) interpretiert. KRAINER (1987) weist auf den starken Einfluß von relativen Meeresspiegelschwankungen auf die Faziesverteilung hin. Eine zyklische Entwicklung konnte aufgrund der mangelnden Aufschlußverhältnisse nicht nachgewiesen werden.

Obwohl die lithofaziellen Ähnlichkeiten mit dem obersarmatischen Waltra- und Löffelbach-Member nicht von der Hand zu weisen sind, werden die Rollsdorf-Schichten von KRAINER (1984, 1987) aufgrund ihrer Mollusken-Fauna, speziell aber anhand der Foraminiferen und Ostracoden ins Untere bis tiefere Mittlere Sarmatium s.str. eingestuft (*reginum*- und *hauerinum*-Zone).

Die Foraminiferenfauna zeigt starke Ähnlichkeiten zu denjenigen aus dem Großraum von St. Anna am Aigen bzw. Löffelbach. Für die biostratigraphische Einstufung waren besonders *Elphidium aculeatum* (d'ORBIGNY) und *E. reginum* (d'ORBIGNY) maßgebend (vgl. PAPP, 1963b). Erstere Foraminifere kommt in den Sanden des Löffelbach-Members, die nicht zuletzt aufgrund ihrer Position im Liegenden des *Congeria*-Horizontes sicher ins Obere Sarmatium zu stellen sind, relativ häufig vor. *E. aculeatum* zeigt dort Übergänge zu *E. reginum*. Diese Formen werden hier als *E. cf. reginum* erwähnt (siehe Kapitel 4.1. und 5.2.).

Bei den Ostracoden waren besonders *Aurila mehesi* (ZALANYI), *Loxoconcha schmidi* CERNAJSEK, *Hermanites haidingeri* (REUSS) und *Cnestocythere* sp. für die Einstufung ins Untere bis Mittlere Sarmatium ausschlaggebend. *A. cf. mehesi* wurde in Löffelbach gelegentlich gefunden, die drei letzteren Ostracoden wurden in Waltra- und Löffelbach-Member nicht angetroffen. *Hermanites* und *Cnestocythere* sind rein marine Gattungen, deren „Auftreten im jüngeren Sarmatium [...] problematisch“ ist (CERNAJSEK, 1974: 481), was jedoch impliziert, daß Vertreter dieser Gattungen in Ablagerungen des Oberen Sarmatium bereits beobachtet wurden. Ähnlich wie bei *Fursenkoina acuta* (d'ORBIGNY) kann auch hier der Influx von beinahe normal marinem Wasser während transgressiver Phasen das Auftreten dieser Arten ermöglicht haben (siehe Kapitel 2.4.).

Die Position der Rollsdorf-Schichten innerhalb des lithostratigraphischen Profils trägt wenig zur Frage der Altersstellung bei. Ihre Vorkommen sind tektonisch be-

grenzt, lediglich im Norden ihres Verbreitungsgebietes werden sie vom Puch(er) Schotter überlagert. Dessen Alter wird jedoch vorwiegend aufgrund seiner Lage im Hangenden der Rollsdorf-Schichten mit (?) Oberes Sarmatium bis Pannonium C angegeben (KRAINER, 1987).

Die generelle Faziesverteilung (KOLLMANN, 1965), aber auch der Vergleich mit der globalen Meeresspiegelkurve (HAQ et al., 1987) legen nahe, daß die Sedimente des Sarmatium eine Ablagerungssequenz dritter Ordnung (VAN WAGONER et al., 1988) darstellen (was allerdings über eine Neubearbeitung der Bohrprofile und -kerne sowie speziell der seismischen Profile, die bisher von den Erdölgesellschaften zurückgehalten wurden, erst verifiziert werden muß). Damit wäre die Bildung einer ausgedehnten, geschützten Bucht oder Lagune während dem späten Untersarmatium bis frühen Mittelsarmatium (Maximum Flooding Interval) eher unwahrscheinlich. In der badenischen Weißenegg-Formation sind Karbonate im Wesentlichen auf den Transgressive und Highstand Systems Tract beschränkt, während das Maximum Flooding Intervall durch feinklastische Sedimentation gekennzeichnet ist (FRIEBE, 1993). Größere lagunäre Bereiche können aber, ebenso wie ausgedehnte Küstenebenen, bevorzugt bei relativem Meeresspiegelhochstand gebildet werden. Überlagernde transgressive Schübe vierter Ordnung können eine kurzfristige Verlagerung des siliziklastischen Depozenters herbeiführen und damit die Karbonatsedimentation begünstigen.

