

Lithostratigraphische Neugliederung und Sedimentologie der Ablagerungen des Badenium (Miozän) um die Mittelsteirische Schwelle (Steirisches Becken, Österreich)

Von J. GEORG FRIEBE*)

Mit 29 Abbildungen

*Steiermark
Miozän
Leithakalk
Sedimentologie
Stratigraphie
Paläogeographie*

*Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 190, 207, 208*

Inhalt

Zusammenfassung	223
Abstract	224
1. Einleitung und Problemstellung	224
2. Historischer Rückblick und bisheriger Stand der Forschung	225
3. Grundzüge einer lithostratigraphischen Neugliederung	225
3.1. Diskussion	227
4. Bemerkungen zur „Steirischen Diskordanz“	228
5. Die Kreuzberg-Formation	229
5.1. Ottenberg-Member	232
6. Die Weißenegg-Formation	234
6.1. Siliziklastika südlich Leibnitz	235
6.1.1. Zur Bezeichnung „Schlier“	235
6.1.2. Die Tonmergel und Feinsande	235
6.1.3. Die Sande der Gamlitzer Bucht	235
6.2. Siliziklastika im Raum Wildon	236
6.3. Die Leithakalkvorkommen der Mittelsteirischen Schwelle	236
6.3.1. Die Fazies des Leithakalks	237
6.4. Typusprofil und charakteristische Aufschlüsse	237
6.5. Vulkanite in der Weißenegg-Formation	246
6.6. Schuttfächer aus dem Sausal-Fastlkogel-Member	247
6.7. Deltasedimente der Verarmungszone – Dillach-Member	247
6.8. Zur Sedimentologie der Leithakalkareale in Wechselbeziehung zu deren siliziklastischem Umfeld	249
7. Paläogeographische Schlußfolgerungen	254
Dank	255
Literatur	255

Zusammenfassung

Im Zuge einer Neubearbeitung der Leithakalkareale der Mittelsteirischen Schwelle und deren Beziehungen zum siliziklastischen Umfeld wird die lithostratigraphische Gliederung der Ablagerungen des Badenium im Bereich der Mittelsteirischen Schwelle revidiert:

Um Verwechslungen zu vermeiden, wird angeregt, die Bezeichnung „Gamlitzer Schlier“ durch den älteren Begriff „Steirischer Schlier“ zu ersetzen.

„Kreuzbergsschichten“ und „Urler Blockschutt“ werden zur „Kreuzberg-Formation“ vereint. Der ältere Begriff „Leithakonglomerat“ wird durch „Ottenberg-Member“ ersetzt.

Die flachmarinen Siliziklastika um die Mittelsteirische Schwelle und die darin eingeschalteten Leithakalk-Vorkommen werden zur „Weißenegg-Formation“ zusammengefaßt.

Lokale Fan-Deltas aus dem Sausal werden als „Fastlkogel-Member“, Deltasedimente der Verarmungszone als „Dillach-Member“ bezeichnet.

Die Steirische Diskordanz wird aufgrund fazieller Überlegungen weg von der Grenze Karpatium/Badenium ins höchste Karpatium gestellt.

Die Ablagerungen des Badenium zeigen folgende paläogeographische Entwicklung:

In der unteren Lagenidenzone ermöglicht eine Transgression, die auch zur Überflutung der Florianer Bucht führt, die Bildung des Leithakalks im Raum Gamlitz – Retznei (Rhodolithenkalk bzw. Korallenrasen) und von kleinen Fleckenriffen an der Ostflanke des Sausal. Die unterbadenische Transgression wird kurz durch eine Phase geringerer Wassertiefe unterbrochen, die durch feinkörnige Algenschuttkalke gekennzeichnet ist.

Die Haupttransgression erfolgt in den höheren Anteilen der Unteren und in der Oberen Lagenidenzone (mergelige Rhodolithenkalk in Retznei).

Im Raum Wildon finden sich in der Oberen Lagenidenzone erste Leithakalkbänke innerhalb der Siliziklastika. Mit Ende

*) Anschrift des Verfassers: Dr. J. GEORG FRIEBE, Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.

der Oberen Lagenidenzone ist hier bereits ein ausgedehntes Corallinaceen-„Buildup“ entwickelt. Ihm ist im Norden eine Schutthalde vorgelagert, die im Zuge einer Regression an der Grenze Lagenidenzone/Sandschalerzone erosiv gekappt wird. Die Sandschalerzone zeigt eine kontinuierliche Zunahme der Wassertiefe.

Mit Ende der Sandschalerzone (?) erfolgt eine neuerliche Regression. Damit verbunden ist die Bildung einer jüngeren Schutthalde (Stbr. Weißenegg). Die jüngeren Sedimente zeigen nur geringe Meeresspiegelschwankungen, während in der Florianer Bucht regressive Bedingungen herrschen.

Die Regression am Ende der Oberen Lagenidenzone äußert sich in der Gamlitzer Bucht mit einem Vorstoß der Kreuzberg-Schüttung nach Osten. In der Sandschalerzone bildet sich das Leithakalk-„Buildup“ von Graßnitzberg.

Jüngere Sedimente sind im Süden der Erosion zum Opfer gefallen.

A New Lithostratigraphic Classification and Sedimentology of Badenian (Miocene) Deposits in the Area of the “Mittelsteirische Schwelle” (Styrian Basin, Austria)

Abstract

This paper contains a revision of the lithostratigraphy of the Badenian sediments in the area of the Mittelsteirische Schwelle. The use of “Steirischer Schlier” instead of “Gamlitzer Schlier” is suggested in order to prevent further confusion. “Kreuzberg-Schichten” and “Urler Blockschutt” are united in the “Kreuzberg Formation”. The older term “Leithakonglomerat” is replaced by “Ottenberg Member”. The here introduced “Weißenegg Formation” contains shallow marine siliclastic sediments in the area of the Mittelsteirische Schwelle

and in the Basin of Gnas as well as the intercalated Leithakalk (coral carpets and coralline limestone). Local fan deltas in the Sausal mountains are summarized in the “Fastkogel Member”, delta sediments of the Upper Badenian are called “Dillach Member”.

The Styrian Unconformity is dated as Upper Karpatian. The paleogeographical evolution of this area is as follows: A transgression during the Lower Lagenide Zone, which also floods most of the Western Styrian Basin (Florianer Bucht) enabled the formation of rhodolith limestone and coral carpets in the area of Gamlitz – Retznei and of small patch reefs at the eastern slopes of the islands of the Sausal mountains. This lower Badenian transgression was interrupted by a period of falling relative sea-level indicated by fine-grained algal debris limestone. The main transgression occurred during the upper part of the Lower and in the Upper Lagenide Zone (marly rhodolith limestone in Retznei).

In the area of Wildon first Leithakalk intercalations within siliclastic sediments occur in the Upper Lagenide Zone. At the end of the Upper Lagenide Zone a well developed carbonate buildup is established. To the north an (older) talus is formed. It is partially eroded by a fall of relative sea-level at the beginning of the Spiroplectammina Zone. The sediments of the Spiroplectammina Zone show a continuous rise of relative sea-level. A regression at the end of the Spiroplectammina Zone (?) leads to the formation of a (younger) talus in the northern part of the Wildon area. Younger sediments exhibit only smaller oscillations of relative sea-level, whereas an overall regressive trend prevails in the Western Styrian Basin. The progradation of a (braid-)delta (Dillach Member) at the end of the Badenian terminates carbonate sedimentation.

South of the Sausal islands the regression at the end of the Lagenide Zone is documented by an eastward progradation of the Kreuzberg braid-delta complex. During the Spiroplectammina Zone bryozoa and coralline algae are forming the Leithakalk buildup of Graßnitzberg. Due to erosion there are no younger sediments left in the south.

1. Einleitung und Problemstellung

„... Es bildet nämlich der von den nördlich gelegenen Gebirgsmassen her nach Süden streichende Zug des Plawutsch mit dem inselartig aus den tertiären Gebilden aufsteigenden vielästigen Rücken des Sausal eine Art von unzusammenhängendem Damm. Das ehemalige Tertiärmeer dürfte, wenn auch nicht ganz, doch größtentheils diese im Osten vorliegenden Partien älteren Gebirges überragt haben. Dessenungeachtet zeigt sich der Verlauf des Plawutsch und des Sausal von einem sehr wesentlichen Einfluß auf die Natur der zu beiden Seiten abgelagerten Gebilde. Die zwischen dem östlichen Fuße der Alpen und dem Sausal vorhandenen Tertiärgebilde weichen mehrfach in ihrer Facies ab von jenen östlich des Sausal;...“

(ROLLE, 1856: 536)

Dieses Zitat aus der ersten größeren Arbeit über das Weststeirische Tertiärbecken umreißt in wenigen Worten die Bedeutung der Mittelsteirischen (= Sausal) Schwelle als trennendes Element zwischen den beiden großen Teilbecken des Steirischen Tertiärs.

Deren chronostratigraphische Korrelation über die Schwelle hinweg war, speziell in den 50-er Jahren, das Hauptanliegen der Tertiär-Forschung in der Steiermark.

Die Fazies blieb dabei weitgehend unberücksichtigt. Die tektonische Stellung des Steirischen Beckens und seine Beziehungen zu den übrigen tertiären Becken wurde von einem fixistischen Standpunkt aus betrachtet.

Seit der letzten großen zusammenfassenden Arbeit (KOLLMANN, 1965) erlebte das geologische Umfeld eine völlige Neubewertung. Die Erdölexploration im Wiener Becken und im Pannonischen Raum lieferte den Geophysikern, Paläontologen und Geologen eine Fülle von Daten, die es erlaubten, den Intrakarpatisch-Pannonischen Raum als Ganzheit zu erfassen. Die Revision der Chronostratigraphie und Faunenvergleiche (IGCP-Projekt No. 25: „Tethys – Paratethys – Neogené“; STEININGER et al., 1985) ermöglichte die Rekonstruktion der paläogeographischen Evolution der Paratethys. Ein plattentektonischer Versuch zur Genese der großen intrakarpatischen Becken ist ebenfalls erst wenige Jahre alt (SCLATER et al., 1980; ROYDEN et al., 1982).

Auch wenn einige grundlegende Probleme noch auf eine Lösung warten, ist es an der Zeit, das Steirische Becken im Lichte dieser Paradigmata neu zu bewerten, nicht zuletzt um zu einer Klärung allfälliger offener Fragen, den gesamten Pannonischen Raum betreffend, beizutragen. Aus der alten Literatur sollten diejenigen spärlichen Daten herausgefiltert werden, die der neuen Betrachtungsweise standhalten.

Daraus ergibt sich das Ziel dieser Arbeit: Die faziellen und stratigraphischen Gegebenheiten in den Leithakalkarealen der Mittelsteirischen Schwelle und in deren siliziklastischem Umfeld neu zu erfassen und daraus eine lithostratigraphische Neugliederung sowie ein paläogeographisches Modell zu erstellen, das seinerseits als Ausgangspunkt sowohl zur Erforschung der angrenzenden Räume als auch der Evolution des Steirischen Beckens nicht nur im Badenium herangezogen werden kann.

2. Historischer Rückblick und bisheriger Stand der Forschung

Die Erforschungsgeschichte des Steirischen Beckens beginnt, sieht man von der Arbeit von SEDGEWICK & MURCHISON (1831) ab, in den 50-er Jahren des vorigen Jahrhunderts (ROLLE, 1855, 1856).

Auf diese ersten Untersuchungen folgen Arbeiten, die einerseits die Korrelation zwischen Leithakalk und Florianer Schichten (= „Turritellen-Schichten“ bei ROLLE, 1856), andererseits die Dokumentation von Fossilfunden zum Inhalt haben (STUR, 1871; HILBER, 1877, 1878, 1913; BAUER, 1899; HOLLER, 1899).

Als der große Tertiärgeologe der Steiermark kann mit Recht A. WINKLER-HERMADEN gelten. In zahlreichen Publikationen seit dem Jahre 1913 liefert er viele der Grundlagen für den heutigen Kenntnisstand über das Steirische Tertiärbecken (ausführliche Literaturliste bei KOLLMANN, 1965).

HAUSER (1951, 1953) und HAUSER & KAPOUNEK (1953) untersuchen die vulkanischen Einflüsse im Raum Retznei und Gamlitz.

Die stratigraphische Neugliederung des Wiener Beckens im Zuge der Erdölexploration (GRILL, 1941, 1943) bleibt auch für die Steiermark nicht ohne Folgen. In einer Reihe von Dissertationen in den 50-er Jahren wird versucht, diese neuerworbenen Erkenntnisse auf das (West-)Steirische Becken zu übertragen (WALTER, 1951; BEER, 1953; JENISCH, 1956; DILLER, 1957; FRISCH, 1957; KOPETZKY, 1957). Diese Arbeiten enthalten auch teilweise ausführliche Kommentare zur älteren Literatur.

Eine Zusammenfassung aller Ergebnisse gibt KOLLMANN (1965).

Aus jüngster Zeit liegen sowohl paläontologische Arbeiten (FLÜGEL, 1977, 1986; FRIEBE, 1987; VAVRA, 1989) als auch stratigraphisch-fazielle Detailstudien (FLÜGEL, 1972; KOLLMANN & RÖGL, 1978; EBNER, 1981; HANSEN, MÜLLER & RÖGL, 1987; KRAINER, 1987a; FRIEBE, 1988, 1989a, 1989b) vor. Karbonatfazielle Vergleichsstudien hat DULLO (1983) durchgeführt.

Die Grundlage für den bisherigen Kenntnisstand über die Ablagerungen des Badenium im Steirischen Becken bilden einerseits die Arbeiten von WINKLER-HERMADEN, andererseits eine Serie von Dissertationen aus den 50-er Jahren. Beide sind heute nur mehr bedingt gültig: die (bio-)chronostratigraphische Einstufung, die meist auf der Foraminiferen-Gesamtf fauna beruht, kann nicht unkritisch mit der heutigen Gliederung des Badenium korreliert werden. Keine der Arbeiten führt Kriterien für die Definition z.B. eines „tieferen Untertorton“ an. Die Grenzen zwischen den einzelnen chronostratigraphischen Einheiten scheinen aus der heutigen Sicht rein willkürlich gezogen. (Inwieweit sie damals dem aktuel-

len Stand der Forschung entsprachen, soll hier nicht erörtert werden).

KOLLMANN (1965) hat dies teilweise erkannt und dem aktuellen Stand angepaßt. Leider wurden dennoch manche unzulänglichen Angaben übernommen, was aber bei dem Vorhaben, die Entwicklung des gesamten Steirischen Tertiärbeckens in einer einzigen Arbeit zusammenzufassen, durchaus verständlich ist.

FLÜGEL (in FLÜGEL & HERITSCH, 1968) versuchte, die paläogeographische Evolution der Weststeiermark während des Badenium (basierend auf den Daten von BEER, 1953; DILLER, 1957; FRISCH, 1957; JENISCH, 1956; KOPETZKY, 1957 und WALTER, 1951) in 5 Kartenskizzen darzustellen. Dabei wurden die stratigraphischen Angaben jener Autoren mit der inzwischen anerkannten Zonengliederung im Wiener Becken gleichgesetzt. Dies war nicht immer problemlos: Um ein „mittleres Untertorton“ übernehmen zu können, mußte eine „mittlere Lagenidenzone“, im Wiener Becken und in der gesamten Paratethys gänzlich unbekannt, eingeführt werden (a.a.O.: Abb. 3 in den Beilagen). Ob das „Mitteltorton“ früherer Autoren mit der Sandschalerzone des Wiener Beckens bzw. das „Obertorton“ mit der Buliminen-Bolivinen-Zone gleichgesetzt werden kann, erscheint heute äußerst zweifelhaft.

Somit bleibt bis heute die Arbeit von KOLLMANN (1965) die einzige, unter gewissen Einschränkungen einigermaßen verlässliche, Quelle über die Evolution des Steirischen Beckens.

3. Grundzüge einer lithostratigraphischen Neugliederung

Die Diskussion um die Parallelisierung der Sedimente der Florianer Bucht mit jenen östlich der Mittelsteirischen Schwelle und die damit verbundenen stratigraphischen Modelle haben zu einer Unzahl von Schichtbezeichnungen geführt, deren Inhalt heute oft unbefriedigend nachvollzogen werden kann. Die Gleichsetzung von Lithostratigraphie und Chronostratigraphie war dabei durchaus üblich und zeigt sich in Bezeichnungen wie „Torton von ... (Lokalität)“.

Um dieses Chaos zu entwirren, wird hier eine lithostratigraphische Neugliederung des bearbeiteten Gebietes vorgestellt. Der lithologische und biogene Inhalt der einzelnen Einheiten wird anhand ausgewählter Aufschlüsse erörtert.

Es werden folgende Formationsnamen vorgeschlagen (Abb. 2):

Kreuzberg-Formation

Sie umfaßt die grobklastische Entwicklung am Westrand der Gamlitzer Bucht, die jünger als die Steirische Diskordanz ist.

Bereiche innerhalb der Kreuzberg-Formation, die durch die angrenzende Leithakalk-Sedimentation beeinflusst sind, werden als

Ottenberg-Member

bezeichnet.

Weißenegg-Formation

Diese umfaßt die flachmarinen Ablagerungen des Gnaser Beckens sowie der Gamlitzer und der Flamberger Bucht, die jünger als die Steirische Diskordanz

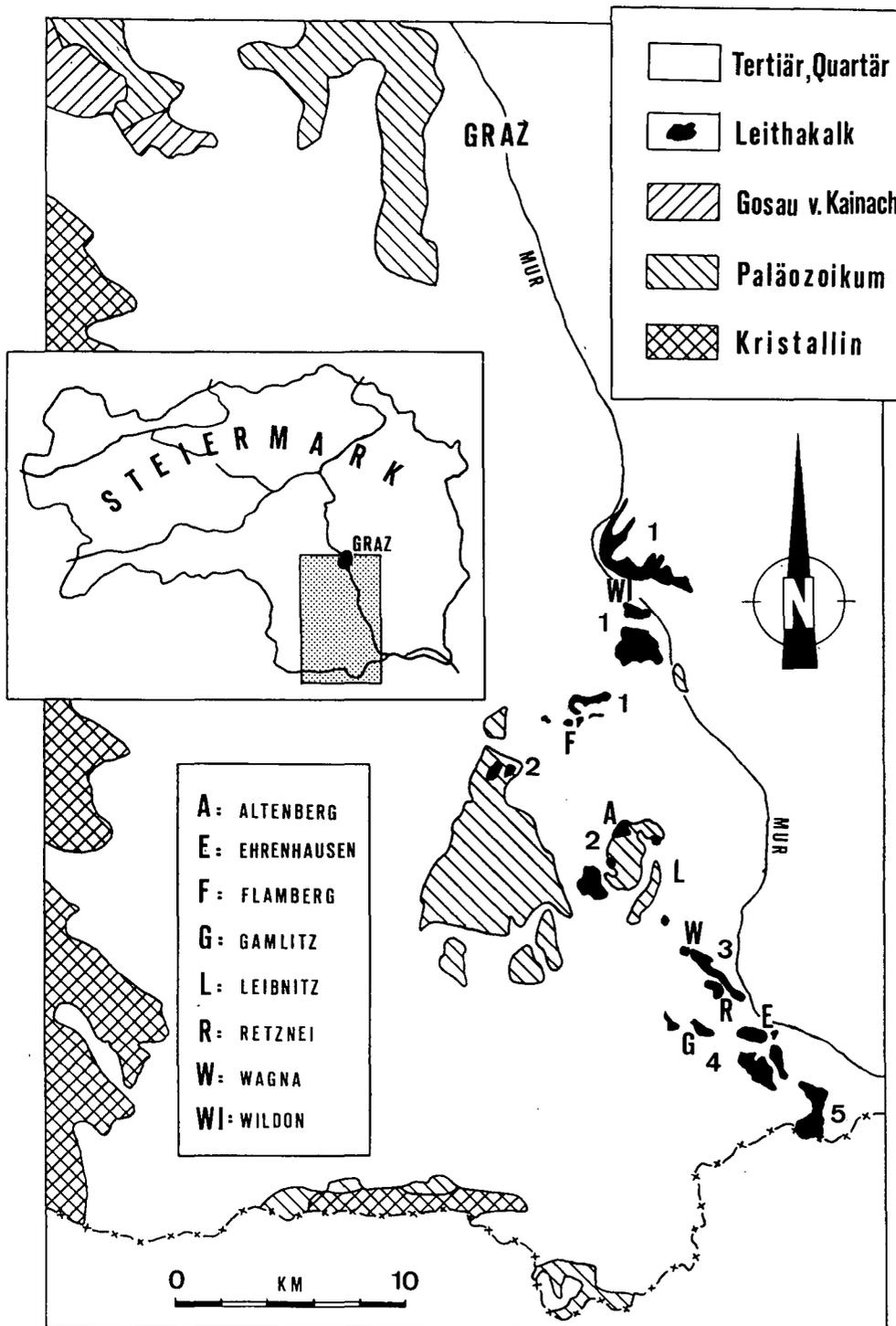


Abb. 1.
Lage des Arbeitsgebietes (umgezeichnet nach FLÜGEL & NEUBAUER, 1984).
1 = Leithakalk-Areal von Wildon (höchste OLZ-BBZ); 2 = Korallenriffe an der Ostflanke des Sausal (LZ); 3 = Leithakalk-Areal südlich Leibnitz (ULZ, OLZ); 4 = Leithakalk-Areal der Gamlitzer Bucht (ULZ, OLZ); 5 = Leithakalk-Areal von Graßnitzberg (SZ).

sind. Im Norden bildet das Dillach-Member, im Osten „brackische, vorwiegend graue, mehr oder minder sandige Tonmergel“ mit „dm-starken meist harten Sandsteinlagen und vereinzelt, mehrere Meter mächtigen Feinschotter- und Kieslagen“ (Elphidium reginum-Zone; KOLLMANN, 1965: 558) die Hangendbegrenzung.

Eine Begrenzung nach Westen ist derzeit nicht möglich.

Sie beinhaltet die ehemaligen „Spielfelder Sande“, „Spielfelder bzw. Gamlitzer Mergel, Tegel etc.“ und die Siliziklastika in der Umgebung von Wildon und der Flamberger Bucht.

In der Weißenegg-Formation sind in unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus Leithakalkbänke einge-

schaltet. Im Bereich der Mittelsteirischen Schwelle sind dies (Abb. 1):

- 1) Das Leithakalkareal von Wildon (höchste Anteile der Oberen Lagenidenzone bis Buliminen-Bolivinen-Zone).
- 2) Korallenriffe an der Ostflanke des Sausal (Lagenidenzone).
- 3) Das Leithakalkareal von Retznei – Aflenz (Untere, Obere Lagenidenzone).
- 4) Der Leithakalk der Gamlitzer Bucht (Untere, Obere Lagenidenzone).
- 5) Das Leithakalkareal von Graßnitzberg an der südsteirischen Weinstraße (Sandschalerzone).

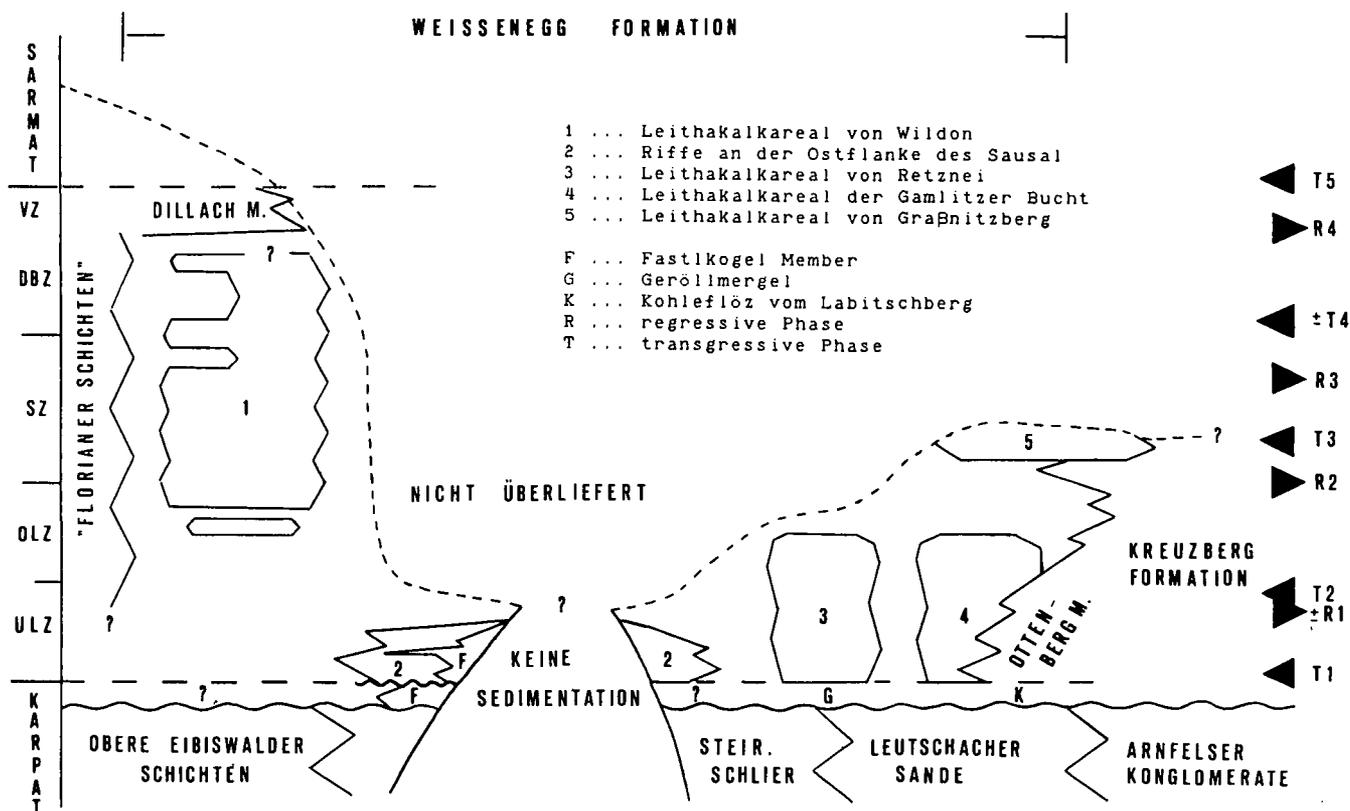


Abb. 2.
Lithostratigraphische Neugliederung der Ablagerungen des Badenium.
R = regressive Phase; T = transgressive Phase.

Fastkogel-Member

Zusammenfassende Bezeichnung für lokale Schuttfächer aus dem Sausal (oberstes Karpatium, Untere Lagenidenzone).

Dillach-Member

Nördlich von Wildon treten am Ende des Badenium (Braid-)Delta-Sedimente auf. Sie werden mit den fluvialen Eckwirt-Schottern des Thaler Beckens westlich Graz (RIEPLER, 1988) korreliert.

„Florianer Schichten“

Diese informelle Einheit beinhaltet die flachmarinen Ablagerungen der Florianer Bucht, die jünger als die Steirische Diskordanz sind (vgl. KOLLMANN, 1965). Ihr Verbreitungsgebiet liegt außerhalb des Arbeitsgebietes.

Eine Begrenzung zur Weissenegg-Formation läßt sich anhand der in der Literatur gemachten Angaben nicht erarbeiten. Im Zuge weiterführender Untersuchungen könnten die „Florianer Schichten“ mit der Weissenegg-Formation vereinigt werden.

3.1. Diskussion

Für die Einführung der Weissenegg-Formation als übergeordnete und die Ablagerungen von Gnaser Becken sowie der Gamlitzer und der Flamberger Bucht zusammenfassende Formation waren folgende Überlegungen ausschlaggebend:

1) Es kann nicht Sinn einer lithostratigraphischen Neugliederung sein, aufgrund lokaler Änderungen der Lithologie erfassbare Einheiten in den Rang einer

Formation zu erheben und somit zur weiteren Aufspaltung beizutragen.

2) Es ist nicht statthaft, alle Leithakalkvorkommen im Steirischen Becken, die primär bereits voneinander isolierte Körper in unterschiedlicher stratigraphischer Position innerhalb eines sedimentären Systemes darstellen, in einer Formation zusammenzufassen, ohne dieses übergeordnete System (= siliziklastisches Umfeld) in die Formation einzubeziehen.

3) Die wenigen aus den Bohrungen im Gnaser Becken bekannt gewordenen Daten (KOLLMANN, 1965) reichen derzeit nicht aus, etwaige Unterschiede zwischen Gamlitzer und Flamberger Bucht und Gnaser Becken zu erfassen.

Die Steirische Diskordanz bildet die Liegendgrenze einiger der hier vorgestellten lithostratigraphischen Einheiten. Diese tektonisch entstandene Diskontinuitätsfläche trennt Sedimente unterschiedlicher Fazies und kann somit auch als lithologische Grenze angesehen werden.

Als Hangendes der Weissenegg-Formation werden Brackwassersedimente der Elphidium reginum-Zone angegeben (KOLLMANN, a.a.O.). Die Hauptunterschiede der beiden lithologischen Einheiten liegen nicht so sehr in der Lithologie selbst, als im Fauneninhalt, der beträchtliche Unterschiede zwischen der Weissenegg-Formation und den Ablagerungen des Sarmatium aufweist und somit ein unterschiedliches Environment anzeigt. Die Badenium/Sarmatium-Grenze jedenfalls darf, obwohl vorwiegend auf Änderungen der ökologischen Bedingungen beruhend, nicht in die Definition der Weissenegg-Formation einfließen.

4. Bemerkungen zur steirischen Diskordanz

Tektonische Diskordanzen innerhalb der miozänen Füllung des Steirischen Beckens wurden erstmals von STUR (1871) beschrieben. In der Folge wurden vielfach sedimentologisch bedingte Winkeldiskordanzen als Folgen tektonischer Aktivität interpretiert (z.B. HILBER, 1913; PETRASCHECK, 1915).

PETRASCHECK (1915: 318) gibt, sich teilweise auf WINKLER (1913) beziehend, eine erste Zusammenstellung der bis dahin bekannten Diskordanzen. Solche befinden sich: zwischen „Eibiswalder Schichten“ und „fluvialtem Blockschotter (Säugerfauna von Leoben)“, zwischen „Schlier“ und „Grunder Schichten“ (denen er auch die Säugerfauna von Gamlitz (Labitschberg) zurechnet, die heute ins höchste Karpatium gestellt wird) und zwischen „Grunder Schichten“ und „Leithakalk“ bzw. „Badener Tegel“.

Aufbauend auf PETRASCHECK's Überlegungen definiert STILLE (1924: 185) die „Steirische Gebirgsbildung“. Er unterscheidet eine „Vorphase“ zwischen „Eibiswalder Schichten“ und „Schlier“ (incl. randmarine Äquivalente) (entsprechend der Grenze zwischen I. und II. Mediteranstufe) von einer „Hauptphase“ zwischen „Grunder Schichten“ und „Leithakalk“ bzw. „Badener Tegel“ (entsprechend der Grenze „Helvet“/„Torton“).

Die ehemaligen „Grunder Schichten“ der Steiermark umfassen Ablagerungen, die heute größtenteils ins Badenium gestellt werden.

Die „Hauptphase“ wird von WINKLER-HERMADEN (1951a) und später von KOLLMANN (1965) zwischen Steirischem Schlier (Karpatium) und den Ablagerungen des „Torton“ (= Badenium) lokalisiert. Inwieweit die „Vorphase“ heute noch eine Berechtigung hat, sei dahingestellt. KOLLMANN (1965) weist darauf hin, daß die tieferen Anteile des Schliers zeitgleiche, marine Äquivalente der Eibiswalder Schichten sind.

Eine Aufspaltung der „Steirischen Gebirgsbildung“ in drei, manchmal auch vier Teilphasen erfolgt durch WINKLER-HERMADEN (1951a, 1951b u.a.). Als Kriterien werden sowohl Diskordanzen, als auch eine vermehrte Schüttung von Grobklastika als Folge einer Hebung des Liefergebietes (gleichzusetzen mit einer Teilphase im Becken) herangezogen. WINKLER-HERMADEN hat dabei zwar offensichtlich sedimentologisch bedingte Winkeldiskordanzen weitgehend eliminiert, bestehen bleibt jedoch eine unzulängliche chronostratigraphische Einstufung der betrachteten Aufschlüsse.

Diese Aufgliederung in Teilphasen sollte in der Folge Auswirkungen auf die Chronostratigraphie des mittleren Miozäns (der Steiermark) zeigen:

Da die „Steirische Phase“ (als Summe aller Teilphasen) nun eine längere Zeitspanne umfaßt, andererseits aber immer noch die „Helvet“/„Torton“-Grenze markiert, muß WINKLER-HERMADEN (a.a.O.) für das Steirische Becken „Übergangsschichten“ zwischen „Helvet“ und „Torton“ einführen, was seinerseits wiederum Probleme bei der Parallelisierung mit dem Wiener Becken nach sich zieht.

Sinnvoll ist es, die „Steirische Phase“ der alpidischen Orogenese als eine kontinuierliche Entwicklung zu betrachten, deren größte Aktivität im obersten Kar-

patium zu verzeichnen ist und die eine Diskordanz mit Schichtreduktion (KOLLMANN, 1965: 515) zwischen Schlier und Äquivalenten bzw. Eibiswalder Schichten und den Ablagerungen des obersten Karpatium (Flöz vom Labitschberg, Geröllmergel in Retznei) sowie des Badenium verursacht. Eine Aufgliederung in Teilphasen ist damit hinfällig.

In diesem Sinne wird der Begriff „Steirische Diskordanz“ in dieser Arbeit verwendet.

Offen bleibt die Frage nach ihren Auswirkungen. WINKLER-HERMADEN (1951a) spricht von einer „großwelligen Faltung“ und gliedert den „praetortonen“ Bau in eine Reihe von Synklinalen und Antiklinalen.

Die Bedeutung der Steirischen Diskordanz für den Gesamtbau der tertiären Sedimentationsbecken im intrakarpatisch-pannonischen Raum bzw. für den Bau des Alpenorogens aus plattentektonischer Sicht ist derzeit noch nicht befriedigend geklärt:

KRÖLL (1988: 18) betrachtet das Oststeirische Becken als einen asymmetrischen Senkungsraum, der durch Kippung entstanden und gegen Südosten eingesunken ist. Das Becken von Lieboch (ein Teilbecken des Weststeirischen Beckens) weist ebenfalls eine starke Asymmetrie auf.

NEUBAUER (1988) und NEUBAUER & GENSER (1990) sehen die Genese des Steirischen Beckens (wie auch des Lavanttaler Beckens und der intrakarpatischen Becken) als Folge der Verkippung von Blöcken innerhalb eines durch die Konvergenz zwischen Europa und Adria ausgequetschten bzw. vom aufsteigenden Penninikum der Tauern nach Osten abgleitenden Keiles. Die Steirische Diskordanz ist damit ein Abbild der Verkippung und weniger eine großwellige Faltung im Sinne von WINKLER-HERMADEN (1951a, 1951b, etc.).

Für die zeitliche Fixierung der Steirischen Diskordanz waren folgende Überlegungen ausschlaggebend:

Der Geröllmergel von Retznei (vgl. Kap. 6.4.) wird als altersgleich mit dem Kohleflöz vom Labitschberg angesehen. Dieses liegt in einer sandigen Abfolge mit marinem Faunencharakter über dem Steirischen Schlier. Die Fauna indiziert einen abnormalen Salzgehalt und Landnähe. Das Lignitflöz selbst ist eine Süßwasserbildung (WEBER & WEISS, 1983).

MOTTL (1961, 1970) und PAPP (1953) stufen das Flöz mit Hilfe von Vertebraten bzw. Gastropoden ins allerhöchste „Helvet“ (= Karpatium) ein. KOLLMANN (1965) weist darauf hin, daß wenige Meter darüber bereits Gesteine der Lagenidenzone anstehen.

PETRASCHECK (1915) gibt eine Diskordanz zwischen Schlier und „Grunder Schichten“ [denen er auch das Kohleflöz von Gamlitz (= Labitschberg) zurechnet] an. WINKLER-HERMADEN (1938: 42) sieht das Flöz zeitgleich mit der Diskordanz von Retznei. KOLLMANN (1960) stellt es aufgrund seiner engen Beziehung zu Äquivalenten der „Leithakonglomerate“ ins „tiefste Untertorton“, also über die Steirische Diskordanz. Einzig die Einstufung durch MOTTL (1961) veranlaßt ihn später, die Diskordanz über dem Flöz zu suchen (KOLLMANN, 1965).

Will man den sedimentologischen Befund (enge Verbindung zwischen dem Kohleflöz und Äquivalenten der

„Leithakonglomerate“ ohne Anzeichen einer Diskordanz) und den biostratigraphischen Befund (oberstes Karpatium) vereinen, so muß die Steirische Diskordanz bereits im höchsten Karpatium angelegt worden sein.

Diese Annahme wird durch die Mikrofossilführung des Geröllmergels, der über der Steirischen Diskordanz liegt, gestützt (Mischfauna aus dem Karpatium ohne eindeutige Leitformen der Unteren Lagenidenzone).

5. Die Kreuzberg-Formation

Als Kreuzberg-Formation werden marine Sande und Grobklastika zusammengefasst, die im Westteil der Gamlitzer Bucht auftreten und die jünger als die Steirische Diskordanz sind.

Das Liegende bilden Gesteine, die älter als die Steirische Diskordanz sind und ein karpatisches Alter besitzen: Steirischer Schlier, Leutschacher Sande und Arnfelder Konglomerate. Gegen Osten verzahnt sie mit (Fein-)Sanden der Weißenegg-Formation und seltener mit dem Leithakalk der Gamlitzer Bucht. Das Hangende bildet der Leithakalk von Graßnitzberg (Weißenegg-Formation).

Der Name wurde erstmals von WINKLER [(1924) : „Kreuzbergschotter“] verwendet. Namengebende Lokalität ist der Kreuzberg westlich Gamlitz.

Zum Begriff „Urlers Blockschutt“

(„Urlers Blockhorizont“, „Urlers Blockschotter“)

Die von WINKLER (1926) angeführten Kriterien („fluvia-tile Schichtungsart“, durch größtes Blockwerk gekennzeichnete Blockschuttmassen ...) reichen für eine Abtrennung eines „Urlers Blockschutts“ von der Kreuzberg-Formation nicht aus. Darüberhinaus ist die Idee eines einzigen, durchgehenden Blockschutthorizontes aufgrund sedimentologischer Überlegungen nicht haltbar und kann auch im Gelände nicht nachvollzogen werden.

Der Begriff „Urlers Blockschutt“ hat daher keinerlei Berechtigung und ist ersatzlos zu streichen! Die bisher mit diesem Namen bezeichneten Gesteine sind der Kreuzberg-Formation zuzurechnen!

Damit wird auch die Frage nach dessen stratigraphischer Position (liegend oder hangend der „Kreuzbergschotter“) hinfällig!

Charakteristische Aufschlüsse der Kreuzberg-Formation s.str. (zur Lage der Aufschlüsse siehe Abb. 3):

Aufschluß ①

Kranach, Straßenriß S Gehöft „Roachti“ (Abb. 4)

Die tieferen Anteile der Kreuzberg-Formation sind in einem jungen Straßenriß südlich des Gehöfts „Roachti“ aufgeschlossen. Die Abfolge zeigt einen Wechsel von chaotischen, polymikten Schotterbänken sowie Mittel- und Feinsandlagen. Letztere zeigen mitunter „water escape (flame) structures“ (Abb. 5).

Die bis zu 2,5 m mächtigen Grobschotterlagen werden auf „cohesive debris flows“, geringer mächtige Feinkieslagen auf „high density turbidity currents“ (LOWE, 1982) zurückgeführt. Funde umgelagerter Auster zeigen ein marines Milieu an.

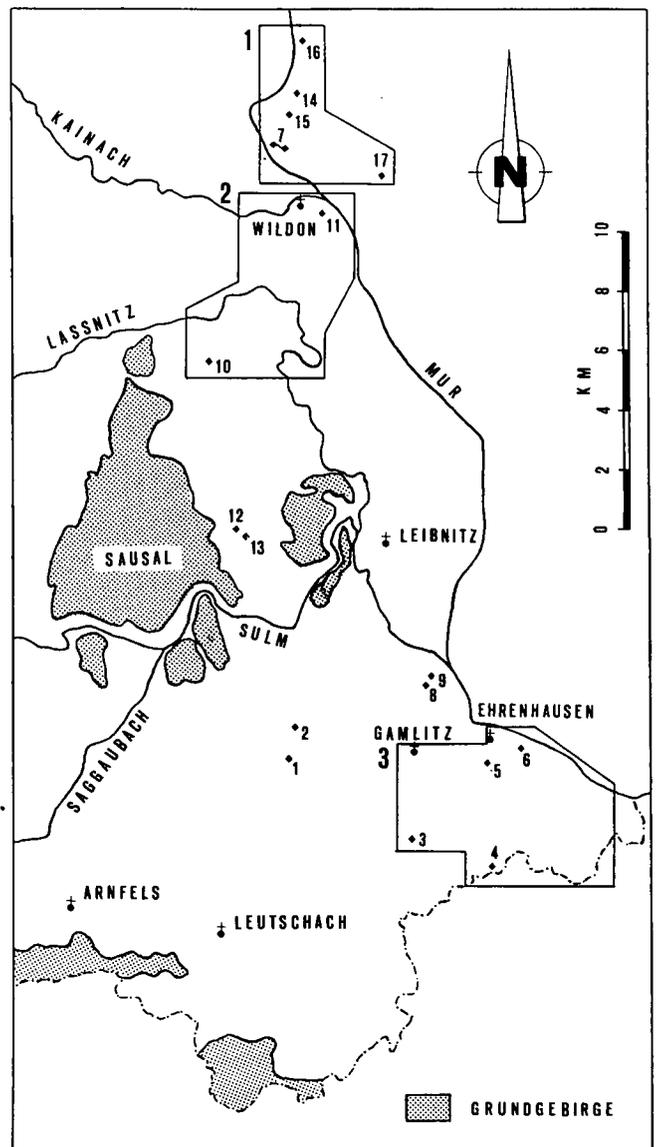


Abb. 3.

Lage der beschriebenen Aufschlüsse und der geologischen Karten (Abb. 27-29).

1 = Kranach; 2 = Labitschberg; 3 = Urkogel; 4 = Ratsch a.d. Weinstraße; 5 = Ehrenhausen, „Fuchsmühle“; 6 = Ehrenhausen, Bahnlinie; 7 = Steinbruch Weißenegg; 8 = Steinbruch Retznei; 9 = Erweiterung Retznei; 10 = Oberburgstall; 11 = Wildoner Schloßberg; 12 = Pernitsch, 13 = Fastlkogel; 14 = Dillach A; 15 = Dillach B; 16 = Schloß Turnhof; 17 = Afram.