Aufgrund dieser Überlegungen wird hier einer biostratigraphischen Einstufung der gemischt siliziklastisch-karbonatischen Ablagerungen des Gleisdorfer Sarmatispornes ins obere Sarmatium (*granosum*-Zone) der Vorzug gegeben. Der Arbeitsbegriff Rollsdorf-Schichten (KRAINER, 1984) wird als ROLLSDORF-MEMBER innerhalb der Gleisdorf-Formation beibehalten. Eine ausführliche Beschreibung findet sich in KRAINER (1987).

6. Schlußfolgerungen

Für die drei Untersuchungsgebiete ergeben sich folgende Ablagerungsmodelle:

6.1. St Anna am Aigen

- Die mindestens fünf gemischt siliziklastisch-karbonatischen Sedimentations-Zyklen von St. Anna am Aigen spiegeln eine zunehmende Verflachung des Ablagerungsmilieus wider, welche von einer generellen Zunahme, gefolgt von einer leichten Abnahme der mittleren Korngröße direkt unter den Kalkbänken begleitet wird. Sie werden als ästuarine Bildungen interpretiert.
- Massiger bis laminiertes Silt wurde unter niederenergetischen Bedingungen unter der Sturmwellenbasis abgelagert. Zunehmende Linsenschichtung gegen das Hangende charakterisiert den Übergangsbereich zwischen Offshore und Shoreface. Rippelgeschichtete sandige Lagen werden als Sturmlagen im Lower Shoreface interpretiert. Aufgrund der generell niederenergetischen Bedingungen fehlt Hummocky Cross Stratification. Es folgt massiger bis parallel-laminierter Sand des niederenergetischen Upper Shoreface. Er repräsentiert die meeresseitige Barriere des Ästuariums. Die Küste war etwa NNW–SSE orientiert. Diese Fazies wird von massigem, fossilführendem Sand mit häufigen Schill-Lagen überlagert, welcher in der zentralen Lagune oder Bucht des Ästuariums abgelagert wurde. Die

Schill-Lagen repräsentieren Sturmereignisse. Eingeschnittene sandige Rinnen werden als Inlets interpretiert. Einschaltungen von feinkiesigem Grobsand mit trogförmiger Kreuzschichtung in einigen Zyklen stellen Verteiler-Rinnen eines Fluß-dominierten, progradierenden Deltas (Bay-Head Delta) dar.

- Die Kalkbänke sind transgressive Ablagerungen. Ihre scharfe Basis ist eine Transgressionsfläche, die in manchen Fällen als Ravinement-Fläche ausgebildet ist. Die Ooid-Bildung wurde durch den Influx von beinahe normal marinem Wasser in das ästuarine, brackische Environment während der Transgression ermöglicht. Eine enge Beziehung zwischen Onkoiden und Ooiden legt nahe, daß Mikroorganismen auch an der Bildung der Ooide wesentlich beteiligt waren.
- Die Karbonatproduktion konnte schließlich mit der Zunahme der Wassertiefe nicht mehr mithalten, und die Ooid-Barren „ertranken“. Sie werden mit scharfer Grenze (Maximum Flooding Surface) von Offshore Sedimenten überlagert.
- Die Faziesverteilung in St. Anna am Aigen wurde hauptsächlich durch relative Meeresspiegelschwankungen kontrolliert. Die Zyklen, die einen Zeitraum von etwa 80.000 Jahren repräsentieren, stellen Parasequenzen (MITCHUM & VAN WAGONER, 1991) bzw. Punctuated Aggradational Cycles (GOODWIN & ANDERSON, 1985) dar und lassen sich mit einzelnen Phasen eines Meeresspiegelzyklus 4. Ordnung korrelieren.

6.2. Grafenberg

- Am Nordrand des Steirischen Beckens führte eine tektonisch initiierte Transgression bei Grafenberg zum Einschneiden eines Kliffs in das metamorphe Grundgebirge. Bei fortschreitender Transgression bildete sich über diesem Kliff eine kleine Karbonatplattform (wenige 100 m im Durchmesser).
- Das Buildup besteht – über einem Transgressionskonglomerat an der Basis – aus zwei Serpuliden-Bryozoen-Foraminiferen-Biostromen, die durch einen Mikrobialit getrennt sind. Das obere Biostrom wird durch eine Ravinement-Fläche gekappt und von Ooid-Grainstone überlagert.
- In beiden Biostromen bildeten Serpuliden, Bryozoen (*Schizoporella* sp.) und die inkrustierende Foraminifere *Sinzowella caespitosa* (STEINMANN) sowie Mikrobenmatten ein stabiles Riffgerüst. Die Zwickel wurden durch biogenen Debris und Siliziklastika gefüllt.
- Serpuliden und *Sinzowella caespitosa* (STEINMANN) umkrusteten sowohl terrigene Gerölle als auch Bryozoen. Die Foraminifere zeigt weiters enge Beziehungen zu den Mikroben-Matten. Bryozoen wuchsen auf Serpuliden und Geröllen und hatten vermutlich auch mit uncalcifizierten Mikroben zu konkurrieren. In beiden Biostromen treten zudem euryhaline Corallinaceen [*Lithophyllum sarmaticum* KAMPTNER und *Titanoderma ucrainica* (MASLOV)] sowie selten Dasycladaceen (*Cymopolia* sp.) auf. Lokal kommen Gastropoden-Coquinas vor.
- Mikroben-Matten innerhalb der Biostrome bestehen aus einer Wechsellagerung von bis zu 5 Millimeter dicken, oft invers gradierten Lagen von Peloiden in einem Sparit-Zement und dünnen Mikritlagen. Letztere bestehen aus dicht gepackten und kompaktierten Peloiden. In einem Fall wurde eine Wechsellagerung mit horizontalen, calcifizierten Filamenten beobachtet. Daneben treten stromatolithische Krusten sowie subsphäri-