Aufschluß ②

Labitschberg, Straßenriß NE Gehöft „Harri“ (Abb. 6)

Der Aufschluß zeigt eine vorwiegend sandige Entwicklung mit einzelnen Feinkieslagen, in die bisweilen stärker mächtige Schotterbänke eingeschaltet sind. Letztere zeigen über einer erosiven Basis eine (oft undeutliche) inverse Gradierung (Reibungsteppich = „traction carpet“), während der Topbereich normal gradiert ist. Der Übergang zum hangenden Mittelsand ist, ebenso wie die Grenze zwischen Mittelsand und Feinkies, unscharf und äußert sich lediglich in der Änderung der mittleren Korngröße, nicht aber durch sedimentäre Trennflächen. Die Abfolge wird als Bildung von „high density turbidity currents“ ($R_2 \rightarrow R_3 \rightarrow S_1 \rightarrow S_2 \rightarrow S_3$ -Zyklen, teilweise amalgamiert; nach LOWE, 1982) interpretiert.

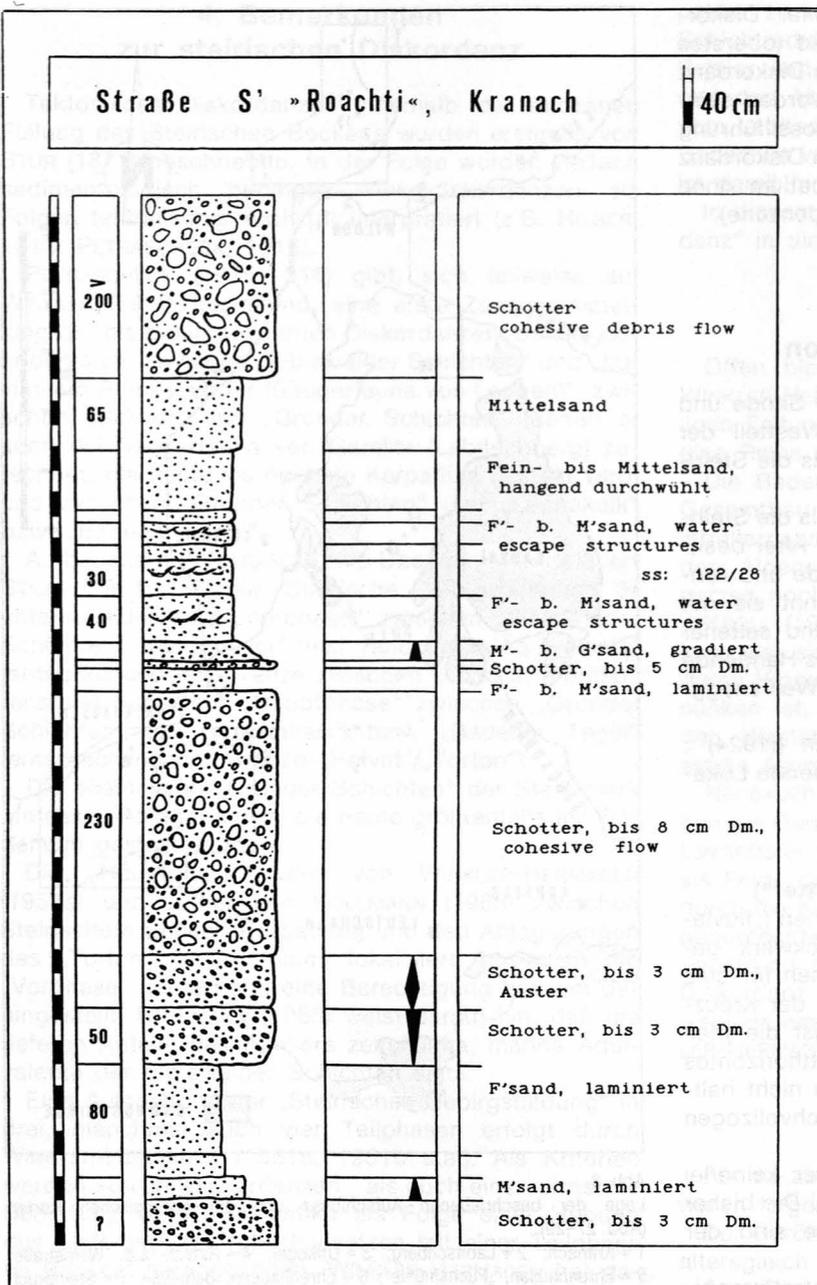


Abb. 4.
Profil an der Straße südlich von „Roachti“, Kranach.

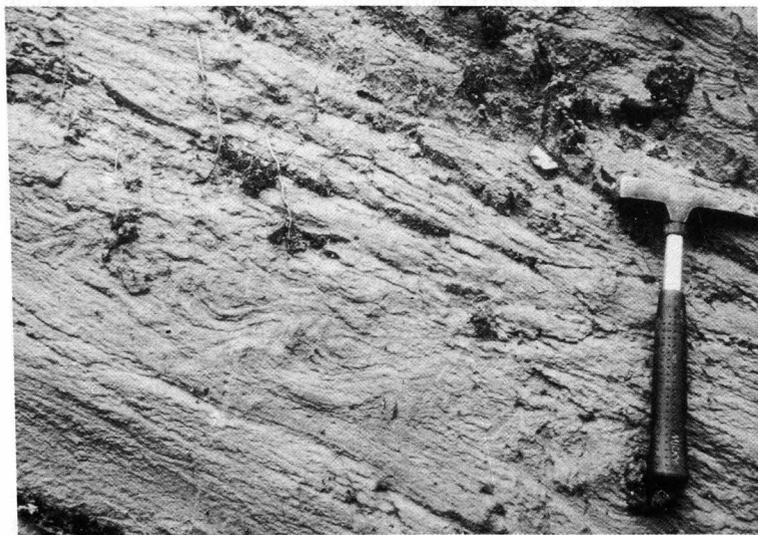


Abb. 5.
Feinsandlagen in der Kreuzberg-Formation zeigen mitunter „water escape (flame) structures“.
Kranach, Straße südlich Gehöft „Roachti“.

Aufschluß ③
Urlkogel (Abb. 7)

Am Urlkogel waren in einem Straßenriß Sande und Schotter der höheren Anteile der Kreuzberg-Formation aufgeschlossen. Das Säulenprofil zeigt eine Wechsellagerung von parallelaminiertem, stellenweise durchwühltem, marinem Silt und Feinsand mit mächtigeren Grobsand- und Konglomeratbänken. Letztere zeigen basal eine Inversgradierung, während im Topbereich eine normale Gradierung zu beobachten ist. Sie sind polymikt und enthalten Kristallinkomponenten bis zu 25 cm Durchmesser (Gneis, Pegmatit). Paläozoische und mesozoische Gerölle aus dem Remschnigg sind auf die Korngröße von 1 bis 2 cm und darunter beschränkt. WINKLER (1926) bezeichnete diese Sedimente als „Urler Blockschutt“ und deutete sie als fluviatile Bildungen. Es finden sich keinerlei Hinweise auf einen fluviatilen Transport, der Ablagerungsraum ist rein marin.

Aufschluß ④
Ratsch an der Weinstraße, Witscheinberg (Abb. 8)

Distale Äquivalente der Ablagerungen am Urlkogel waren in Witscheinberg durch die Neuanlage eines Weinberges aufgeschlossen. Abb. 8 zeigt eine Wechsellagerung von meist gradiertem, massigem (Mittel-) Sand mit erosiver Basis und feinsandigem Silt. Es können mehrere „fining upward“ Zyklen unterschieden werden. Erosiv eingeschnittene Schotterlagern führen fast ausschließlich Kristallingerölle. Die Gesteine werden als („low density“) Turbidite (LOWE, 1982) interpretiert.

5.1. Ottenberg-Member

Von der Kreuzberg-Formation s.str. kann in den tieferen Anteilen ein Ottenberg-Member abgetrennt

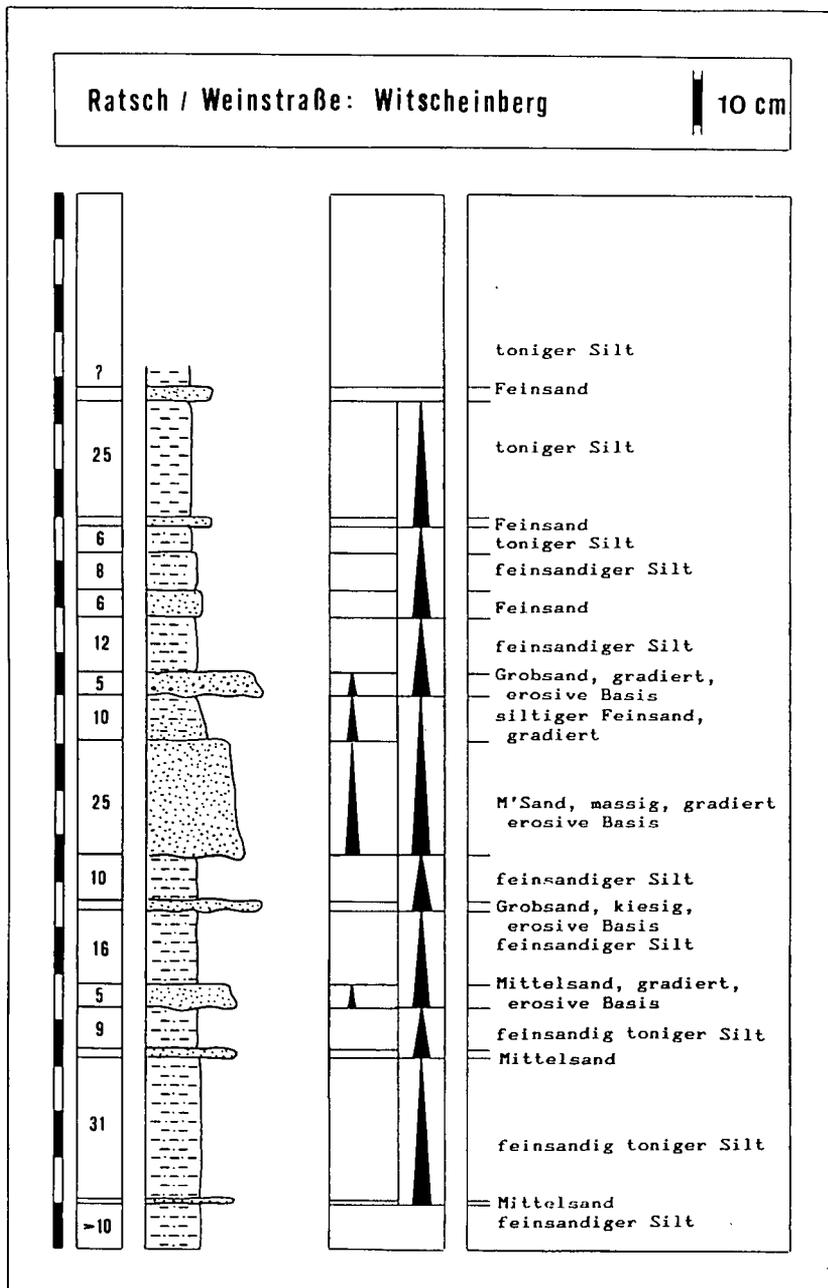


Abb. 8.
 Profil Ratsch an der Weinstraße, Witscheinberg.

werden, das nach dem Ort Ottenberg südwestlich von Ehrenhausen bezeichnet wird.

Das Ottenberg-Member entspricht dem älteren Begriff „Leithakonglomerat“ (bzw. „Leithaschotter“), der aufgrund der Tatsache, daß vergleichbare Gesteine im Leithagebirge (Burgenland) nicht vorkommen (TOLLMANN, 1985), nicht aufrecht erhalten werden kann. Es charakterisiert den Verzahnungsbereich der Kreuzberg-Formation mit der Weißenegg-Formation und unterscheidet sich von der Kreuzberg-Formation s.str. durch einen erhöhten Gehalt an marinen Fossilien [Ostreen, Balanen, Gastropoden, Corallinaceen (Schutt und selten kleine Rhodolithen), sehr selten auch Einzelkorallen]. Ins Hangende, aber auch lateral, ist, durch Zunahme des Algenschutts auf Kosten des siliziklastischen Materials, ein kontinuierlicher Übergang von Konglomerat zu Leithakalk gegeben (Facies mixing; MOUNT, 1984). Eine Umkrustung von Geröllen durch Algen, wie sie seit WINKLER-HERMADEN (1939) immer wieder erwähnt wird, kommt zwar vor, bildet aber die Ausnahme (Abb. 9). Beckenwärts (gegen Südosten) nimmt die Korngröße im Ottenberg-Member rasch ab.

Charakteristische Aufschlüsse des Ottenberg-Member:

Aufschluß 5

Kiesentnahmestellen

zwischen Ehrenhausen und Ottenberg

Die Kiesentnahmestellen zwischen Ehrenhausen („Fuchsmühle“ = „Kochmühle“) und Ottenberg gelten neben dem Aufschluß an der Straße Ehrenhausen – Gamlitz als „klassisches“ Vorkommen des Ottenberg-Members.

Der Anteil an Biogenen (Bryozoen, Ostreen, Balanen) ist gering. In den höheren Partien werden Algen-Debris und Bryozoen häufiger. Die Entwicklung wird von kiesig-grobsandigem Leithakalk in bioklastischer Algen-Schutt-Fazies abgeschlossen.

Die massigen Kies- und Schotterbänke sind in unterschiedlichem Maße (wolkig) karbonatisch zementiert. Einzelne Bänke sind durch dünne Mergellagen getrennt, die lateral auskeilen können. Schrägschichtungskörper fehlen.

Die Gerölle sind gut gerundet. Es dominiert Quarz, kristalline Gesteine (Gneis, Pegmatit, selten Amphibolit

und Glimmerschiefer) kommen untergeordnet vor. Erwähnenswert sind Dazit-Gerölle, die in den höheren Anteilen der Kreuzberg-Formation nicht mehr gefunden werden. Sie deuten auf eine Schüttung aus südwestlicher Richtung hin.

Aufschluß 6

Abbruch zur Bahnlinie Ehrenhausen – Spielfeld (Abb. 10)

Matrixgestützte, gradierte Konglomerate sind in Sanden unterschiedlicher Korngröße eingeschaltet. Das Sediment wird gegen das Hangende feiner. Am Top treten Kalkbänke auf (sandiger Kalk und Leithakalk in bioklastischer Algen-Schutt-Fazies). Das Geröllspektrum wird von Quarz dominiert, daneben treten Pegmatit, Gneis und Quarzit auf, selten Amphibolit, Phyllit und Glimmerschiefer. An Fossilien kommen vor: Serpuliden, dickschalige Bivalven (Ostreen, Pectiniden), Steinkerne von Gastropoden und Bivalven, selten Korallen. In den Sanden ist Bioturbation häufig.

Interpretation

Die Kreuzberg-Formation wird als subaquatischer Teil eines (oder mehrerer) „Braid Deltas“ (sensu McPHERSON et al., 1987) interpretiert. Die zugehörige Alluvialebene wird im Hangenden der Eibiswalder Schichten, zwischen dem heutigen Verbreitungsgebiet der Kreuzberg-Formation und dem Liefergebiet Koralm vermutet. Sie ist heute der Erosion zum Opfer gefallen.

Die Transgression und Beckeneinsenkung an der Basis des Badenium in Verbindung mit einem raschen Hinterlandaufstieg ermöglichte die Ablagerung von Verwitterungsmaterial von Koralm und Remschnigg. Ein weiterer Vorstoß der Kreuzberg-Formation nach Osten erfolgte an der Basis der Sandschalerzone (Urkogel). Als Transportmechanismen fungierten „sediment gravity flows“ („cohesive debris flows“, „gravelly high density turbidity currents“ bzw. in etwas distalere Bereichen „low density turbidity currents“; LOWE, 1982). Anzeichen für einen fluviatilen Transport (WINKLER-HERMADEN, 1929, 1938, 1951a etc.) konnten in der Kreuzberg-Formation bisher nicht festgestellt werden.

Das Ottenberg-Member ist durch einen stärkeren Biogenanteil charakterisiert. Starke räumliche Verlagerung der Sedimentschüttung in der Zeit ermöglichte dennoch einigen opportunistischen Flachwasserbewohnern (Gastropoden, Ostreen, Balanen) die Besiede-

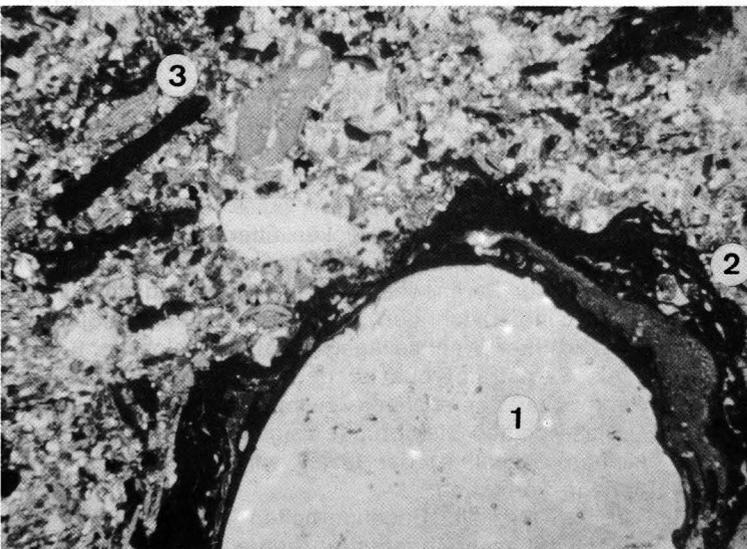


Abb. 9.

Ausnahmerecheinung in den Gesteinen des Ottenberg-Members: Umkrustung eines Quarzgerölles (1) durch Corallinaceen (2). Häufige Biogene sind Foraminiferen und Algenschutt (3). Dünnschliff-Photo.

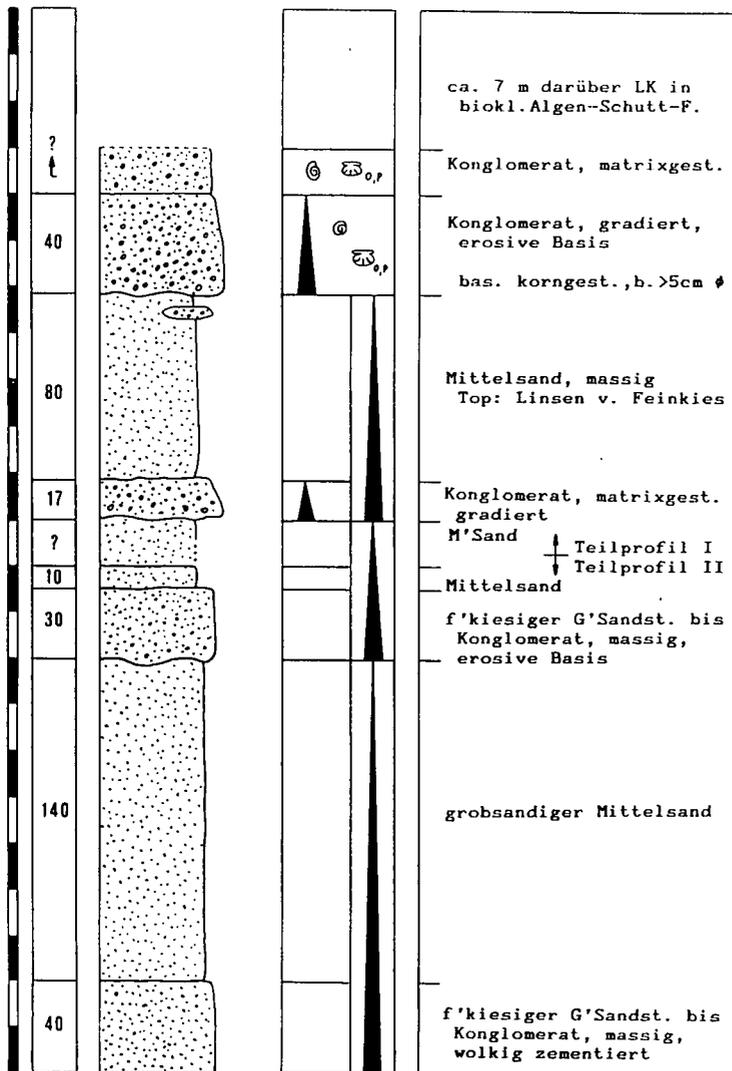


Abb. 10.
Ehrenhausen: Anriß an der Bahnlinie nach Spielfeld.
Symbole wie in Abb. 21.

lung von Arealen mit niedrigem Sediment- Input. Diese wurden bei der nächsten Schüttung teilweise umgelagert. Die meisten Biogene des Ottenberg-Members sind von dem im Norden angrenzenden Leithakalkareal eingeschwemmt worden. Algenschutt dominiert, Rhodolithen sind rar, ebenso Umkrustungen von Geröllen durch Corallinacen.

Die Sedimentationsdynamik ist, analog zur Kreuzberg-Formation s.str., durch „sediment gravity flows“ charakterisiert.

6. Die Weißenegg-Formation

Die Weißenegg-Formation umfaßt die flachmarinen Gesteine des Gnaser Beckens sowie der Gamlitzer und der Flamberger Bucht. Eine Abgrenzung zu den westlich anschließenden „Florianer Schichten“ ist nach derzeitigem Kenntnisstand offen.

Die Liegendgrenze bildet die „Steirische Diskordanz“ als lithologische Grenze zum Steirischen Schlier. Die Weißenegg-Formation wird von einem „brackischen, vorwiegend grauen, mehr oder minder sandigen Tonmergel“ mit „dm-starken meist harten Sandsteinlagen und vereinzelt, mehrere Meter mächtigen Feinschotter- und Kieslagen“ (*Elphidium reginum*-Zone; KOLLMANN, 1965: 558) im Gnaser Becken überlagert.

Typuslokalität ist der aufgelassene Steinbruch Weißenegg der Perlmooser Zementwerke nördlich Wildon. In ihm sind sowohl der Leithakalk als auch die Siliziklastika in ihrer Wechsellagerung aufgeschlossen.

Als Parastratotypus ist der Steinbruch Retznei der Perlmooser Zementwerke zu betrachten.

Diese beiden Steinbrüche zeigen aber lediglich einen kleinen Ausschnitt der faziell sehr heterogenen Weißenegg-Formation.

(Mikro-)Fazielle Besonderheiten sind den weiteren Aufschlußbeschreibungen zu entnehmen.

6.1. Siliziklastika südlich Leibnitz

Im Großraum Gamlitz – Ehrenausen – Spielfeld lassen sich im Gelände zwei lithologische Grundtypen feststellen, die teils scharf voneinander getrennt sind, teils aber auch Übergänge zeigen: feinsandiger Silt und Tonmergel bilden das Liegende (ehemals „Gamlitzer Tegel, Schlier, Mergel“, „Spielfelder Mergel“), Sande variabler Korngröße folgen im Hangenden (vormals „Spielfelder Sande“).

6.1.1. Zur Bezeichnung „Schlier“

WINKLER-HERMADEN (1938) führt den Namen „jüngere Schlier-(marine Mergel-)Fazies“ ein, der in der Folge Verwirrung stiften sollte. Er selbst läßt diese Bezeichnung 1951 wieder fallen und ersetzt sie durch „Spielfelder Mergel“. FLÜGEL & HERITSCH (1968) setzen den „Gamlitzer Schlier“ (ursprünglich als Synonym zu „jüngere Schlierfazies“ gedacht, vgl. FRISCH, 1957) mit dem karpatischen Steirischen Schlier gleich. Die Frage nach der „Helvet/Torton-Grenze“ (vgl. KOPETZKY, 1957) dürfte, ebenso wie die stratigraphische Gleichsetzung der Leithakalkvorkommen vom Platsch bzw. Graßnitzberg mit demjenigen der Gamlitzer Bucht (WINKLER-HERMADEN, 1938) dazu nicht unwesentlich beigetragen haben. Dies wurde bis in jüngste Arbeiten übernommen (zuletzt: FLÜGEL, 1984; SUETTE & UNTERSWEIG, 1985).

6.1.2. Die Tonmergel und Feinsande

Ihr Liegendes bilden die Leithakalkkareale von Retznei und der Gamlitzer Bucht sowie distale Anteile der Kreuzberg-Formation. Die liegenden Einheiten können lokal fehlen, die Tonmergel sind dann direkt dem Steirischen Schlier aufgelagert und von diesem durch die Steirische Diskordanz getrennt (nach WINKLER-HERMADEN, 1939).

Es handelt sich um blaugraue, harte, foraminiferenreiche Tonmergel, teilweise mit Sandlagen, und um sandige Mergel. Die Gesteine weisen mitunter einen hohen Pyritgehalt (meist in Form pyritisierter Fossilien) auf.

Mitbegriffen sind turbiditische Ausläufer der Kreuzberg-Schüttung, die nur wenige Komponenten in Kiesgröße aufweisen und aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit und Verbreitung nicht auskartiert werden können.

Hauptverbreitungsgebiete: Nördlich des Gamlitzbaches in Retznei und Weinleiten, südlich des Gamlitzbaches zwischen Ehrenausen und der Staatsgrenze.

Stratigraphie

Die Tonmergel umfassen den Zeitraum vom obersten Karpatium bis zur Sandschalerzone. Sie werden nach unten durch die Steirische Diskordanz begrenzt.

Proben aus der Unteren Lagenidenzone enthalten neben reichem Benthos planktonische Foraminiferen (*Praeorbulina glomerata* BLOW bei gleichzeitigem Fehlen von *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN, u.a.) in großer Menge. Die *Uvigerinen* sind durch *U. pygmaoides* PAPP & TURNOVSKY und seltener *U. macrocarinata* PAPP & TURNOVSKY vertreten.

Die Obere Lagenidenzone steht im Gebiet zwischen Ehrenausen und dem Ewitschbach an. *Praeorbulina glomerata* BLOW und *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN treten nebeneinander auf. Die *Uvigerinen* sind durch *U. pygmaoides* PAPP & TURNOVSKY, *U. macrocarinata* PAPP & TURNOVSKY und *U. semiornata* d'ORBIGNY vertreten. *Globigerinoides qua-*

drilobatus d'ORBIGNY ist ein weiteres Indiz für die Obere Lagenidenzone. An der Basis des Leithakalkes von Graßnitzberg wurde eine Foraminiferenfauna gewonnen, die durch das Auftreten von *Uvigerina venusta venusta* FRANZENAU der Sandschalerzone zuzuordnen ist. Das Plankton lieferte keine zusätzlichen biostratigraphischen Hinweise.

Diskussion

Sowohl sedimentologische als auch paläoökologische Faktoren zeigen eine Ablagerung der Tonmergel unter der Sturmwellenbasis, bzw. in Ausnahmefällen knapp darüber (z.B. Gamlitz – Weinleiten: geringer Anteil an *Nodosariidae*, Sandkomponente), an. Diese liegt an ozeanischen Küsten in etwa 40 bis 80 Meter Tiefe, in Nebenmeeren (Mittelmeer, Persischer Golf) zwischen 20 und 40 Meter, mit Extremwerten um 60 Meter an exponierten Stellen (LIEBAU, 1980). Damit gut in Einklang zu bringen sind die rezenten Verbreitungsgrenzen von *Portunus* sp. Als Untergrenze des Ablagerungsraumes kann das äußere Neritikum (höhere Anteile) gelten (Foraminiferen-Benthos).

Daraus ergibt sich: Ablagerungsraum = unteres Sublitoral, infraneritische (hypokymatische) Fazies (Terminologie nach LIEBAU 1980).

6.1.3. Die Sande der Gamlitzer Bucht

Über den Feinsanden und Tonmergeln, stellenweise aber auch direkt über der Steirischen Diskordanz folgen Sande unterschiedlicher Korngröße, die bisweilen auch mit ersteren verzaunen. Ihr Hangendes bilden der Leithakalk von Graßnitzberg sowie die höheren Anteile der Kreuzberg-Formation.

Es handelt sich um Mittelsande bis Grobsande, die, bis auf wenige Lagen, nicht zementiert sind. Das Sediment ist relativ homogen, der Feinanteil ist gering. Schrägschichtungskörper sind meist nicht zu erkennen, lediglich größere Aufschlüsse (z.B. am Bubenberg) zeigen eine sehr flachwellige, großdimensionale Schrägschichtung („low angle, large scale cross-bedding“). Häufiger tritt Horizontallamination auf. Der direkte Einfluß der Kreuzberg-Schüttung ist gering.

Sande der Weißenegg-Formation bilden die östliche Begrenzung des Leithakalks bei Aflenz a.d. Sulm und bauen die höheren Hügel zwischen Ehrenausen und Spielfeld sowie den Bubenberg bei Spielfeld auf.

Stratigraphie

Aus den Sanden der Weißenegg-Formation im Raum Ehrenausen – Gamlitz konnten keine biostratigraphisch verwertbaren Foraminiferenfaunen gewonnen werden. Das Alter ergibt sich aus Vergleichen mit den angrenzenden Gesteinen und kann mit Unterer Lagenidenzone bis Sandschalerzone angegeben werden.

Foraminiferenfunde an ihrer Basis sind bei FRISCH (1957: 21 und Faunenliste: Proben 54 + 55) angeführt. Das häufige Vorkommen von *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN verweist auf die Obere Lagenidenzone und Sandschalerzone, *Uvigerina semiornata brunensis* KARRER auf die Sandschalerzone. *Uvigerina pygmaoides* PAPP & TURNOVSKY kommt in der Lagenidenzone und unteren Sandschalerzone vor (PAPP et al., 1978).

Das Alter der Sande im Katzergraben bei Spielfeld kann aufgrund ihrer Lage direkt über der Steirischen Diskordanz mit oberstes Karpatium bis Untere Lagenidenzone angegeben werden.

Die Armut an Benthos ist faziell bedingt.

Sedimentologie und Paläoökologie

Die Sande sind im Zuge einer regressiven Phase im hochenergetischen Milieu abgelagert worden. Das Feinmaterial wurde dabei weitgehend ausgewaschen. Dem Benthos wurden dadurch Substrat und Nahrung entzogen. Spurenfossilien sind selten.

An Sedimentstrukturen kommen Horizontallamination und low angle, large scale cross-bedding (eventuell großdimensionale „hummocky-cross-stratification“?) vor.

Diskussion

Große Sandkörper sind den Tonmergeln der Weißenegg-Formation und der Steirischen Diskordanz aufgelagert. Die Deutung als Sandrücken innerhalb der Feinklastika wäre naheliegend. Dagegen spricht das Fehlen jeglicher trogförmiger Schrägschichtungskörper, wie sie in diesem Ablagerungsraum zu erwarten sind (vgl. WALKER, 1984). WALKER weist darauf hin, daß nur sturminduzierte Prozesse größere Sandmengen unter die mittlere (Schönwetter-)Wellenbasis transportieren können. Derartige Sturmsandlagen erreichen aber kaum Mächtigkeiten über 100 cm und sind durch toniges Sediment voneinander getrennt.

Ablagerungsraum ist somit der Bereich oberhalb der mittleren (Schönwetter-)Wellenbasis (mittleres Sublitoral, epineritische Fazies sensu LIEBAU 1980). Diese Deutung wird durch die Verknüpfung mit Algenschuttalken („Aflnzer Stein“) aus dem „shoreface“ (Aflenz an der Sulm) unterstützt.

Sediment aus dem Bereich zwischen mittlerer Wellenbasis und Sturmwellenbasis wurde im Arbeitsgebiet nicht beobachtet, ist aber bei FRISCH (1957: 21, 56) vom Muranriß am Bubenberg südöstlich Spielfeld beschrieben.

Der relativ scharfe Kontakt zwischen Tonmergel/Feinsand und Mittel- bis Grobsand deutet auf einen raschen Rückgang der Wassertiefe am Ende der Unteren Lagenidenzone, verbunden mit einer Aufarbeitung der „Offshore“-Sedimente oberhalb der Sturmwellenbasis, hin.

6.2. Siliziklastika im Raum Wildon

Die Siliziklastika in der Gegend um Wildon wurden bisher mit keinem eigenen Namen belegt, sondern in vielen Fällen den „Florianer Schichten“ zugerechnet, oder einfach als „Tonmergel (etc.) von ... (Lokalität)“ bezeichnet. BEER & KOPETZKY (1951) unterscheiden eine „marine Sand- und Tegelfazies“ von der eigentlichen „Florianer Beckenfazies“, die durch eine „Schwellenfazies“ getrennt sind. Diese Begriffe sind aber nicht als lithostratigraphische Einheiten zu verstehen.

Die Ablagerungen der Flamberger Bucht wurden meist ebenfalls den „Florianer Schichten“ zugerechnet.

Die Siliziklastika zeigen eine enge Wechsellagerung mit dem Leithakalkareal von Wildon.

Analog zur Gamlitzer Bucht können auch im Raum Wildon vorwiegend feinklastische Bereiche von grobkörnigeren Sandkörpern unterschieden werden.

Die Feinklastika der Oberen Lagenidenzone und Sandschalerzone werden als Ablagerungen einer flachen Lagune (Wassertiefe um 40 bis 60 Meter) angesehen. Die Verbindung zum offenen marinen Raum war lokal eingeschränkt, die Dominanz von *Ammonia beccarii* (LINNÉ) sowie der überdurchschnittlich hohe Anteil an Milioli-

den in einigen Proben deuten auf kurzfristig hypersaline Bedingungen in jenen Gebieten hin.

Sediment wurde durch Flüsse eingebracht und durch Stürme umgelagert (Tempestitlagen). In ruhigen Zeiten wurde das Sediment durch seine reiche Infauna überarbeitet.

An der Grenze Obere Lagenidenzone/Sandschalerzone treten erste gröbere Sandbänke auf, in die pflanzenreiche, laminierte Sande zwischengeschaltet sind („Cinnamonumsandstein“ sensu HILBER, 1878). Analog den Sanden in der Gamlitzer Bucht wurden sie während einer regressiven Phase im direkten Einflußbereich der Wellen (mittleres Sublitoral, epineritische Fazies nach LIEBAU, 1980) abgelagert. Blätter sammelten sich in geschützten Buchten. Ihre Häufigkeit und relativ gute Erhaltung schließen einen längeren Transportweg aus. Als Liefergebiet kommen die Paläozoikumsaufbrüche von Lebring und südlich Weitendorf (so sie zu dieser Zeit Inseln bildeten) oder der Sausal in Frage.

In der Sandschalerzone und Buliminen-Bolivinen-Zone unterbrechen wiederholt flachmarine, sandige Einschaltungen die Leithakalkentwicklung. Sie kündigen die Progradation eines Deltas am Ende des Badenium (Dillach-Member) an.

6.3. Die Leithakalkvorkommen der mittelsteirischen Schwelle

Die karbonatische Randfazies des Wiener Beckens wird seit KEFERSTEIN (1828), nach einer aus dem Sprachgebrauch übernommenen Bezeichnung, „Leithakalk“ genannt. In den ersten geologischen Arbeiten wird der Name für zeitlich und faziell gleichartige Gesteine im Steirischen Becken übernommen. REUSS (1871) führt das Synonym „Nulliporenkalk“ ein.

Der Leithakalk bildet keinen zusammenhängenden Körper, sondern zerfällt im Bereich der Mittelsteirischen Schwelle in 5 voneinander isolierte Areale unterschiedlicher stratigraphischer Position und Fazies.

Es werden folgende Bereiche unterschieden (Abb. 2):

- 1) Das Leithakalkareal von Wildon (oberste Obere Lagenidenzone bis Buliminen-Bolivinen-Zone).
- 2) Korallenriffe an der Ostflanke des Sausal nordwestlich Leibnitz (Lagenidenzone).
- 3) Das Leithakalkareal südlich Leibnitz mit Fleckenriffen (Untere Lagenidenzone, Obere Lagenidenzone).
- 4) Der Leithakalk der Gamlitzer Bucht (Untere Lagenidenzone, Obere Lagenidenzone).
- 5) Das Leithakalkareal von Graßnitzberg an der südsteirischen Weinstraße (Sandschalerzone).

Die Dreiteilung in einen „unteren, mittleren und oberen Leithakalk“ (entsprechend einem „Unter-, Mittel- und Obertorton“) im Sinne von WINKLER-HERMADEN (1943) bzw. die Zweiteilung in einen „unteren und oberen Leithakalk“ (WINKLER-HERMADEN, 1951a) hat nur historische Bedeutung (falsche stratigraphische Einstufungen etc.).

*

Aufgrund genereller Trends lassen sich im Bereich der Mittelsteirischen Schwelle zwei Großgruppen unterscheiden:

- A) In den Leithakalkvorkommen der Lagenidenzone, ... mit Ausnahme jener der Gamlitzer Bucht, treten

Stockkorallen gesteinsbildend in Erscheinung (Korallenrasen).

- B) In der Sandschalerzone und Buliminen-Bolivinen-Zone kommen Stockkorallen zwar vor, bilden aber keine strukturellen Riffe. Als Hauptsedimentlieferant fungieren Corallinaceen.

Im Gegensatz zum Leithagebirge, wo der größte Teil des Leithakalkes in der Sandschalerzone und Buliminen-Bolivinen-Zone gebildet wurde, während in der Lagenidenzone nur geringmächtige Kalkbänke vorkommen, entstanden die Leithakalareale im Steirischen Becken vorwiegend in der Lagenidenzone und Sandschalerzone.

Der Leithakalk der Steiermark ist nicht auf die Mittelsteirische Schwelle beschränkt. Neben den obertägigen Vorkommen von St. Anna a. Aigen – Klapping (Südburgenländische Schwelle) konnte Leithakalk im Gnaser Becken, an den Flanken des Gleichenberger Vulkans und auf der Auersbacher Schwelle durch Bohrungen (z.B. Perlsdorf nordwestlich Gnas, Paldau 1, Übersbach 1 etc.) und durch vulkanische Auswürflinge in pliozänen Vulkaniten (z.B. Unterweißenbach bei Feldbach) nachgewiesen werden (KOLLMANN, 1965).

6.3.1. Die Fazies des Leithakalks

Erste Angaben zur Fazies gibt ROLLE (1856). Er unterscheidet zwischen „Nulliporen-Leithakalk“, „Anthozoen-Facies“ und „Bryozoen-Fazies“. In jenen Tagen stehen jedoch nicht der Ablagerungsraum selbst, sondern die Beziehungen zwischen dem Leithakalk und den umgebenden Gesteinen, speziell der Florianer Bucht, im Vordergrund.

Im Band VI der Reihe „Chronostratigraphie und Neostatotypen“ wird der Leithakalk durch die Angabe einer Typuslokalität neu definiert. Der Begriff wird dadurch zur Bezeichnung für eine sedimentäre Fazies und nicht für eine lithostratigraphische Einheit. Faziostratotypus ist der Steinbruch „FENK“ NNW Großhöflein im Burgenland,

„... weil hier die sedimentären und biogenen Faktoren, die zu seiner Bildung führten, am deutlichsten erkennbar sind. Dieser Aufschluß kann daher nur als Beispiel für eine im einzelnen stark wechselnde randnahe Kalkfazies gewertet werden ...“ (STEININGER & PAPP, 1978: p. 194).

Es werden folgende (Mikro-) Faziestypen angeführt:

- Lithothamnienkalk
- Lithothamnienmergel
- Lithothamnien-/Bryozoenkalk
- Korallenkalk
- Molluskenkalk
- Isognomum-/Ostrea Fazies

Die Bezeichnung „Lithothamnienkalk“ für einen vorwiegend aus Corallinaceen bestehenden Kalk ist insofern unglücklich gewählt, als neben *Lithothamnium* noch andere Vertreter der Corallinaceen maßgeblich am Aufbau des Gesteins beteiligt sind.

Eine mikrofazielle Neubearbeitung erfolgte durch DULLO (1983), wobei 10 Mikrofaziestypen definiert wurden. Angaben zur Mikrofazies beziehen sich vorwiegend auf diese Arbeit.

Für den Steinbruch „FENK“ werden von DULLO alle Mikrofaziestypen mit Ausnahme der Foraminiferen-Algen-Mollusken-Fazies angeführt.

Harter, splittiger Leithakalk in bioklastischer Rhodolithen-Schutt-Fazies und Foraminiferen-Rhodolithen-Schutt-Fazies wurde wiederholt als „Riffkalk“ bezeichnet

(z.B. KOLLMANN, 1965). Anhäufungen von Rhodolithen zeigen mitunter eine deutliche Erhebung über den umgebenden Meeresboden (bis 30 Meter im Raum Wildon). Die Algen-Onkoide bilden aber kein starres Riffgerüst, sondern werden von Stürmen bewegt und gewendet. Leithakalk ohne gerüstbildende Korallen kann daher nicht als „Riffkalk“ bezeichnet werden (s. BRAITHWAITE, 1973; GEISTER, 1983).

Die Korallenvorkommen im Sausal und von Retznei umfassen vorwiegend Korallengemeinschaften und Korallenrasen, selten echte Korallenriffe (Nomenklatur nach GEISTER, 1983).

6.4. Typusprofil „Weißenegg“ und charakteristische Aufschlüsse der Weißenegg-Formation

Aufschluß ⑦

Typuslokalität: Steinbruch Weißenegg

Der stillgelegte Steinbruch Weißenegg der Perlmoozer Zementwerke liegt am linken Murufer am Fuße des Kollischberges. Ein alter Versturz trennt ihn in einen Südost-Teil (unterer Bruch bei HILBER, 1913) und einen kleineren Nordwest-Teil (oberer Bruch). Während sich die höheren Partien in beiden Teilen gut korrelieren lassen, weisen die tieferen Partien erhebliche Unterschiede auf. Eine lithologische Beschreibung gibt KOLLMANN (1965) (Abb. 11), eine mikrofazielle Bearbeitung des Südost-Teiles erfolgte durch DULLO (1983). Leider fehlen bei DULLO Verweise auf die Schichtbezeichnungen bei KOLLMANN, sodaß eine Korrelation der Säulenprofile bei anderen Autoren nicht immer befriedigend durchgeführt werden kann.

Im Folgenden werden makroskopische Beschreibung und Mikrofazies gegenübergestellt und ergänzt.

Südost-Teil

Schicht „a“

Die schrägschichteten Kalke an der Basis des Südost-Bruches werden von KOLLMANN als „gelblichweiße, weiche, detritäre Nulliporenkalke“ und von DULLO als „Corallinaceen Schuttkalke“ bezeichnet. Sie sind in Foraminiferen-Algen-Schutt-Fazies entwickelt.