sche Lithoherme auf. Selten wurden calcifizierte Mikroben (u.a. vom Typus „*Wetheredella*“) gefunden.

- Beide Biostrome sind durch einen Mikrobialit getrennt. Dieser besteht aus stromatolithischen Krusten sowie laminierten mikrobiellen Mikrit-Krusten mit Birdseyes. Als Bildungsmilieu wird eine flache Lagune angenommen.
- Das obere Biostrom wird durch eine Ravinement-Fläche (eustatischer Genese) abgeschnitten, und von einem Ooid-Grainstone überlagert. Die Plattform ertrank während des maximalen Meeresspiegelanstiegs.

6.3. Löffelbach

- Die Sedimentationsdynamik im Raum Löffelbach-Schildbach wurde einerseits durch eustatische Meeresspiegelschwankungen, andererseits durch das Ästuarium der Pöllauer Bucht gesteuert.
- Fluviale Sedimente progradierten während eines späten Meeresspiegelhochstandes über das bereits aufgefüllte Ästuarium. Diese Grobsande werden in Löffelbach von Delta-Mouth-Bars bei bereits leicht ansteigendem relativem Meeresspiegel überlagert. Zwischen dem Lowstand-Delta am Ausgang der Pöllauer Bucht und dem Grundgebirge bildete sich eine flache Lagune. Der Eintrag von feinklastischem Material in die Lagune wurde durch küstenparallele Strömungen von Norden verhindert.
- Der relative Meeresspiegelanstieg führte zur Flutung der Pöllauer Bucht und zu einer raschen landwärtigen Verlagerung des siliziklastischen Depocenters. Die scharfe Grenze zwischen Delta-Mouth-Bar und der überlagernden, mehr marin betonten Schichtfolge entspricht einer Ravinement-Fläche. Es folgen Schillkalke des Foreshore und Foraminiferen- (Ooid-) Grainstone des Upper Shoreface/Beachface. Siliziklastische Barren an der Mündung des Ästuarium konnten nicht nachgewiesen werden.
- Die Zunahme des Mergelgehaltes in Schildbach und der sandigen Zwischenlagen in Löffelbach deuten sowohl auf eine langsame Zunahme der Wassertiefe als auch auf einen starken autozyklischen Einfluß (Verlagerung des siliziklastischen Depocenters) hin.
- Analog zu den anderen Untersuchungsgebieten ertranken die Karbonate bei maximaler Transgression und wurden durch Feinklastika überlagert. Die *Congeria*-Bank des Pannonium A/B zeigt bereits einen starken Süßwassereinfluß. Während des späten Meeresspiegel-Hochstandes progradierte ein Delta vom Gilbert-Typus über das aufgefüllte Ästuarium. Fluviale Sedimente bilden das Topset des Deltas. Sie progradierten während des Pannonium C über einen großen Teil des Steirischen Beckens.

6.4. Salinität und Klima

- Die obersarmatischen Faunen sowohl des Off-shore-Bereiches als auch der Biostrome von Grafenberg unterscheiden sich signifikant von den normal marinen, subtropischen Faunen-Assoziationen des Badenium.
- Die obersarmatischen Ablagerungen führen keinerlei Fossilien, wie sie in normal salinem Milieu zu erwarten wären (Seeigel, planktische Foraminiferen, benthische Großforaminiferen, Korallen, Balaniden etc.). Die sarmatische Molluskenfauna der Paratethys ist stark endemisch. Diese Beobachtungen sind keineswegs auf die ästuarin beeinflussten Bereiche beschränkt. Eine

reduzierte Salinität auch im Beckenzentrum muß als gegeben angenommen werden.

- Bryozoen-Serpuliden-Vergesellschaftungen sind typisch für gemäßigte Klimate. Eine „Aussüßung“ wäre ohne Klimawechsel kaum möglich gewesen, da eine Abschnürung von den Weltmeeren unter subtropischen Bedingungen eher zur Evaporitisierung geführt hätte.
- Transgressive Schübe brachten beinahe normal marines Wasser ins Steirische Becken und ermöglichten die Bildung der Ooid-Barren. Kümmerformen der euhalinen Foraminifere *Fursenkoina acuta* (d'ORBIGNY) kommen ausschließlich direkt über den Kalkbänken vor.

6.5. Lithostratigraphie

- Die gemischt siliziklastisch-karbonatischen Abfolgen des Oststeirischen Beckens hangend der Leithakalk-Entwicklung werden als Gleisdorf-Formation zusammengefaßt.
- Die Gleisdorf-Formation zerfällt nach ihren Hauptverbreitungsgebieten in vier Formationsglieder: Waltra-Member, Löffelbach-Member, Grafenberg-Member und Rollsdorf-Member.
- Die Foraminiferen- und Ostracoden-Fauna sowie die lithostratigraphische Position im Liegenden eines *Congeria*-Horizontes, der bereits ins Pannonium A/B zu stellen ist, lassen eine Einstufung der Grafenberg-Formation ins Obere Sarmatium (*granosum*-Zone) zu.
- Die Liegendgrenze der Gleisdorf-Formation ist diachron und ergibt sich aus der Liegendgrenze der einzelnen Member. Die Hangendgrenze wird als synchron angenommen und ergibt sich aus der Überlagerung durch die *Congeria*-Bank bzw. deren Äquivalenten. Der lithologische Inhalt der Gleisdorf-Formation ist durch die Summe der Charakteristika der einzelnen Member definiert.

Dank

Vorliegende Arbeit entstand im Rahmen des FWF-Projektes P8413-GEO („Marine Kalke im siliziklastischen Umfeld“, Projektleiter Univ. Prof. Dr. Hans-Ludwig HOLZER) am Institut für Geologie und Paläontologie der KFU Graz und faßt dessen wesentliche Ergebnisse zusammen.

Herrn Prof. Dr. HOLZER danke ich für zahlreiche Diskussionen und die Überlassung von Probenmaterial und Geländedaten aus Grafenberg. Für weitere Anregungen speziell zu Grafenberg danke ich Herrn Dr. A. FREIWALD (Kiel) sowie Herrn Dr. F.F. STEININGER (Wien). Der Sr-Gehalt der Ooide wurde von H. WEDEPOHL (Göttingen) bestimmt.

Literatur

- ACKER, K.L. & STEARN, C.W.: Carbonate-Siliciclastic Facies Transition and Reef Growth on the Northeast Coast of Barbados, West Indies. – J. Sedim. Petrol., **60**, 18–25, Tulsa 1990.
- AISSAOUI, D.M.: Botryoidal Aragonite and its Diagenesis. – Sedimentology, **32**, 345–361, Oxford 1985.
- BAGDASARYAN, K.G.: Ecological Systems of the Sarmatian Sea. – Paleont. Jour., **17**, 1–9, Moscow 1983.
- BAKALOVA, D.: Calcareous Algae from the Miocene Sediments in Northwest Bulgaria [in Bulgarisch]. – Palaeont., stratigr. & lithol., **26**, 3–26, Sofia 1988.
- BECKMANN, J.-P. & BECKMANN, R.: Calcareous Algae from the Cretaceous and Tertiary of Cuba. – Schweiz. Paläont. Abh., **85**, 1–45, Basel 1966.
- BRAGA, J.C., BOSENCE, D.W. J. & STENECK, R.S.: New Anatomical Characters in Fossil Coralline Algae and Their Taxonomic Implications. – Palaeontology, **36**, 535–547, 1993.