Ihr Einfallen beträgt 20° bis 25° gegen Norden bis Nordwesten. Die Basis des Schrägschichtungskörpers ist nicht aufgeschlossen, der Topbereich ist erosiv gekappt. Einzelne Kalkbänke sind durch Mergellagen getrennt. Alle untersuchten Mergelproben erwiesen sich als mikrofossilfrei. KOLLMANN konnte eine Foraminiferenfauna der Lagenidenzone nachweisen. Mit Hilfe der Mächtigkeit des Schrägschichtungskörpers kann der Höhenunterschied zwischen dem Algenbiostrom und der siliziklastischen Umgebung mit ca. 15 Metern angegeben werden.

Schicht „b“

von Schrägschichtungskörper „a“ durch eine dünne Lage von Amphisteginenmergel (Typische Leithakalkfauna) getrennt, wird von KOLLMANN als „harter, gewachsener, dichter Nulliporenkalk“ bzw. als „schmutzigweißer bis gelblichweißer, harter Nulliporen-Riffkalk“ bezeichnet. DULLO stellt ihn in die Foraminiferen-Algen-Schutt-Fazies. Nach eigenen Beobachtungen ist auch die Foraminiferen-Rhodolithen-Schutt-Fazies vertreten.

Schicht „b“ bildet keine durchgehende Bank, sondern ist in einzelne, linsenförmige Körper aufgegliedert,

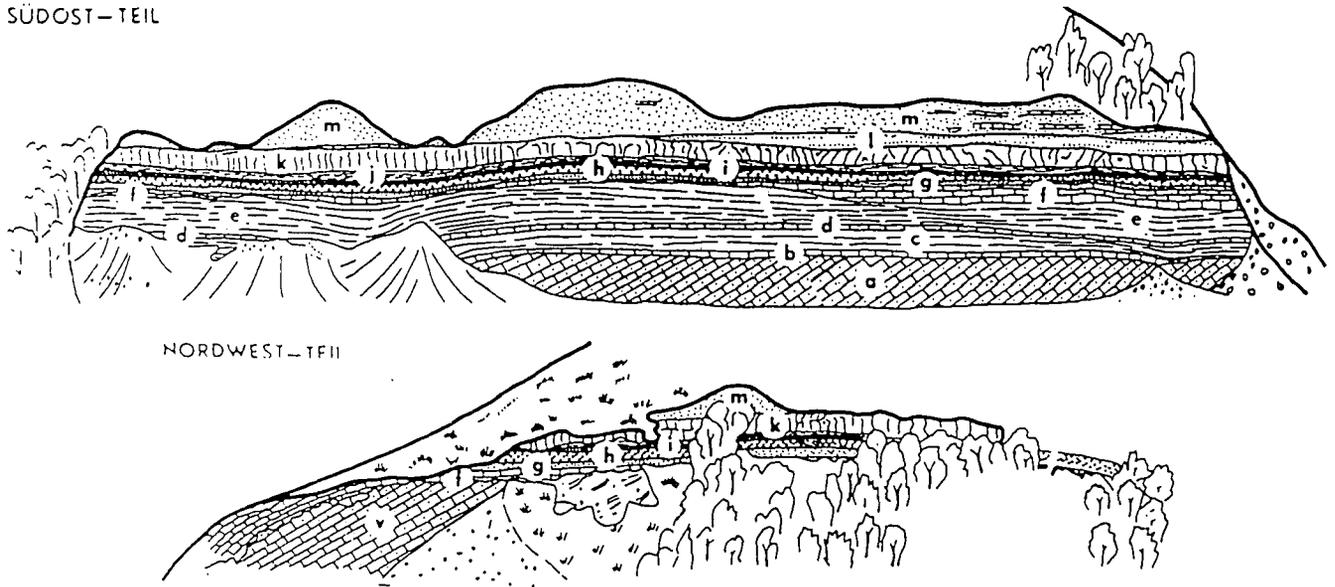


Abb. 11.
Steinbruch Weißenegg.
Schichtbezeichnungen nach KOLLMANN (1965); umgezeichnet nach FLÜGEL (1972).

die durch Amphisteginenmergel voneinander getrennt sind (Abb. 12). Die Mergel sind fein laminiert, die Foraminiferen (speziell *Amphistegina hauerina* d'ORBIGNY und die Elphidien) zeigen eine deutliche Einregelung parallel zur Oberfläche der Leithakalk-Knollen. Weniger widerstandsfähige Foraminiferen sind zerbrochen. Repräsentative Foraminiferenfaunen können lediglich aus den Zwickeln zwischen den Kalkkörpern gewonnen werden. Der Amphisteginenmergel zeigt keine lithologischen Unterschiede liegend und hangend der Leithakalk-Knollen.

Vergleichbare Bildungen treten in allen bearbeiteten Leithakalk-Vorkommen in unterschiedlicher Ausbildung auf. WINKLER-HERMADEN (1939a: 80) führt sie auf submarine Rutschungen zurück, welche ein ausgeprägtes Relief voraussetzen würden. Ein solches ist nur in wenigen Fällen vorhanden. Einer Entstehung durch Boudinierung wird hier der Vorzug gegeben.

Voraussetzung ist eine Wechsellagerung von Mergel und dünnen Kalkbänken, deren Mächtigkeit lateral stark schwankt. Die Überlagerung führt zu einem ungleich stärkeren Seitendruck im Mergel als im Kalk. Der Mergel wird ausgequetscht, die dabei entstehenden Spannungen führen zum Zerbrechen der (früh-)diagenetisch zementierten Kalkbänke. Gleichzeitig wird Amphisteginenmergel in die Zwickel eingeschmiert. Die Foraminiferen werden dabei zerstört bzw. eingeregelt.

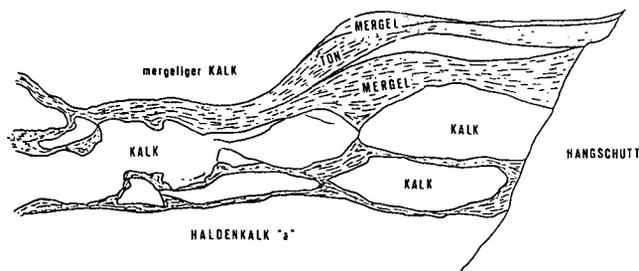


Abb. 12.
Steinbruch Weißenegg, Schicht „b“: Boudinierung des Leithakalks durch Ausquetschung des Amphisteginenmergels im Zuge der Kompaktion. Aufschlußskizze, ca. 40x145 cm.

Schicht „c“,
von KOLLMANN als „grauer, knollig-bankiger Nulliporenmergelkalk mit linsigen Zwischenlagen von weichem Amphisteginenmergel“ bezeichnet, umfasst nach DULLO Gesteine der bioklastischen Rhodolithen-Schutt-Fazies, der bioklastischen Algen-Schutt-Fazies und der Bioklasten-Fazies.

Schicht „c“, „d“ und „e“ lassen sich nur annäherungsweise mit den Angaben zur Mikrofazies bei DULLO korrelieren.

Schicht „d“
(KOLLMANN spricht von einem „gelblichweißen, harten, gewachsenen Nulliporen-Riffkalk mit Makrofossilabdrücken“) ist der bioklastischen Rhodolithen-Schutt-Fazies zuzuordnen. *Borelis melo* (FICHTEL & MOLL) ist Anzeiger für flaches Wasser.

Es folgen graue, stark mergelige Kalke in bioklastischer Rhodolithen-Schutt-Fazies und bioklastischer Algen-Schutt-Fazies (Schicht „e“ nach KOLLMANN: „grauer bis grünlichgrauer, bankig-knolliger Nulliporenkalkmergel mit Ästchen und Zerreibsel von Nulliporen und unregelmäßig-linsigen Zwischenlagen von Amphisteginenmergel“, die mit dünnen Bändern von Amphisteginenmergel wechsellagern. Bryozoen sind häufig. *Heterostegina costata* d'ORBIGNY stellt dieses Schichtglied in die Sandschalerzone.

In einer Kalkbank ist die bioklastische Algen-Mollusken-Fazies vertreten.

Schichtglied „e“
erlaubt als einziges die Gewinnung ganzer Rhodolithen. Sie sind vorwiegend sphäroidal, mit einem geringen Trend zu ellipsoidalen und discoidalen Formen (Abb. 13; Nomenklatur nach SNEED & FOLK, 1958, modifiziert durch BOSENCE, 1976). Bei einigen kleinen Rhodolithen, deren S/L-Verhältnis nahe 0,9 liegt, ist die Form durch einen kugligen Bryozoenstock als Kern vorgegeben. Die Größe der Rhodolithen hat keinen Einfluß auf die Form.

Die Rhodolithen zeigen keinen eigentlichen Kern, sondern sind mit mergeligem Kalk (Mikrit) gefüllt. Sie zeigen laminare und columnare Wuchsform. Ästige For-

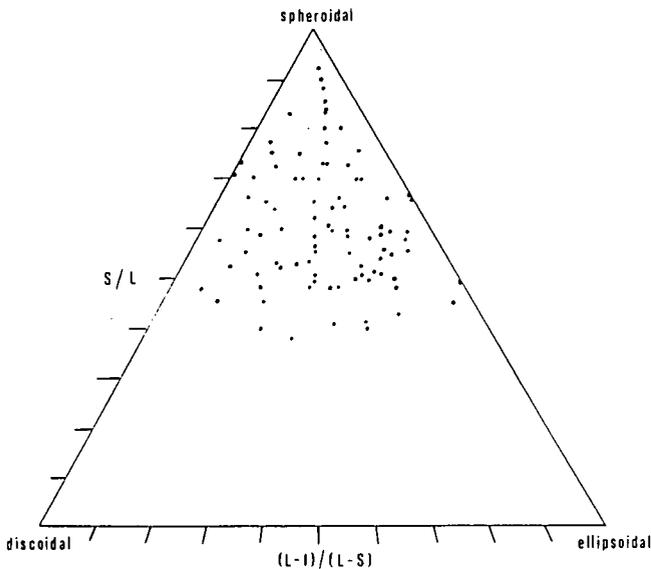


Abb. 13. Steinbruch Weißenegg, Schicht „e“: Klassifikation der Rhodolithen im modifizierten „pebble shape diagram“ nach SNEED & FOLK (1958).

men und incrustierende Corallinaceen (mit Ausnahme von Algenkrusten um Bryozoenstöcke) fehlen. Größere Rhodolithen sind angebohrt. Die Rhodolithen sind meist monospezifisch.

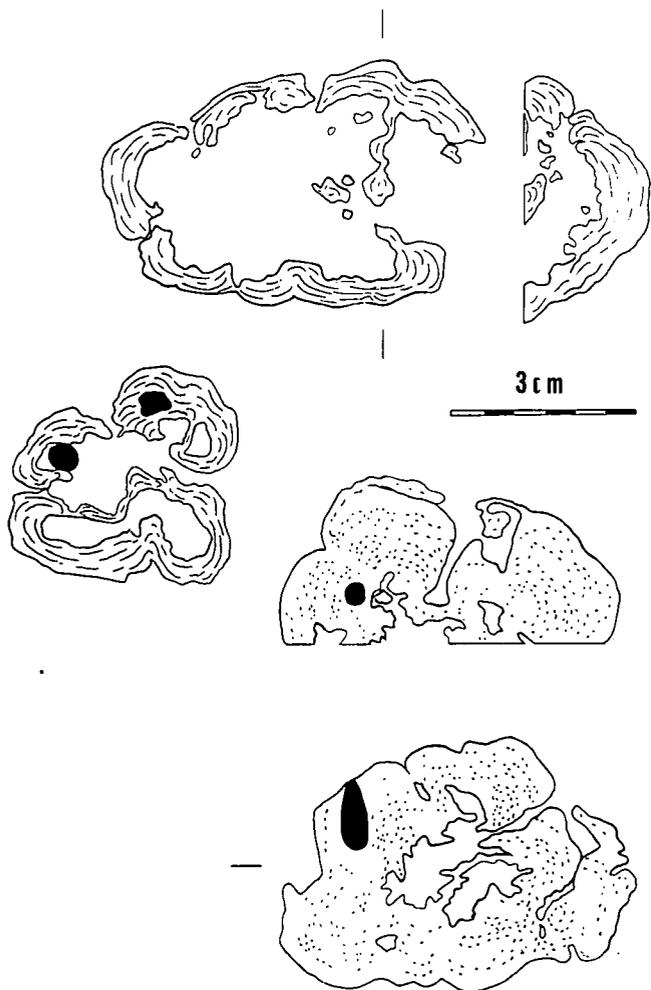


Abb. 14. Steinbruch Weißenegg, Schicht „e“: Rhodolithenquerschnitte.

Die Rhodolithen entstanden in überwiegend ruhigem Milieu. Die Algen bildeten in einer ersten Phase dünne Krusten auf dem Sediment. Diese wurden durch High-Energy-Events losgerissen und umgewendet. Wiederholte Umlagerung ermöglichte allseitiges Wachstum (Abb. 14).

Als Bildungsumgebung wird ein Ruhigwasserbereich größerer Wassertiefe, der periodisch stärkeren Stürmen ausgesetzt war, angenommen. Die Foraminiferenfauna weist auf eine Tiefe zwischen 30 und 50 Metern hin (HANSEN, MÜLLER & RÖGL, 1987).

Schicht „f“

(KOLLMANN: „gelblichweißer, harter, gewachsener Nulliporen- Riffkalk“) entwickelt sich aus Schicht „e“ durch Abnahme des Mergelgehaltes. Sie ist basal in bioklastischer Algen-Schutt-Fazies entwickelt und zeigt gegen das Hangende Übergänge zur Foraminiferen-Algen-Schutt-Fazies. Vereinzelt treten Rhodolithen auf.

Schicht „f“ bildet das Liefergebiet für die jüngere Schutthalde „v“ im Nordwest-Bruch. *Borelis melo* (FICHTEL & MOLL) weist auf flaches Wasser hin.

Hangend dazu wird die Leithakalksedimentation durch eine sandige Entwicklung (Schicht „g“ und „h“; im Vorfeld eines in die Florianer Bucht progradierenden Deltas?) und Amphisteginenmergel („i“) unterbrochen.

Die Abfolge zeigt einen übergeordneten coarsening upward-Trend. Die hangenden Bänke sind normal gradiert, Pflanzenhäcksel und Spurenfossilien (*Ophiomorpha*-Bauten) sind lagenweise häufig. Der Amphisteginenmergel „i“ kündigt die Rückkehr zu günstigeren Lebensbedingungen an.

Aus den Schichtgliedern „g“ und „h“ konnten keine Mikrofossilien gewonnen werden. Der Amphisteginenmergel „i“ und Mergellagen in „f“ führen eine typische „Leithakalkfauna“, die keine Unterscheidung zwischen Sandschalerzone und Buliminen-Bolivinen-Zone zuläßt.

Die darüber folgende Kalkbank „k“ (KOLLMANN: „hellgelbgrauer, sehr harter, splittig brechender, dichter Nulliporen-Riffkalk“) ist in bioklastischer Algen-Schutt-Fazies ausgebildet. Gelegentlich finden sich kleine Rhodolithen.

Zwischengelagerte Amphisteginenmergel führen eine typische Leithakalkfauna ohne biostratigraphische Indikatoren.

Der oberste Abschnitt des Steinbruches ist wiederum siliziklastisch entwickelt.

Das Schichtglied „l“-„m“ bildet eine Abfolge von ripelgeschichtetem Feinsand [Kappa-Schrägschichtungskörper (ALLEN, 1963); Abb. 15] und Mittelsand. In diese ist eine ca. 60 Zentimeter mächtige (lateral schwankend) Bank von sandigem, aber dennoch hartem Kalk in bioklastischer Algen-Schutt-Fazies („n“) eingeschaltet. Liegend der Kalkbank sind Spurenfossilien selten, hangend dazu häufig (*Ophiomorpha*-Bauten etc.).

Basal kommen isolierte Kiesgerölle vor. Pflanzenhäcksel und Kohleschmitzchen sind in der gesamten Abfolge zu finden.

Die Schichtfolge wird durch weitere Leithakalkbänke in bioklastischer Algen-Schutt-Fazies mit vereinzelt Rhodolithen abgeschlossen.

Die Sande sind weitgehend mikrofossillier. Weder Kalkbank „n“ noch die hangenden Kalke liefern eine biostratigraphisch interpretierbare Foraminiferenfauna. Aufgrund der lithostratigraphischen Position ist der Schichtkomplex in die höhere Sandschalerzone bis

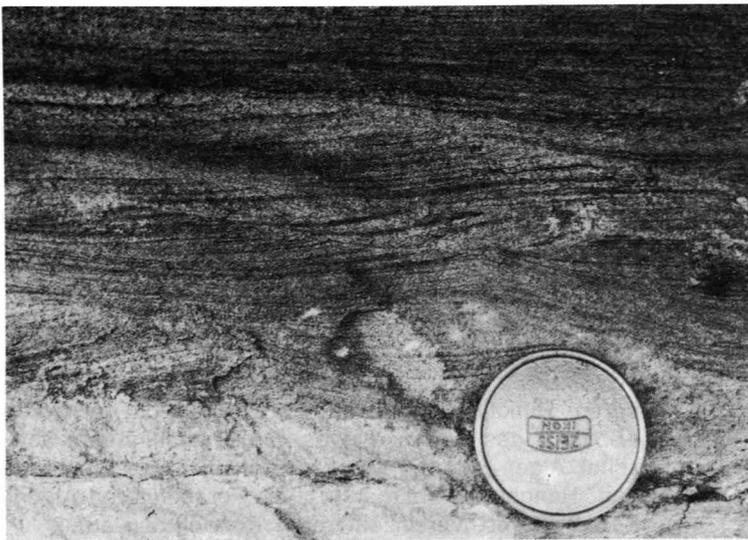


Abb. 15.
Steinbruch Weißenegg, Schicht „m“: rippelgeschichteter Sand („climbing ripples“), überlagert von horizontal geschichtetem Sand.

tieferer Buliminen-Bolivinen-Zone zu stellen: Er wird von Leithakalk der Sandschalerzone unterlagert. Die überlagernden Sande und Kiese können mit der Verarmungszone im Stiefingtal (entspricht der höheren Buliminen-Bolivinen-Zone) korreliert werden.

In der Buliminen-Bolivinen-Zone unterbrechen verstärkt flachmarine, terrigene Sedimente die Leithakalk-Sedimentation. Hohe Wassertrübe verhindert das Wachstum der Corallinaceen, die aber bei günstigeren Lebensbedingungen (vollmarine Rekurrenzen) sofort wieder Fuß fassen.

Der Wechsel Siliziklastika-Leithakalk spiegelt geringe Schwankungen des relativen Meeresspiegels. Diese äußern sich in der Progradation terrigener Sedimente bzw. vollmarinen Transgressionen und kündigen eine stärkere Regression Ende des Badenium (Verarmungszone) an.

Nordwest-Teil

Der nordwestliche Teil des Steinbruches unterscheidet sich grundlegend von der eben besprochenen Abfolge. Prägendes Element ist die jüngere Schutthalde „v“. Sie beinhaltet Kalke in Foraminiferen-Algen-Schutt-Fazies („gelblichweißer, haldengeschichteter, detritärer Kalksandstein“ bei KOLLMANN).

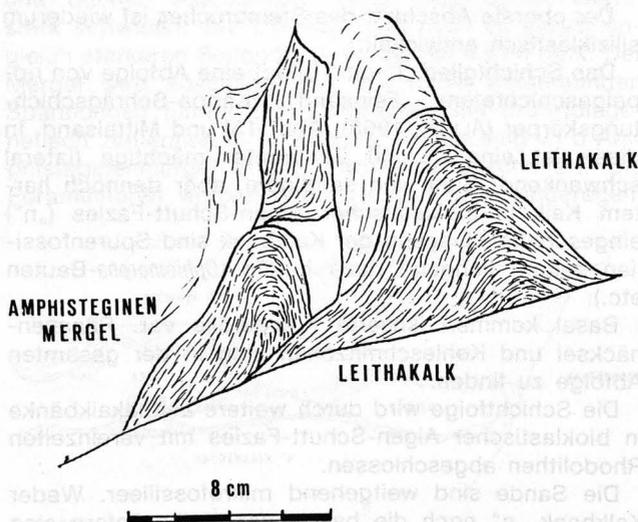


Abb. 16.
Steinbruch Weißenegg, Schicht „v“: Durch „slumping“ gestauchter Amphisteginenmergel.

Den von WINKLER-HERMADEN (1939) angeführten Kriterien für die Strandhalden-Natur von Schichtkomplex „v“ kann eine Kornvergrößerung gegen die Basis innerhalb einer Bank angefügt werden.

Die höheren Anteile von „v“ zeigen einen kontinuierlichen Übergang zu den knolligen und horizontal geschichteten Kalken von „f“. Mitunter treten Rutschstrukturen auf (Abb. 16; Grenzbereich „v“/„f“). Der Höhenunterschied zum siliziklastischen Umfeld betrug etwa 30 Meter. Bevorzugtes Algenwachstum über der Strandhalde führte nach deren Inaktivierung zu einem Reliefausgleich.

Die einzelnen Bänke von „v“ sind am Fuß des Schrägschichtungskörpers durch Amphisteginenmergel getrennt, die am Top weitgehend fehlen. Eine rasche frühdiagenetische Zementation verhinderte das Abrutschen des Algenschutts auf dem Mergel. Kompaktion infolge Sedimentüberlagerung führte zur Ausquetschung des Mergels und zu Relativbewegungen einzelner, bereits zementierter Bänke zueinander, welche die Foraminiferen zerstörten. Sie sind durch schichtparallele Strömungen belegt. Spärlicher Muschelschill, Fischzähne und selten schlecht erhaltene Elphidien bezeugen den ehemaligen Mikrofossilreichtum dieser Mergelbänder.