- BRAGA, J.C., MARTIN, J.M. & ALCALA, B.: Coral Reefs in Coarse-Terrigenous Sedimentary Environments (Upper Tortonian, Granada Basin, Southern Spain). – *Sedim. Geol.*, **66**, 135–150, Amsterdam 1990.
- BRANDL, W.: Die tertiären Ablagerungen am Saume des Hartberger Gebirgsspornes. – *Jahrb. Geol. B.-A.*, **81**, 353–386, Wien 1931.
- BRANDL, W.: Neue geologische Beobachtungen im Tertiärgebiet von Hartberg. – *Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk.*, **81/82**, 108–111, Graz 1980.
- BRANDL, W.: Tertiär-Aufschlüsse am Ostrand des Masenbergstokes (Nordoststeiermark). – *Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk.*, **110**, 39–45, Graz 1980.
- BRESTENSKA, E.: Die Foraminiferen des Sarmatien s. str. – In: PAPP, A., MARINESCU, F. & SENES, J. (eds.): M5 Sarmatien. Die Sarmatische Schichtengruppe und ihr Stratotypus. – *Chronostratigraphie u. Neostatotypen*, **4**, 243–293, Bratislava (VEDA) 1974.
- CARTER R.M., ABBOTT S.T., FULTHORPE, C.S., HAYWICK, D.W. & HENDERSON R.A.: Application of Global Sea-Level and Sequence-Stratigraphy Models in Southern Hemisphere Neogene Strata from New Zealand. – In: MACDONALD, D.I.M. (ed.): Sedimentation, Tectonics and Eustasy. Sea-Level Changes at Active Margins. – *IAS Spec. Publ.*, **12**, 41–65, Oxford (Blackwell) 1991.
- CERNAJSEK, T.: Die Ostracodenfaunen der Sarmatischen Schichten in Österreich. – In: PAPP, A., MARINESCU, F. & SENES, J. (eds.): M5 Sarmatien. Die Sarmatische Schichtengruppe und ihr Stratotypus. – *Chronostratigraphie u. Neostatotypen*, **4**, 458–491, Bratislava (VEDA) 1974.
- CHOI, D.R. & GINSBURG, R.N.: Siliciclastic Foundation of Quaternary Reefs in the Southernmost Belize Lagoon, British Honduras. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **93**, 116–126, Boulder 1982.
- DABRIO, C.J. & POLO, M.: Late Neogene Fan Deltas and Associated Coral Reefs in the Almanzora Basin, Almeria Province, Southeastern Spain. – In: NEMEC, W. & STEEL, R.J. (eds.): Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings, 354–367, (Blakie & Son) 1988.
- DALRYMPLE, R.W., ZAITLIN, B.A. & BOYD, R.: Estuarine Facies Models: Conceptual Basis and Stratigraphic Implications. – *J. Sedim. Petrol.*, **62**, 1130–1146, Tulsa 1992.
- DOYLE, L.Y. & ROBERTS, H.H. (eds.): Carbonate – Clastic Transitions. – *Developments in Sedimentology*, **42**, 304 pp., Amsterdam etc. (Elsevier) 1988.
- DULLO, W.C.: Fossildiagenese im miozänen Leitha-Kalk der Paratethys von Österreich: Ein Beispiel für Faunenverschiebungen durch Diageneseunterschiede. – *Facies*, **8**, 1–112, Erlangen 1983.
- FLÜGEL, H.W.: Das Steirische Neogenbecken. – 42. Jahresvers. Paläont. Ges., Exkursionsführer, 199–227, Graz 1972.
- FLÜGEL, H.W.: Die Geologie des Grazer Berglandes (Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1 : 100.000). 2. Auflage. – *Mitt. Abt. Geol. Joanneum, Sdh.*, **1**, 228 S., Graz 1975.
- FLÜGEL, H.W. & HERITSCH, H.: Das Steirische Tertiärbecken. – *Slg. Geol. Führer*, **47**, 196 S., Berlin (Bornträger) 1968.
- FRIEBE, J.G.: Lithostratigraphische Neugliederung und Sedimentologie der Ablagerungen des Badenium (Miozän) um die Mittelsteirische Schwelle (Steirisches Becken, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **133/2**, 223–257, Wien 1990.
- FRIEBE, J.G.: Carbonate Sedimentation within a Siliciclastic Environment: The Leithakalk of the Weißenegg Formation (Middle Miocene; Styrian Basin, Austria). – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **1990/11**, 1671–1687, Stuttgart 1991.
- FRIEBE, J.G.: Sequence Stratigraphy in a Mixed Carbonate-Siliciclastic Depositional System (Middle Miocene; Styrian Basin, Austria). – *Geologische Rdsch.*, **82**, 281–294, Heidelberg 1993.
- FRIEDMAN, G.M.: Histories of Coexisting Reefs and Terrigenous Sediments: the Gulf of Elat (Red Sea), Java Sea, and Neogene Basin of the Negev, Israel. – In: DOYLE, L.J. & ROBERTS, H.H. (eds.): Carbonate – Clastic Transitions. *Developments in Sedimentology*, **42**, 77–97, Amsterdam etc. (Elsevier) 1988.
- GEARY, D.H., RICH, J., VALLEY, J.W. & BAKER, K.: Stable Isotopic Evidence of Salinity Change: Influence on the Evolution of Melanopsid Gastropods in the Late Miocene Pannonian Basin. – *Geology*, **17**, 981–985, Boulder 1989.
- GILLET, S. & DERVILLE, H.: Nouveau gisement d'un récif à Nubecularia à Cricov, près de Chisinau (Bessarabie). – *Bull. Soc. Geol. Fr., Ser. 5*, **1**, 721–738, Paris 1931.
- GOODWIN, P.W. & ANDERSON, E.J.: Punctuated Aggradational Cycles: A General Hypothesis of Episodic Stratigraphic Accumulation. – *Journ. Geol.*, **93**, 515–533, Chicago 1985.
- HAGEMAN, J.: Benthic Foraminiferal Assemblages from Plio-Pleistocene Open Bay to Lagoonal Sediments of the Western Peloponnesus (Greece). – *Utrecht Micropal. Bull.*, **20**, 1–171, Utrecht 1979.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R.: Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. – *Science*, **235**, 1156–1166, Washington 1987.
- HAYWARD, A.B.: Coral Reefs in a Clastic Sedimentary Environment: Fossil (Miocene, S.W. Turkey) and Modern (Recent, Red Sea) Analogues. – *Coral Reefs*, **1**, 109–114, 1982.
- HILBER, V.: Das Tertiärgebiet um Hartberg in Steiermark und Pinkafeld in Ungarn. – *Jahrb. Geol. B.-A.*, **44**, 389–414, Wien 1894.
- HOWARD, J.D. & REINECK, H.E.: Depositional Facies of High-Energy Beach-to-Offshore Sequence: Comparison with Low-Energy Sequence. – *A.A.P.G. Bull.*, **65**, 807–830, Tulsa 1981.
- HSÜ, K.J., MONTADERT, L., BERNOULLI, D., CITA, M.B., ERICKSON, A., GARRISON, R.E., KIDD, R.B., MELIERES, F., MÜLLER, C. & WRIGHT, R.: History of the Mediterranean Salinity Crisis. – *Nature*, **267**, 399–403, London 1977.
- JAMES, N.P., BONE, Y., VON DER BORCH, C.C. & GOSTIN, V.A.: Modern Carbonate and Terrigenous Sediments on a Cool Water, High Energy, Mid-Latitude Shelf: Lacepede, Southern Australia. – *Sedimentology*, **39/5**, 877–903, Oxford 1992.
- JORISSEN, F.J.: Benthic Foraminifera from the Adriatic Sea; Principles of Phenotypic Variation. – *Utrecht Micropal. Bull.*, **37**, 1–174, Utrecht 1988.
- KAMPTNER, E.: Zwei Corallinaceen aus dem Sarmat des Alpen-Ostrandes und der Hainburger Berge. – *Ann. Nat. Hist. Mus. Wien*, **52**, 5–19, Wien 1942.
- KOLLMANN, K.: Jungtertiär im Steirischen Becken. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **57**, 479–632, Wien 1965.
- KRAINER, B.: Zur zeitlichen Einstufung, Stratigraphie und Tektonik im Nordteil des Gleisdorfer Sarmatsspornes (Oststeiermark). – *Mitt. naturwiss. Ver. Stmk.*, **114**, 95–106, Graz 1984.
- KRAINER, B.: Das Tertiär der Weizer Bucht, Steirisches Becken. – *Unveröff. Diss. Univ. Graz* 1987.
- LEES, A.: Possible Influence of Salinity and Temperature on Modern Shelf Carbonate Sedimentation. – *Marine Geology*, **19**, 159–198, Amsterdam 1975.
- LEINFELDER, R.R.: Gemischt karbonatisch-siliziklastische Faziesmodelle aus dem Oberjura von Portugal. – 3. Treffen deutschsprachiger Sedimentologen – *Vortragskurzfassungen*. – *Bochumer geol. geotechn. Arb.*, **29**, 109–112, Bochum 1988.
- MALECKY, J.: Grünalgen (Chlorophyta) aus den sarmatischen Ablagerungen von Gliwice Stare (Polen). – In: PAPP, A., MARINESCU, F. & SENES, J. (eds.): M5 Sarmatien. Die Sarmatische Schichtengruppe und ihr Stratotypus, *Chronostratigraphie u. Neostatotypen*, **4**, 598–605, Bratislava (VEDA) 1974.
- MASSARI, F. & DIENI, I.: Pelagic Oncoids and Ooids in the Middle-Upper Jurassic of Eastern Sardinia. – In: PERYT, T. (ed.): *Coated Grains*, 367–376, Berlin – Heidelberg (Springer) 1983.
- MCPHERSON, J.G., SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R.: Fan-Deltas and Braid-Deltas: Varieties of Coarse Grained Deltas. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **99**, 331–340, Boulder 1987.
- MITCHUM, R.M. & VAN WAGONER, J.C.: High-Frequency Sequences and their Stacking Patterns: Sequence-Stratigraphic Evidence of High-Frequency Eustatic Cycles. – *Sedimentary Geology*, **70**, 131–160, Amsterdam 1991.
- MONTY, C.L.V.: The Origin and Development of Cryptalgal Fabrics. – In: WALTER, M.R. (ed.): *Stromatolites. Developments in Sedimentology*, **20**, 193–249, Amsterdam (Elsevier) 1976.