Äquivalente der Schichten „a“ bis „e“, von KOLLMANN an der Basis des Steinbruches beschrieben, sind heute von Schuttmaterial verdeckt.

Schicht „f“ zeigt keine signifikanten Unterschiede zum Südost-Teil.

Schicht „k“ enthält basal einen sehr feinkörnigen Kalk in Foraminiferen-Algen-Schutt-Fazies mit stellenweise erhöhtem Anteil an detritischen Glimmern. Einige mergelige Partien mit einem großen Anteil von *Astigerinata planorbis* (d'ORBIGNY) zeigen intensive Drucklösung. Die höheren Anteile von „k“ sind in bioklastischer Algen-Schutt-Fazies ausgebildet und entsprechen der Entwicklung im Südost-Teil.

Aufschluß 8

Parastratotypus Steinbruch Retznei der PERLMOOSER Zementwerke AG; Abb. 17; vgl. FRIEBE, 1988

Die Entwicklungsgeschichte des Leithakalkes im Steinbruch Retznei ist durch ein vorgegebenes Relief bestimmt. Der karpatische Steirische Schlier ist heute nicht mehr aufgeschlossen.

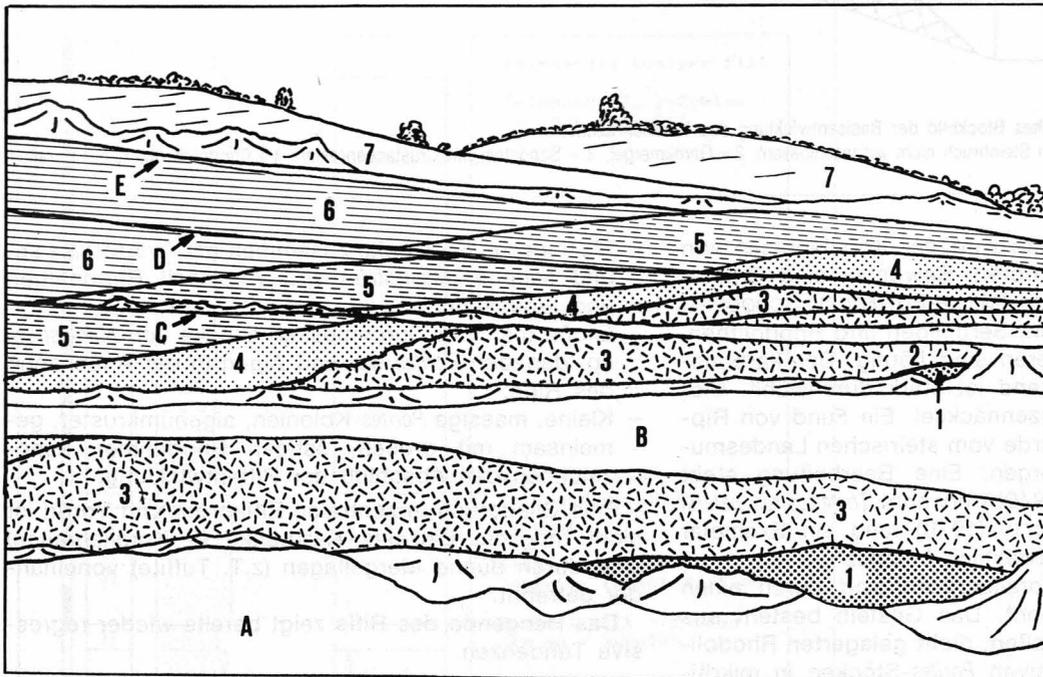


Abb. 17.
Steinbruch Retznei.
 1 = Geröllmergel; 2 = Sandstein mit Crustaceenresten, überlagert von Rhodolithenkalk (vgl. Abb. 18); 3 = Korallenrasen; 4 = Algenschuttalk (Foraminiferen-Algen-Schutt-Fazies); 5 = mergeliger Rhodolithen-Schuttalk (bioklastische Rhodolithen-Schutt-Fazies); 6 = mergeliger Rhodolithen-Schuttalk mit 2 Horizonten mit großen Stöcken von *Montastraea* sp.; 7 = Hangendsande.
 A-E = Etagen.

Siltiger Feinsand, der in Rinnen angereichert Gerölle bis 10 Zentimeter Durchmesser führt, bildet das tiefste aufgeschlossene Element der Schichtfolge („Geröllmergel“ bei KOLLMANN, 1965 und anderen Autoren; Abb. 17: „1“). Die Grenze zum Leithakalk zeichnet sich ebenfalls durch starke Geröllführung aus.

Fest zementierte Brocken von Siltstein sind angebohrt. Sie finden sich bevorzugt im Hangenden des Geröllmergels.

Ähnliche Bildungen finden sich an der Basis der Leithakalkentwicklung östlich des Aflenz Baches. Hier liegen wenig verfestigte Brocken von Feinsand und Mergel des Steirischen Schlier in feinsandiger Matrix. Kristallingerölle sind mitunter von Serpuliden und Austern bewachsen. Der Sand führt eine umgelagerte Misch-

fauna von Foraminiferen des Karpatium. Die Untere Lagenidonezone konnte nicht nachgewiesen werden.

Im Anschluß an die Steirische Diskordanz wurden die höchsten Anteile des Steirischen Schlier im Gezeitenbereich aufgearbeitet. Die Karbonat- und Kristallingerölle sind Reste der im Steirischen Schlier eingeschalteten Konglomeratlagen (KOLLMANN, 1965: 541 f).

Die basalen Anteile des Fleckenriffes zeigen abhängig von der Wassertiefe folgende Zonierung (Abb. 17: „2“ + „3“, Abb. 18):

Ein Korallenrasen, bestehend aus lagigen, wenige Zentimeter hohen Kolonien von *Porites* sp., aber auch

bereits *Tarbellastraea* sp. und *Montastraea* sp. tritt nur in den äußeren, tieferen Bereichen direkt über dem Geröllmergel auf. Große Gerölle an der Liegend-Grenze bildeten das Hartsubstrat für das Korallenwachstum. In den basalen 75 Zentimeter tritt *Porites* sp. in lagigen, wenige Zentimeter hohen Kolonien auf. Mit ihnen finden sich bereits kleine Stöcke von *Tarbellastraea* sp. und *Montastraea* sp. Sie sind von *Lithophaga* sp. intensiv angebohrt. Bivalven (vorwiegend Pectiniden), Rhodolithen und Algenschutt sind häufig. Der Kalk führt Quarzgerölle bis 10 Millimeter Durchmesser.

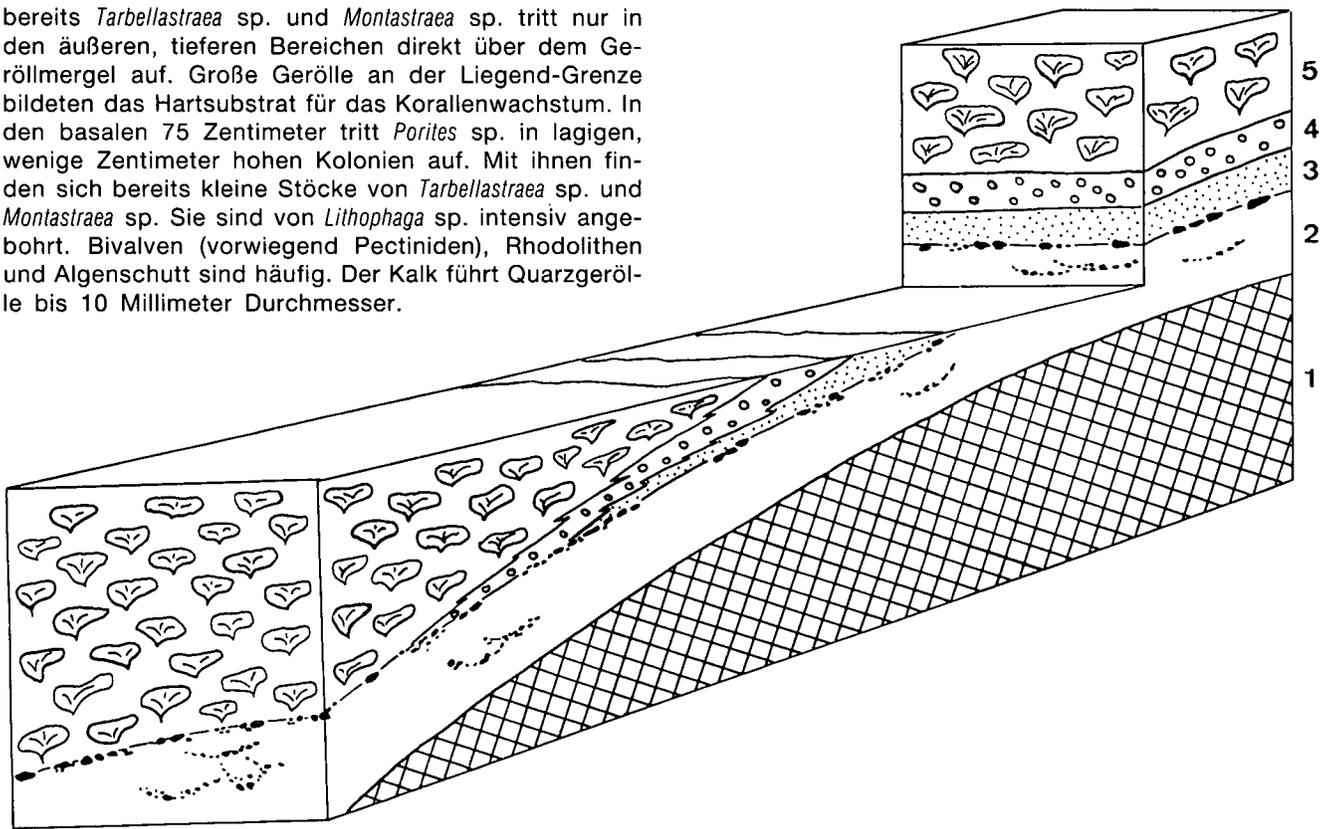


Abb. 18.

Steinbruch Retznei: Schematisches Blockbild der Basisentwicklung des Korallenrasens.

1 = Steirischer Schlier (derzeit im Steinbruch nicht aufgeschlossen); 2 = Geröllmergel; 3 = Sandstein mit Crustaceenresten; 4 = Rhodolithenkalk; 5 = Korallenrasen.

Im Zentrum der Untiefe wird der Korallenrasen von einer Seegraswiese vertreten. Bewohner sind Crustaceen [*Portunus monspeliensis* (MILNE-EDWARDS); SCHOUPE, 1949a], seltener Bivalven, Serpuliden und Rhodolithen. Epiphytische Foraminiferen sind häufig. Der karbonatisch zementierte Feinsand ist stark durchwühlt. Bisweilen findet sich Pflanzenhäcksel. Ein Fund von Rippen einer Seekuh (?) wurde vom steirischen Landesmuseum Joanneum geborgen. Eine Bearbeitung steht noch aus. SCHOUPE (1949b) erwähnt *Thalattosiren petersi* (ABEL) aus Retznei, MOTTL (1970) fand ein Exemplar derselben Species „südwestlich Leibnitz“.

Seegraswiese und Korallenrasen sind durch einen Rhodolithengürtel getrennt. Das Gestein besteht aus bis zu 10 Zentimeter großen, dicht gelagerten Rhodolithen und kleinen, massiven *Porites*-Stöcken in mikritischer Matrix. Die meisten *Porites*-Stöcke sind von Corallinaceen umkrustet.

Im Zuge der unterbadischen Transgression ergreifen die Korallen von fast der gesamten Untiefe Besitz und bilden ein lockeres Riffgerüst (Abb. 17: „3“). Lediglich ihre höchstgelegenen Anteile (Etage C in Abb. 17) werden erst spät von wenigen Korallen besiedelt.

Innerhalb des Riffs lassen sich folgende Kleinbereiche unterscheiden:

- Kleine, ästige *Porites*-Kolonien, die zusammen mit wenigen Stöcken von *Montastraea* sp. und *Tarbellastraea* sp. ein lockeres Gerüst bilden. Incrustierende Algen sind häufig.

- Massige *Porites*-Stöcke zusammen mit *Tarbellastraea* sp. und seltener *Montastraea* sp., vereinzelt Rhodolithen und Algenschutt.
- Große (ca. 1 m Durchmesser) Stöcke von *Montastraea* sp. daneben *Porites* sp. und Algen in der Außenzone des Riffs.
- Kleine, massige *Porites*-Kolonien, algenumkrustet, gemeinsam mit großen, ästigen Rhodolithen kennzeichnen den Abschluß der Riffentwicklung.

Eine Gliederung in zentralen Riffkörper und Vorriff ist nicht möglich. Einzelne Kalkbänke (= Korallenrasen) sind durch dünne Mergellagen (z.T. Tuffite) voneinander getrennt.

Das Hangende des Riffs zeigt bereits wieder regressive Tendenzen.

Es folgt ein Algenschuttalk (Foraminiferen-Algen/Rhodolithen-Schutt-Fazies; Abb. 17: „4“), der in seichtem Wasser durch Zerstörung der Rhodolithen durch die Brandung entstanden ist (Aufarbeitung einer ± stationären Barre aus Rhodolithen und grobem Algenschutt durch die vorwiegend aus südlicher Richtung kommenden Wellen). Der Schutt erreicht kaum Korngrößen über 1 Millimeter, Makrofossilien fehlen (Etage D in Abb. 17).

Unterhalb der Schönwetter-Wellenbasis (Etagen A, B und C) ist der Algenschutt gröber (bis 10 Millimeter Durchmesser), unversehrte Rhodolithen sind häufiger. Die Foraminiferen-Rhodolithen-Schutt-Fazies (mit kleinen *Porites*-Stöcken) ist besonders an der Basis der

Bank entwickelt, gegen Hangend nimmt grober Algen-schutt auf Kosten der Algen-Onkoide zu. Weitere Bewohner sind: *Daira speciosa* (REUSS), Veneriden, Ostreen, Pectiniden und andere Mollusken, Fische (Zähne), Seeigel, Ophiuren (Wirbel), Bryozoen und Foraminiferen [Leithakalkfauna, reich an Milioliden, *Borelis melo* (FICHTEL & MOLL) u.a.].

Die Liegendgrenze zum Riffkalk ist unscharf und stark wellig. Sie ist durch ein im gesamten Steinbruch aufzufindendes Mergelband gekennzeichnet, welches durch Kompaktion etwas ausgequetscht wurde. Auf Etage B greift der Algenschuttalk in einem Kolk einige Meter tief in den Korallenkalk ein.

Darüber leitet ein leicht mergeliger Rhodolithen-Kalk (Abb. 17: „5“) eine stärkere Transgressionsphase ein. Die Grenze bildet eine 30 bis 40 Zentimeter mächtige Bank von hartem, splittrigem Leithakalk in bioklastischer Rhodolithen-Schutt-Fazies, die sich über den gesamten Steinbruch erstreckt. Die Rhodolithen sind groß (>5 Zentimeter Durchmesser), ästige und stark ver-

zweigt. Weiters kommen große Austern und Fischzähne vor. An ihrer Basis wurde auf Etage A ein großer Stock von *Tarbellastraea* sp. gefunden.

Diese Bank unterscheidet sich vom darüber folgenden Kalk nicht so sehr in ihrer Mikrofazies, als in ihrem geringeren Mergelgehalt und ihrer grünlichgrauen Färbung.

Die Hauptmasse des Rhodolithenkalks ist durch sehr große (10 Zentimeter Durchmesser und mehr), ästige Algen-Onkoide gekennzeichnet, deren Anteil gegen das Hangende hin abnimmt. Die Mollusken sind durch Ostreen und Pectiniden vertreten. Einige Lagen führen Boxwork-Rhodolithen (BOSENCE, 1983) und auf Sediment incrustierende Corallinaceen. Der Kalk ist durch dünne Mergelbänder unregelmäßig zergliedert. Den hangenden Abschluß bildet eine 10 bis 20 Zentimeter mächtige, stark mergelige Kalkbank.

Die Sedimentation ist im Zentrum der Untiefe gegenüber der Randzone im Süden stark reduziert, was zu großen Sedimentmächtigkeiten im südlichen Teil des

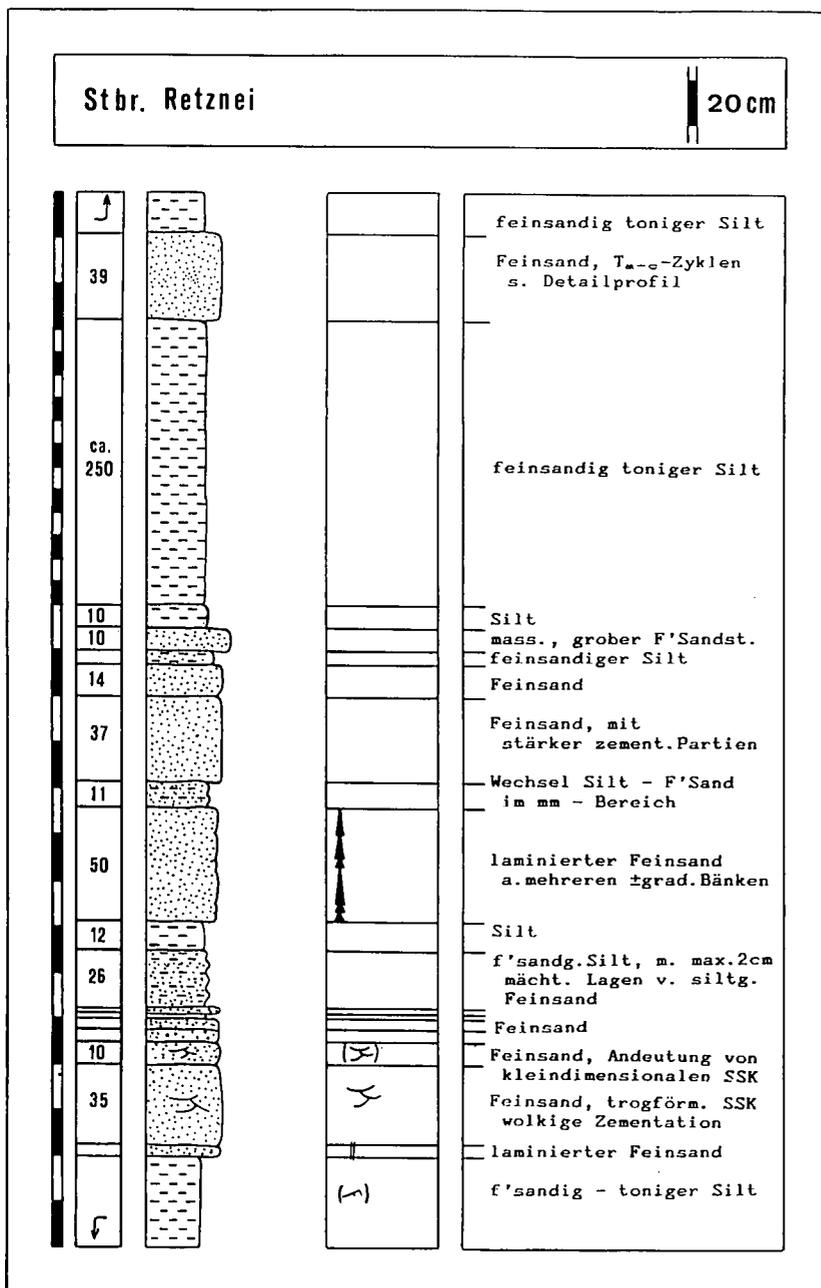


Abb. 19.
Profil Steinbruch Retznei.

„Hauptstockes“ und somit zu einem teilweisen Relief-
ausgleich führt.

Der darauf folgende Leithakalk (Abb. 17: „6“) ist
ebenfalls in bioklastischer Rhodolithen-Schutt-Fazies
ausgebildet. Große, ästige Rhodolithen, die an der Ba-
sis häufig sind, treten gegen das Hangende rasch zu-
gunsten von Algenschutt zurück. Mergelige Lagen mit
incrustierenden Corallinaceen und Boxwork-Rhodoli-
then sind häufig. Sie zeigen einen ruhigen Ablage-
ungsraum an. Die wenig anspruchsvolle Koralle *Porites*
sp. versucht, in flachen, incrustierenden Kolonien Fuß
zu fassen.

Im Hangenden sind dieser Abfolge zwei Horizonte
mit großen Stöcken von *Montastraea* sp. bis 1 Meter
Durchmesser eingeschaltet. *Porites* sp. ist häufig. Im
tieferen Horizont nimmt die Größe der Korallenstöcke
gegen Hangend rasch ab. Die Grenze zum höheren Ko-

rallenhorizont bildet eine Austernbank. Die Korallen tre-
ten gegen das Hangende rasch zurück.

Diese Ablagerungen fehlen im Zentrum der Untiefe.
Stark mergeliger Kalk in bioklastischer Algen-Schutt-
fazies bildet den Grenzbereich zu den überlagernden
Feinklastika.

Die faziellen Unterschiede in den mergeligen Rhodo-
lithenkalken (ästige Rhodolithen – incrustierende und
Boxwork-Rhodolithen) werden auf Änderungen der
Wassertrübe und der Turbulenz und weniger der Was-
sertiefe zurückgeführt.

Eine etwas andere Entwicklung zeigt der Nordteil des
Steinbruches („Zobel“, derzeitiges Abbaugelände). Hier
folgt dem Algenschuttkalk, der gegen Nordwesten
rasch auskeilt, ebenfalls ein stärker mergeliger Leitha-
kalk. Horizonte mit großen *Montastraea*-Stöcken fehlen.
Kleine Kolonien von *Montastraea* sp. (bis 15 Zentimeter

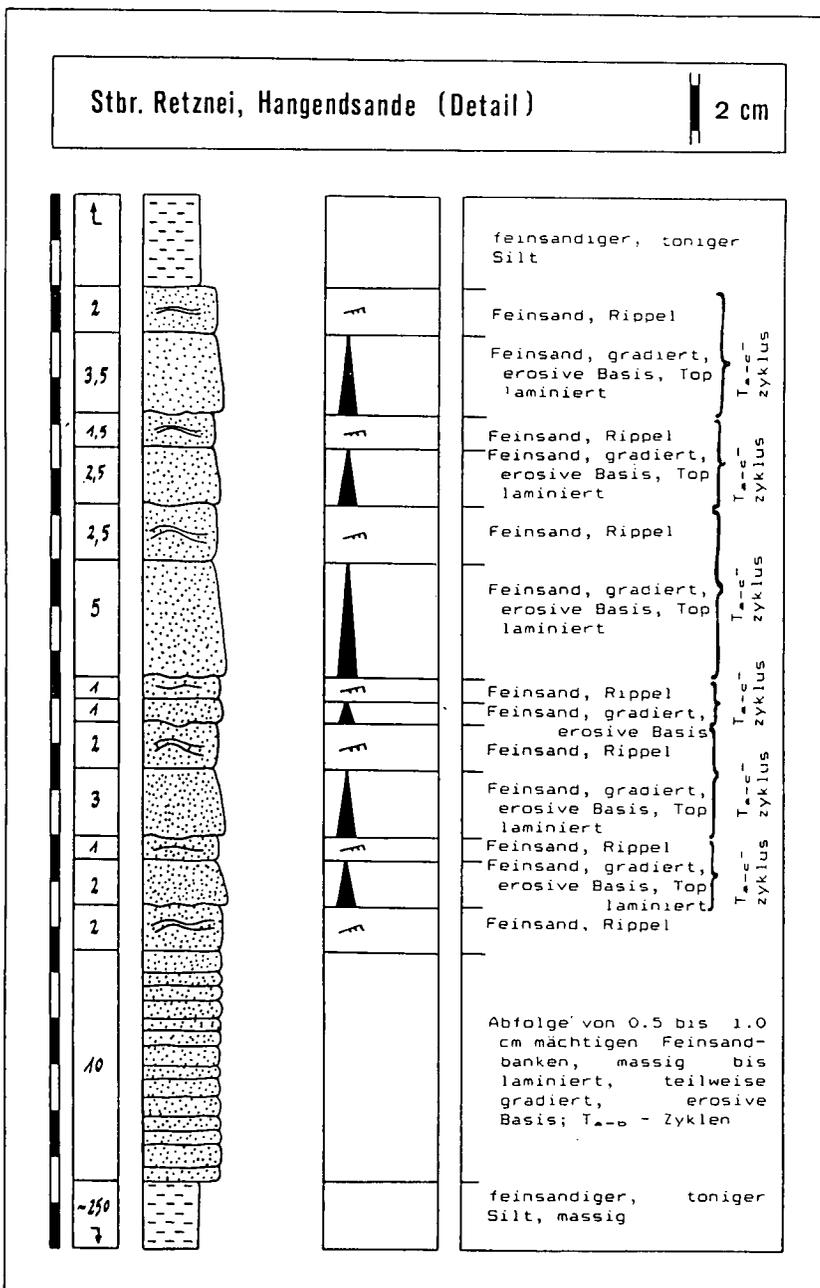


Abb. 20.
Profil Steinbruch Retznei.
Detail aus den Hangendsanden.

Durchmesser) und *Porites* sp. sind immer wieder zu beobachten. Muscheln (Pectiniden, Ostreen und Steinkerne von Veneriden etc.) sind häufig. Des weiteren finden sich Seeigel (*Clypeaster* sp.), Gastropoden und Fischzähne. Bereiche mit ästigen Rhodolithen wechseln mit incrustierenden Corallinaceen. Der Übergang zu den Feinklastika kündigt sich durch eine rasche Zunahme des Sand-Gehaltes und der Bivalven-Steinkerne bei gleichzeitiger Abnahme der Algen an. Es tritt Glaukonit auf.

Über dem Leithakalk folgen blaugraue Tonmergel mit zwischengeschalteten Feinsandlagen (Abb. 17: „7“).

Physikalische Sedimentstrukturen wurden durch die intensive Bioturbation zerstört. Die Sande weisen zum Teil turbiditartigen Charakter (T_{a-c} -Zyklen) auf.

Gesteinsinhalt und -abfolge sind aus den Profilen Abb. 19 + 20 zu ersehen.

Der Tonmergel enthält eine zartschalige Molluskenfauna und irreguläre Seeigel (*Brissopsis* sp., meist pyritisiert). Crustaceen (*Protunus* sp.) sind selten, Pflanzenhäcksel sehr selten.

Die Formaminiferen sind ebenfalls größtenteils pyritisiert. Bemerkenswert ist das Auftreten der Großforaminifere *Palmula appendicifera* NYIRÖ.

Knapp über dem Leithakalk ist in den Tonmergeln und Feinsanden der von HAUSER (1951) beschriebene Biotitandesitgang eingeschaltet.

Aufschluß 9

Steinbrucherweiterung östlich des Aflenz-Baches

Erste Vorarbeiten für eine Steinbrucherweiterung östlich des Aflenz-Baches geben Einblicke in die Schichtfolge außerhalb des eigentlichen Riffbereichs.

Die Basis bilden wiederum Geröllmergel mit Klumpen von „Schlier“ in großer Zahl und Strandgeröllen. Darüber findet sich folgende Schichtfolge (vom Liegenden ins Hangende):

- Ca. 60 Zentimeter Leithakalk in bioklastischer Algen-Schutt-Fazies. Der Kalk führt kleine *Porites*-Stöcke sowie selten große Stöcke von *Montastraea* sp. in zu geringer Anzahl, um von einem „bafflestone“ sprechen zu können. Ganze Rhodolithen fehlen, Krabbenreste sind häufig.
- Ca. 75 Zentimeter stark mergeliger Kalk mit feinem Algenschutt, ohne Korallen, mürbe.
- Ca. 40 Zentimeter Leithakalk in bioklastischer Algen-Schutt-Fazies, hart, splittig, mit großen Ostreen. Die durchschnittliche Korngröße des Algenschutts liegt um 5 Millimeter.
- Ca. 200 Zentimeter stark mergeliger Kalk mit feinem Algenschutt, Balanenschill, Crustaceen-Fragmenten, zartschaligen Pectiniden und Ostreen und kleinen, algenumkrusteten *Porites*-Ästchen, aber ohne Rhodolithen oder Amphisteginen. Der Mergelgehalt kann stark schwanken. Die Mollusken sind zerbrochen und ebenso wie der Algenschutt eingerögelt.

Die folgenden Schichtglieder sind durch jeweils einige Meter mächtige Aufschlußlücken voneinander getrennt:

- Ca. 100 Zentimeter mächtig aufgeschlossener, harter, splittiger Leithakalk in Foraminiferen-Algen-Schutt-Fazies.
- Ca. 150 Zentimeter mächtig aufgeschlossener Leithakalk in bioklastischer Rhodolithen-Schutt-Fazies mit kleinen Korallenstöcken (hauptsächlich *Porites* sp.).

- Eine ca. 100 Zentimeter mächtige Bank in bioklastischer Rhodolithen- (und untergeordnet Algen-) Schutt-Fazies mit lagigen und knolligen *Porites*-Kolonien, kleinen *Montastraea*-Stöcken, Einzelkorallen, Bryozoen und kleinen und zartschaligen Pectiniden. Die Bank ruht auf 50 Zentimeter Mergel mit Algenzerreißel, Balanen-, Crustaceen- und Molluskenschill und 70 Zentimeter Mergel mit Leithakalkknollen.

Sie wird von 30 Zentimeter Mergel, der faziell und lithologisch demjenigen im Liegenden entspricht, überlagert.

- Den Abschluß der aufgeschlossenen Schichtfolge bildet blaugrauer, siltiger Feinsand mit Pyritnestern. Er führt keinerlei Makro- oder Mikrofauna.

*

Die Abfolge wird als Äquivalent zur Rifffentwicklung in etwas tieferem Wasser gedeutet. Der „Aflenzer Stein“, der etwas weiter nördlich in großer Mächtigkeit ansteht, wird hier nur knapp über 1 Meter mächtig.

Aufschluß 10

Oberburgstall, Graben östlich Ghf. „Harkamp“

(Abb. 21)

Einen Einblick in die Schichtfolge der Flamberger Bucht im Verzahnungsbereich mit dem Leithakalkareal von Wildon ermöglicht ein Graben östlich des Gasthofes „Harkamp“ (Oberburgstall). In eine Abfolge von siltigem und mittelsandigem Feinsand sind Grobsandlagen mit einer reichen Makrofossilführung (z.B. *Pecten* sp., *Linga* sp., *Arca* sp., *Cardium* sp., *Turritella* sp., *Conus* sp., *Natica* sp. etc) eingeschaltet. Die Feinsande selbst enthalten wenig Fossilien, die meist als Schill-Lagen angereichert sind. Bioturbation ist häufig. An physikalischen Sedimentstrukturen können Kleinrippel und Horizontallamination beobachtet werden.

Härtlingsbänke zeigen eine erosive Basis und eine leichte Gradierung. Die Abfolge wird von stark mergeligem Leithakalk, der arm an Algendebris ist, überlagert.

Die Foraminiferenfauna liefert keine Altershinweise. Die Schichtfolge ist in die Obere Lagenidenzone (eventuell auch tiefere Sandschalerzone) zu stellen.

In einer Probe deutet die Dominanz von *Ammonia beccarii* (LINNÉ) sowie der überdurchschnittlich hohe Anteil an Milioliden auf zumindest zeitweise hypersaline Bedingungen hin.

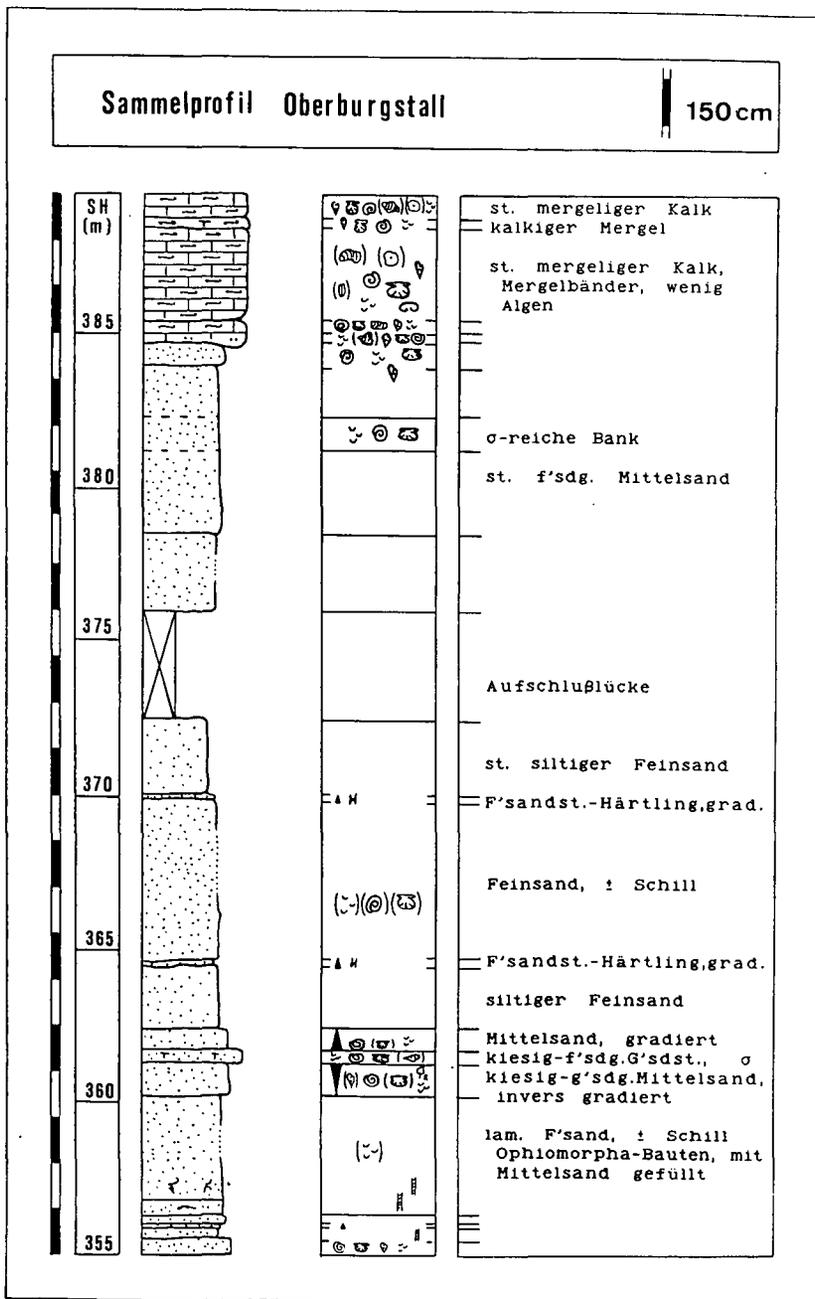
Die Gesteine werden als Ablagerungen einer flachen Lagune mit einer zeitweise eingeschränkten Verbindung zum offenen marinen Raum angesehen. Die gradierten Härtlingsbänke deuten auf Sedimentumlagerung durch Stürme hin (Tempestite). In ruhigen Zeiten wurde das Sediment durch seine Infauna überarbeitet. Am Ende der Oberen Lagenidenzone ermöglicht eine Transgression die Bildung des Leithakalks.

Aufschluß 11

Wildoner Schloßberg

Am Südhang des Wildoner Schloßberg ist der Grenzbereich zwischen den tieferen siliziklastischen Anteilen der Weißenegg-Formation und dem Leithakalk von Wildon aufgeschlossen.

Die Basis bildet ein kiesiger Grobsandstein (max. Korngröße 1 Zentimeter). Eine trogförmige Schrägschichtung ist angedeutet. *Ophiomorpha*-Bauten sind häufig.



- Algenschutt
- Bivalven
- Blattabdrücke
- Foraminiferen
- Gastropoden
- Gradierung
- Härtling
- Ostreen
- Pectiniden
- Rhodolithen
- Rippel
- Schill
- Spuren

Abb. 21. Sammelprofil Oberburgstall.

Darüber folgt toniger, sandiger Silt mit Grobsandlinsen, der durch allmähliche Zunahme des Foraminifergehaltes kontinuierlich in Amphisteginenmergel übergeht. Es folgt ein zunächst stark mergeliger, dann reiner Leithakalk (bioklastische Algen-Schutt-Fazies), dessen einzelne Bänke durch Amphisteginenmergel getrennt sind.

Der tiefste Amphisteginenmergel ist durch ein überdurchschnittlich häufiges Auftreten von Milioliden gekennzeichnet. Gleichzeitig kommt Algenschutt vor. Die anderen Mergellagen zeigen die übliche „Leithakalkfauna“.

Uvigerina venusta venusta FRANZENAU stellt diesen Aufschluß in die Sandschalerzone.

Der Grobsandstein an der Basis wird analog dem Sandstein bei Schloß Schwarzenegg („Cinnamonum-Sandstein“ sensu HILBER, 1878) als Sediment einer Untiefe über der mittleren Wellenbasis gedeutet (Regressionsphase an der Grenze Obere Lagenidenzone/Sand-

schalerzone). Eine Transgression in der Sandschalerzone ermöglichte die Bildung von Leithakalk.

6.5. Vulkanite in der Weißnegg-Formation

HAUSER 1953 beschreibt einen Hornblende-Biotit-Dazituff vom Urkogel südlich Gamlitz, der von WINKLER-HERMADEN (1938) erstmals erwähnt wurde. Er vergleicht ihn mit Vorkommen im Bachergebirge und bei Mureck und nimmt eine Ablagerung nahe am Eruptionsherd an. Ob jedoch, wie EBNER (1981: Abb. 3) nahelegt, das Vulkangebiet von Gleichenberg als Eruptionsherd in Frage kommt, ist allein aufgrund des Chemismus fraglich.

Äquivalente dieses Tuffites werden von FRISCH (1957) an mehreren Punkten in der Umgebung gefunden. Ein weiteres Vorkommen befindet sich in Sulz (Gemeinde Ratsch a.d. Weinstraße) und war durch Drainagearbei-

ten aufgeschlossen. Der Tuffit liegt innerhalb der westlichen Anteile der Weißenegg-Formation in der Gamlitzer Bucht im Verzahnungsbereich mit der Kreuzberg-Formation. (FRISCH, 1957 stellt die Tuffite vom Urkogel bereits in die „höheren Anteile der Kreuzbergserie“).

Das SM-Spektrum zeigt eine Vormacht von Hornblende (ca. 65 %). Granat macht etwa 30 % des Gesamtspektrums aus (Mischung mit Sedimenten der Weißenegg-Formation), andere Schwerminerale kommen nur in Spuren vor. Die Tuffite unterscheiden sich somit signifikant von den terrigenen Sedimenten der Weißenegg-Formation (75-85 % Granat, Rest Epidot, andere SM in Spuren; FRIEBE, 1989a).

FLÜGEL & HERITSCH (1968) nehmen, basierend auf der irrümlichen Gleichsetzung „Gamlitzer Schlier“ = Steirischer Schlier ein karpatisches Alter der Tuffite an. Die von FRISCH angeführten Foraminiferen lassen keine stratigraphische Einstufung zu. Aufgrund der lithostratigraphischen Position ist der Tuffit in der höchsten Lagenidenzone bis tieferen Sandschalerzone abgelagert worden.

Im Steinbruch Retznei wurden Tuffite in zwei Niveaus festgestellt.

Mergelige Zwischenlagen im Rhodolithenkalk „5“ + „6“ (Abb. 17) sind durch ihren Gehalt an idiomorphen Biotitplättchen als Tuffit erkennbar. Im Schwermineralspektrum zeigt die Armut an Granat eine nur geringe Vermischung mit terrigenem Sediment an. Apatit macht fast 60 % des Spektrums aus, der Zirkon-Anteil liegt bei knapp 15 %.

Zwei weitere Proben aus einem Tuffit stammen aus den Sanden über der Leithakalkentwicklung (Abb. 17: „7“), aber unterhalb des Biotit-Andesit-Ganges. Sie zeigen starke Vermischung mit terrigenem Sediment (Granat-Anteile um 60 %) Ein erhöhter Apatit- und Titanitgehalt sowie idiomorphe Zirkone und Biotitplättchen kennzeichnen diese Proben als Tuffite. Sie werden mit Hilfe von Foraminiferen in die Obere Lagenidenzone eingestuft.

6.6. Schuttfächer aus dem Sausal – Fastkogel-Member

Als Fastkogel-Member werden lokale Schuttfächer aus dem Sausal zusammengefaßt. Namengebend ist der Fastkogel nördlich Heimschuh, wo Sausalschieferbrekzien von Leithakalk überlagert werden bzw. stellenweise die Leithakalksedimentation unterbrechen (Typuslokalität).

Die Gesteine sind jünger als der Steirische Schlier und verzahnen mit Sedimenten der Florianer Bucht und dem Leithakalk des Pernitschkogel.

Das Fastkogel-Member unterscheidet sich von der Kreuzberg-Formation durch seinen hohen Gehalt an paläozoischen Schiefer- und Kalkgeröllen.

Aufschluß ⑫

**Pernitsch, Buschenschank Schneeberger
(Abb. 22)**

Oberhalb des Weingartens der Buschenschank Schneeberger ist eine Abfolge von kiesigem Mittelsand und Konglomerat aufgeschlossen. Einzelne Bänke sind sowohl normal als auch invers gradiert (undeutlich). Die Konglomerate sind matrixreich, chaotisch und polymikt. An Komponenten kommen (neben Quarzgeröllen) Sausalschiefer, paläozoische Kalke und Kristallingeröl-

le vor. Die maximalen Korngrößen liegen zwischen 10 und 15 Zentimetern. Es wurden keine Mikro-, Makro- oder Pflanzenfossilien gefunden. Die Gesteine fallen mittelsteil nach Westen ein.

Diese Abfolge wird mit einer Winkeldiskordanz von flach gegen Osten einfallendem Konglomerat überlagert, das gegen das Hangende durch kontinuierliche Zunahme des Karbonatanteils in Leithakalk übergeht.

Aufschluß ⑬

Pernitsch, Straße am Osthang des Fastkogels

Ein durch den Straßenbau östlich des Fastkogels aufgeschlossenes Profil zeigt eine Abfolge von Sanden unterschiedlicher Korngröße, in die Schotterlagen eingeschaltet sind. Wenige Grobsandlagen sind gradiert. Die Schotter sind matrixreich, aber nicht matrixgestützt, chaotisch und polymikt. An Komponenten kommen (neben Quarz) Sausalschiefer (Phyllite), paläozoische Karbonate (Barrandei-Kalk, Crinoidenkalk, dolomitischer Sandstein etc.) und Kristallingerölle (Pegmatit, Schiefergneis, Augengneis, Glimmerschiefer etc.) vor. Der maximale Korndurchmesser liegt bei 30 Zentimetern, der durchschnittliche in den Konglomeraten um 5 Zentimeter.