- NEBELSICK, J.H.: Temperate Water Carbonate Facies of the Early Miocene Paratethys (Zogelsdorf Formation, Lower Austria). – *Facies*, **21**, 11–40, Erlangen 1989.
- NEBERT, K.: Sedimentologisch-stratigraphische Untersuchungen im Jungtertiär südwestlich von Hartberg (Oststeiermark). – *Berg- u. Hüttenmänn. Mh.*, **96**, 9–57, Wien 1951.
- NEBERT, K.: Die pliozäne Schichtfolge in der Pöllauer Bucht (Oststeiermark). – *Jb. Geol. B.-A.*, **40**, 103–118, Wien 1952.
- NEBERT, K.: Kohlengeologische Erkundung des Neogens entlang des Ostrandes der Zentralalpen. – *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **6**, 23–77, Wien 1985.
- NELSON, C.S.: An Introductory Perspective on Non-Tropical Shelf Carbonates. – *Sedimentary Geology*, **60**, 3–12, Amsterdam 1988.
- NELSON, C.S., HYDEN, F.M., KEANE, S.L., LEASK, W.L. & GORDON, D.P.: Application of Bryozoan Zoarial Growth-Form Studies in Facies Analysis of Non-Tropical Carbonate Deposits in New Zealand. – *Sedimentary Geology*, **60**, 301–322, Amsterdam 1988.
- NEMEC, W.: Aspects of Sediment Movement on Steep Delta Slopes. – In: COLELLA, A. & PRIOR, D.B. (eds.): *Coarse-Grained Deltas*. – *Int. Ass. Sediment. Spec. Publ.*, **10**, 29–73, Oxford (Blackwell) 1990.
- NEUBAUER, F., MÜLLER, W., PEINDL, P., MOYSCHEWITZ, G., WALLBRECHER, E. & THÖNI, M.: Evolution of Lower Austroalpine Units Along the Eastern Margin of the Alps: A Review. – In: NEUBAUER, F. (ed.): *The Eastern Central Alps of Austria*, ALCAPA-Field Guide, 97–114, Graz 1992.
- PAPP, A.: Das Verhalten neogener Molluskenfaunen bei verschiedenen Salzgehalten. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **10**, 35–48, Krefeld 1963a.
- PAPP, A.: Die biostratigraphische Gliederung des Neogens im Wiener Becken. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **56**, 225–317, Wien 1963b.
- PAPP, A.: Die Molluskenfauna der Sarmatischen Schichtengruppe. – In: PAPP, A., MARINESCU, F. & SENES, J. (eds.): *M5 Sarmatien. Die Sarmatische Schichtengruppe und ihr Stratotypus*. – *Chronostratigraphie u. Neostratotypen*, **4**, 318–433, Bratislava (VEDA) 1974.
- PAPP, A., MARINESCU, F. & SENES, J. (eds.): *M5-Sarmatien. Die Sarmatische Schichtengruppe und ihr Stratotypus*. – *Chronostratigraphie und Neostratotypen*, **4**, 707 S., Bratislava 1974.
- PEDLEY, H.M.: A Palaeoecological Study in the Upper Coralline Limestone, Terebratula-Aphelesia Bed (Miocene, Malta) Based on Bryozoan Growth-Form Studies and Brachiopod Distributions. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **20**, 209–234, Amsterdam 1976.
- PISERA, A.: Paleoecology and Lithogenesis of the Middle Miocene (Badenian) Algal-Vermitid Reefs from the Roztocze Hills, South-Eastern Poland. – *Acta Geol. Pol.*, **35**, 89–155, Warszawa 1985.
- RICHTER, D.K.: Calcareous Ooids: A Synopsis. – In: PERYT, T.M. (ed.): *Coated Grains*, 71–99, Berlin – Heidelberg (Springer) 1983.
- ROBERTS, H.H. & MURRAY, S.P.: Gulf of the Northern Red Sea: Depositional Settings of Distinct Siliciclastic-Carbonate Interfaces. – In: DOYLE, L.J. & ROBERTS, H.H. (eds.): *Carbonate-Clastic Transitions*. – *Developments in Sedimentology*, **42**, 99–142, Amsterdam etc. (Elsevier) 1988.
- RÖGL, F., STEININGER, F.F. & MÜLLER, C.: Middle Miocene Salinity Crisis and Paleogeography of the Paratethys (Middle and Eastern Europe). – *Initial Reports D.S.D.P.*, **42/1**, 985–990, Washington 1978.
- RÖGL, F. & STEININGER, F.F.: Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. Die neogene Paläogeographie und Palinspastik des zirkummediterranen Raumes. – *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, **85**, 135–163, Wien 1983.
- RÖGL, F. & STEININGER, F.F.: Neogene Paratethys, Mediterranean and Indo-Pacific Seaways. Implications for the Paleobiogeography of Marine and Terrestrial Biotas. – In: BRENCHLEY, P. (ed.): *Fossils and Climate*, 171–200, (Wiley) 1984.
- RUPP, C.: Paläoökologie der Foraminiferen in der Sandschalerzone (Badenien, Miozän) des Wiener Beckens. – *Beitr. Paläont. Österr.*, **12**, 1–180, Wien 1986.
- SANTISTEBAN, C. & TABERNER, C.: Sedimentary Models of Siliciclastic Deposits and Coral Reef Interrelation. – In: DOYLE, L.J. & ROBERTS, H.H. (eds.): *Carbonate-Clastic Transitions*. – *Developments in Sedimentology*, **42**, 35–76, Amsterdam etc. (Elsevier) 1988.
- SARG, J.F.: Carbonate Sequence Stratigraphy. – In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B., ROSS, C.A., POSAMENTIER, H., VAN WAGONER, J. & KENDALL, C.G.St.C. (eds.): *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. – *SEPM Spec. Publ.*, **42**, 155–181, Tulsa 1988.
- SAVIN, S.M., DOUGLAS, R.G. & STEHLI, F.S.: Tertiary Marine Paleotemperatures. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **86**, 1499–1510, Boulder 1975.
- SIEBER, R.: Systematische Übersicht der jungtertiären Bivalven des Wiener Beckens. – *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, **60**, 169–201, Wien 1955.
- STEININGER, F.F. & RÖGL, F.: Die Paläogeographie der Zentralen Paratethys im Pannonien. – In: PAPP, A., JAMBOR, A. & STEININGER, F.F. (eds.): *M6 Pannonien (Slavonien und Serbien)*. – *Chronostratigraphie und Neostratotypen*, **7**, 46–50, Budapest (Akadémiai Kiadó) 1985.
- TREXLER, J.H., Jr.: Siliciclastic Conglomerate on a Shallow Carbonate Shelf: Modes of Deposition. – *Annual Meeting, St. Luis, Missouri*. – *Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs*, **21**, A291–A292, Boulder 1989.
- VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., Jr., VAIL, P.R., SARG, J.F. & HARDENBOL, J.: An Overview on the Fundamentals of Sequence Stratigraphy and Key Definitions. – In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B., ROSS, C.A., POSAMENTIER, H., VAN WAGONER, J. & KENDALL, C.G.St.C. (eds.): *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. – *SEPM Spec. Publ.*, **42**, 39–45, Tulsa 1988.
- VERGNAUD-GRAZZINI, C.: Mediterranean Late Ceneozoic Stable Isotope Record: Stratigraphic and Paleoclimatic Implications. – In: STANLEY, D.J. & WEZEL, F.-C. (eds.): *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*, 413–451, New York (Springer) 1985.
- WALKER, K.R., SHANMUGAN, G. & RUPPEL, S.C.: A Model for Carbonate to Terrigenous Clastic Sequences. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **94**, 700–712, Boulder 1983.
- WESCOTT, W.A. & ETHRIDGE, F.G.: Fan Delta Sedimentology and Tectonic Setting – Yallahs Fan Delta, Southeast Jamaica. – *A. P.G. Bull.*, **64**, 374–399, Tulsa 1980.
- WINKLER, A.: Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie des Steirischen Tertiärs. – *Jb. Geol. R.-A.*, **63**, 502–620, Wien 1913.
- WINKLER A.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Gleichenberg. – 164 S., Wien (Geol. B.-A.) 1927.
- WINKLER, A.: Über die sarmatischen und pontischen Ablagerungen im Südostteil des steirischen Beckens. – *Jahrb. Geol. B.-A.*, **77**, 393–456, Wien 1927.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und des inneralpinen Tertiär. – In: SCHAFFER, F.X. (ed.): *Geologie von Österreich*, 414–524, Wien (Deuticke) 1951.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Geologisches Kräftespiel und Landformung. – 822 S., Wien (Springer) 1957.
- WINKLER v. HERMADEN, A.: Neue Beobachtungen im Tertiärbereich des mittelsteirischen Beckens. II. Teil: Neue Feststellungen speziell im Tertiärbereich von Hartberg (Nordostsaum des steirischen Beckens). – *Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk.*, **81/82**, 145–168, Graz 1952.