Die Gesteine fallen mittelsteil gegen Norden bis Nordwesten ein. Das Profil wird vom Leithakalk des Fastkogel überlagert.

Die unregelmäßige Wechsellagerung zwischen Sandstein und Konglomerat und die chaotische Textur der matrixreichen Konglomeratbänke bei gleichzeitigem Fehlen von Schrägschichtungskörpern indizieren gravitativen Transport in marinem Milieu („high density turbidity currents“, „cohesive flows“; LOWE, 1982).

Die Komponenten zeigen eine Mischung aus Fernschutt (eventuell sekundär umgelagert) und Lokalschutt.

Sowohl die großen Phyllitklasten als auch die Kalke schließen große Transportweiten der Paläozoikumgerölle aus. Ein Transport von Norden, wie er von WINKLER (1929), WINKLER-HERMADEN (1939b) und KÜCHMEISTER (1959) angenommen wird, kann aufgrund der sedimentologischen Gegebenheiten in der Florianer Bucht ausgeschlossen werden. Gosau-Gesteine konnten nicht nachgewiesen werden. Eine von FRIEBE (1988) noch in Erwägung gezogene Herkunft der Karbonate aus dem Remschnigg ist nicht aufrechtzuerhalten. Die paläozoischen Karbonate stammen ausschließlich aus heute vollständig der Erosion zum Opfer gefallenem Bereich des Sausal-Paläozoikums.

Die Konglomerate sind die Ablagerungen eines lokalen „Fan Deltas“ (sensu McPHERSON et al., 1987), welches einen tektonischen Graben zwischen Sausal s.str. (Demmerkogel) und dem Paläozoikum von Kittenberg – Kogelberg – Wiesberg auffüllte. Die Kristallingerölle fordern zwingend eine Schüttung von Westen (aus Richtung der Koralpe). Das heutige Westeinfallen ist Folge einer lokalen, postsedimentären Verkippung an der Basis der Lagenidenzone.

6.7. Deltasedimente der Verarmungszone – Dillach-Member

Das Dillach-Member beinhaltet Sande und Grobklastika eines („Braid-“)Delta-Komplexes am Nordostrand des Weststeirischen Beckens. Es bildet nördlich von

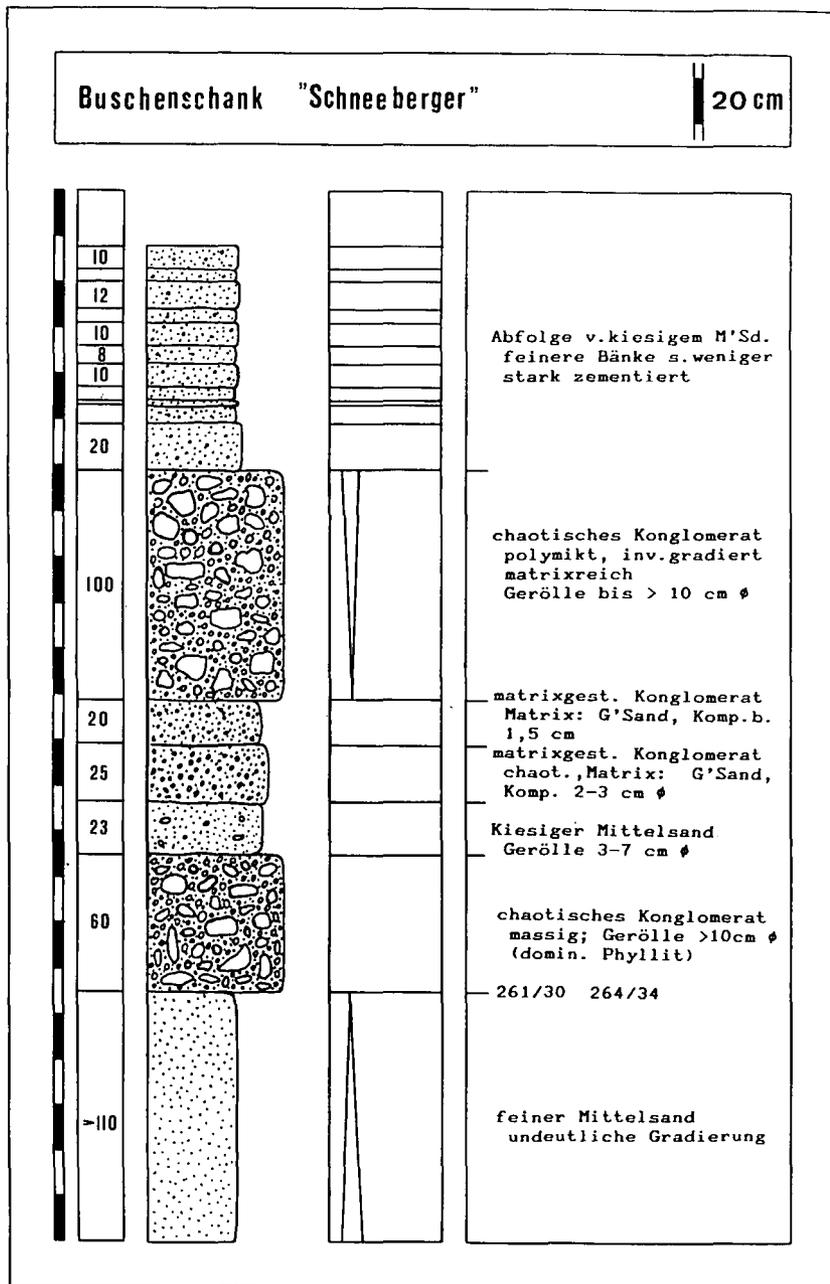


Abb. 22.
Profil Buschenschank „Schneeberger“.

Schloß Weißenegg den hangenden Abschluß der Weißenegg-Formation gegen „tonige Sande und Tegel“ des Unteren Sarmatium (Elphidium reginum-Zone; vgl. WEBER & WEISS, 1983).

Bei Dillach nördlich Schloß Weißenegg wird der Leithakalk von schräggeschichteten Kiesen und Grobsanden überlagert.

Aufschluß 14

Dillach, Aufschluß A (Abb. 23)

Rinnensande (Mittel- bis Grobsande, bisweilen Kiesgerölle an der Basis der einzelnen Rinnen) schneiden in horizontal geschichteten Mittelsand und grobsandigen Kies ein. Die Rinne wird mehrfach reaktiviert, Sedimenttransport findet in ihr über einen längeren Zeitraum statt.

Aufschluß 15

Dillach, Aufschluß B (Abb. 24)

Der Aufschluß zeigt eine Dreigliederung in basalen Kies in muldenförmigen Rinnen (Gt), schräggeschichte-

ten Mittelsand [Pi-Schrägschichtungskörper (ALLEN, 1963), St] und hangend horizontal geschichteten Feinsand (Sh) (Lithofaziestypen nach MIALL, 1978). „Rip-up clasts“ im Kies zeigen ein erosives Einschneiden in unterlagernde Sedimente an.

Aufschluß 16

Steilabbruch zur Mur bei Schloß Turmhof, 340 Meter SH (Abb. 25)

Im Steilabbruch beim „Jungfernsprung“ sind Abfolgen von Feinsand, kiesigem Mittelsand und (Fein-)Kies aufgeschlossen. Die größeren Sande zeigen großdimensionale Schrägschichtungskörper, die Schüttung erfolgte von Westen. Sie werden von massigem Grobsand mit Siltlagen überlagert. Den hangenden Abschluß bildet horizontal geschichteter Feinsand.

Aufschluß 17

Afram (Abb. 26)

Am östlichen Ortsende von Afram sind ebenfalls schräggeschichtete Sande (Pi-Schrägschichtungskör-

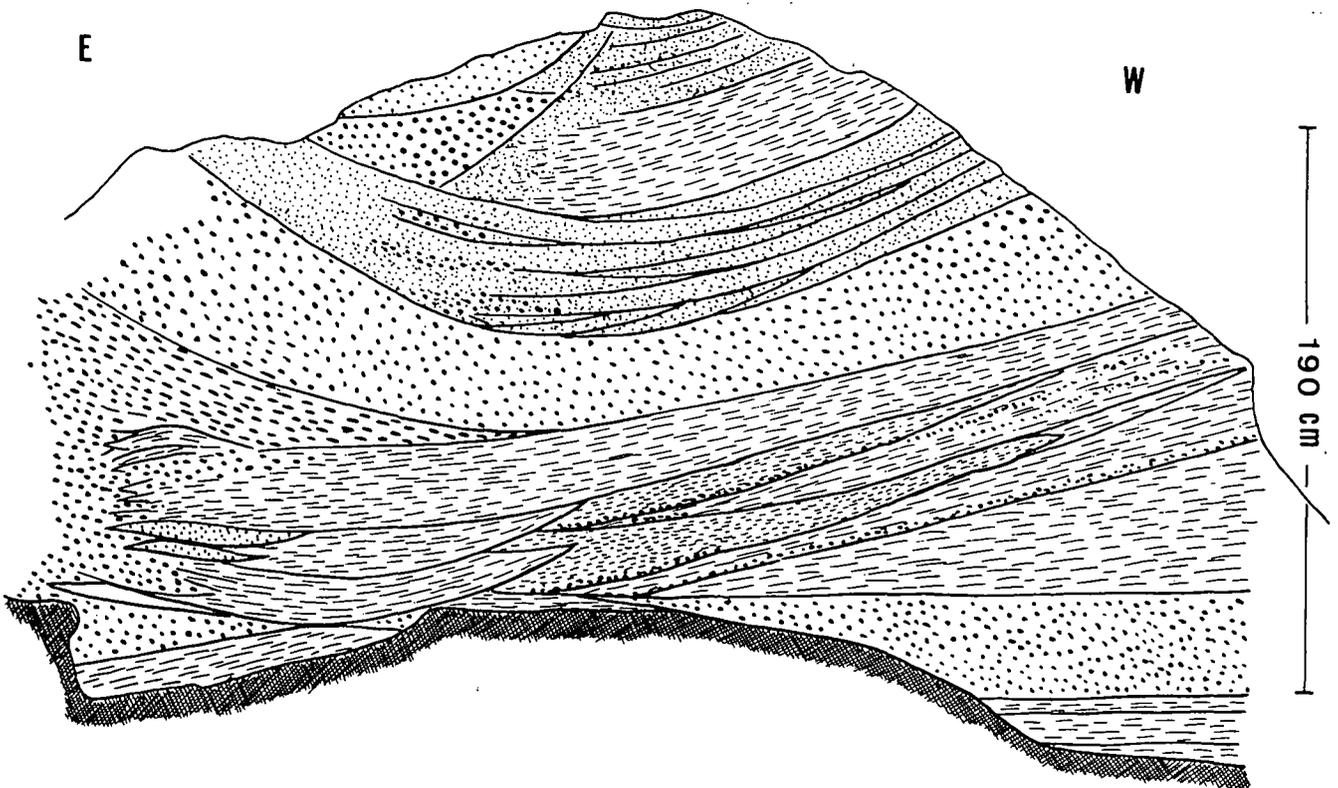


Abb. 23.

Dillach, Aufschluß A; Dillach-Member.

Basal horizontal geschichteter Mittelsand und grobsandiger Kies; darin eingeschnitten Rinnen von Mittel- bis Grobsand, bisweilen Kiesgerölle an der Basis, lateral mit stark sandigem Kies verzahndend, unterbrochen von kiesführender Rinne.

per; St), überlagert von horizontal geschichtetem Feinsand (Sh) aufgeschlossen.

Erosiv eingeschnittene Rinnen fehlen hier. Die Sande sind feinkörniger als diejenigen von Dillach.

Interpretation

Die Ablagerungen von Dillach sind Bildungen eines aus Nordwesten progradierenden Deltas. Ablagerungen des zugehörigen Flußsystems liegen in den Eckwirschottern (sensu RIEPLER, 1988) vor.

Der Sandgehalt nimmt gegen Osten rasch ab und ist im Stiefingtal nur noch gering.

Aufgrund ihrer lithostratigraphischen Position zwischen dem obersten Leithakalk und Sedimenten des Sarmatium werden diese Aufschlüsse mit der Verarmungszone in Stiefingtal und Sassbachtal (KOLLMANN & RÖGL, 1978) korreliert, welche weiter im Osten, im Sassbachtal, weitaus weniger deutlich ausgebildet ist als im Stiefingtal.

Die Zäsur in der Foraminiferenfauna an der Grenze Badenium/Sarmatium ist rein ökologisch (marine Regression bzw. Progradation eines Deltas) bedingt. Die (küstennahe) Verarmungszone entspricht den höheren Anteilen der Buliminen-Bolivinen-Zone der Beckenareale.

Diese Gesteinseinheit ist gegen Osten im Gelände nicht weiter zu verfolgen. Das Hauptverbreitungsgebiet der Deltasedimente lag in der heutigen Murebene.

6.8. Zur Sedimentologie der Leithakalk-Areale in Wechselbeziehung zu deren siliziklastischem Umfeld

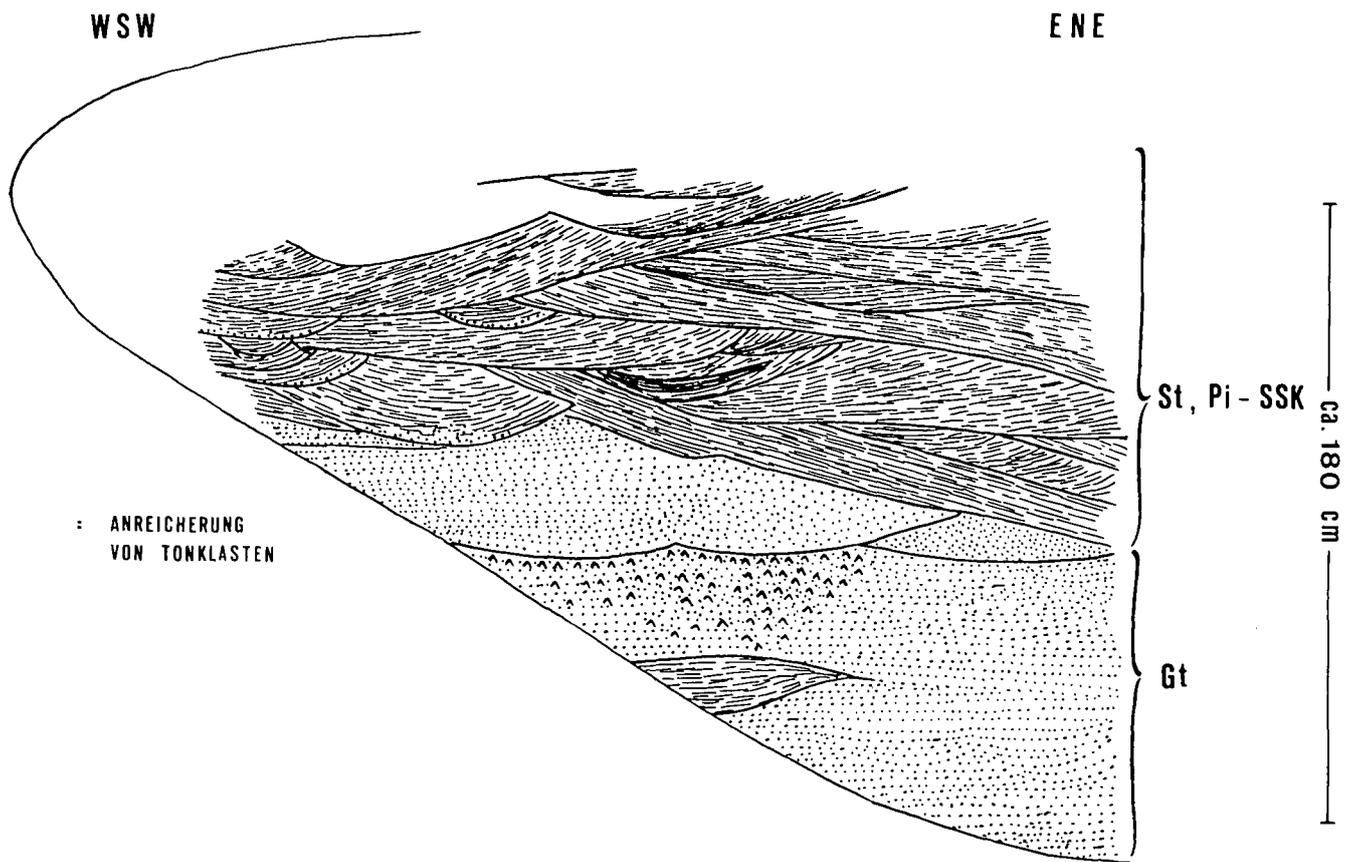
Im höchsten Karpatium führen Blockverkippen zur Heraushebung und teilweise subaerischen Erosion des Steirischen Schliers.

Nach Ablagerung des Geröllmergels (Aufarbeitungsprodukt des Steirischen Schliers) über der Steirischen Diskordanz setzt mit Beginn der Lagenidenzone eine Transgression ein. Sie ermöglicht im Raum Retznei die Bildung eines kleinen „Fleckenriffs“, dessen morphologische Erhebung über die Umgebung durch ein vorgegebenes Relief bestimmt ist, und welches daher in der Nomenklatur nach GEISTER (1983) als Korallenrasen anzusprechen ist.

Die Korallen nehmen mit fortschreitender Transgression von der Untiefe Besitz. Die Basisentwicklung zeigt eine Zonierung mit einem seegrassbewachsenen Bereich im Flachwasser, einem Rhodolithengürtel mit kleinen *Porites*-Kolonien und dem Korallenrasen in etwas tieferem Wasser. Ein Vorriffbereich aus Riffschutt, wie bei einem echten Riff zwingend vorhanden, ist nicht ausgebildet.

Der darauf folgende Algenschuttkalk zeigt eine leichte Regression an.

Darüber leitet ein mergeliger Rhodolithenkalk eine weitere Transgressionsphase ein.



▲ a

b ▼

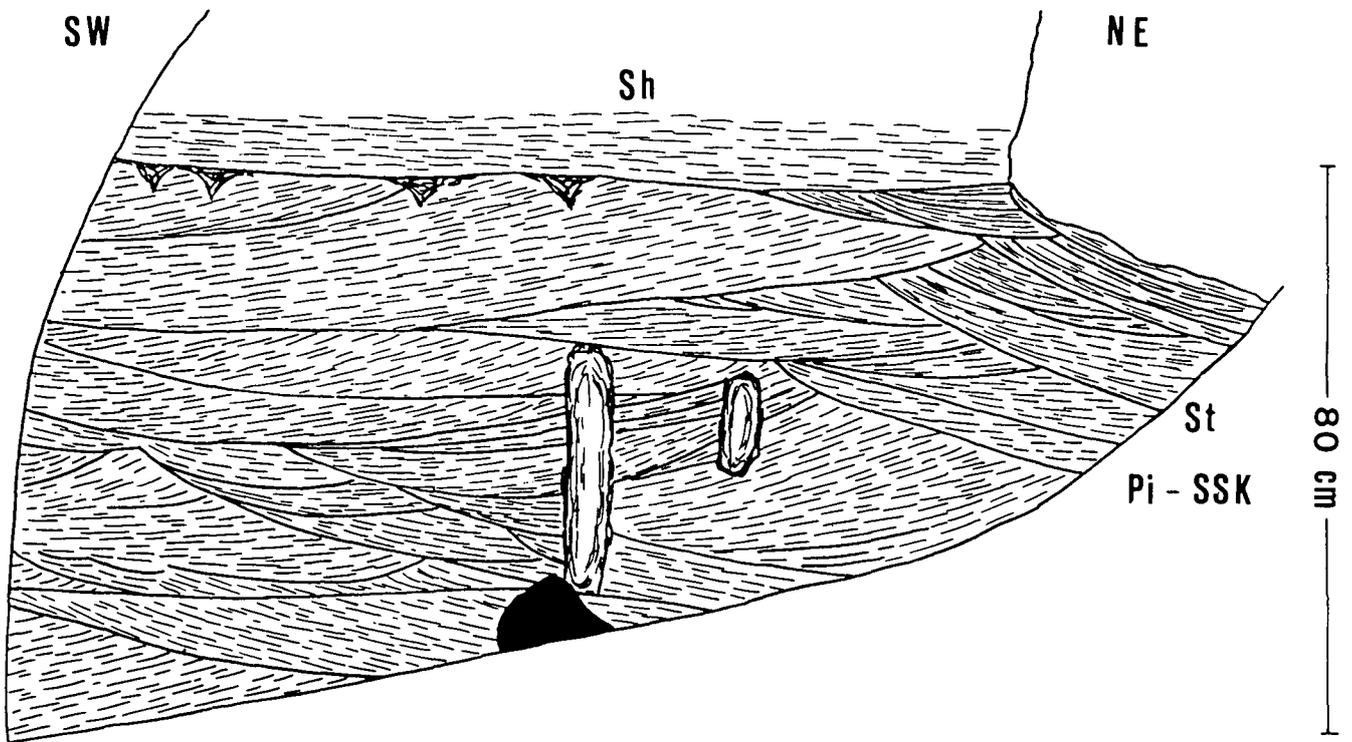


Abb. 24.

Dillach, Aufschluß B; Dillach-Member.

- a) Liegend Sande in muldenförmigen Rinnen mit stellenweiser Anreicherung von Tonklasten; darüber Mittel- bis Grobsand, π -Schrägschichtungskörper (ALLEN, 1963).

b) Mittel- bis Grobsand vgl. a), darüber horizontal geschichteter Feinsand.

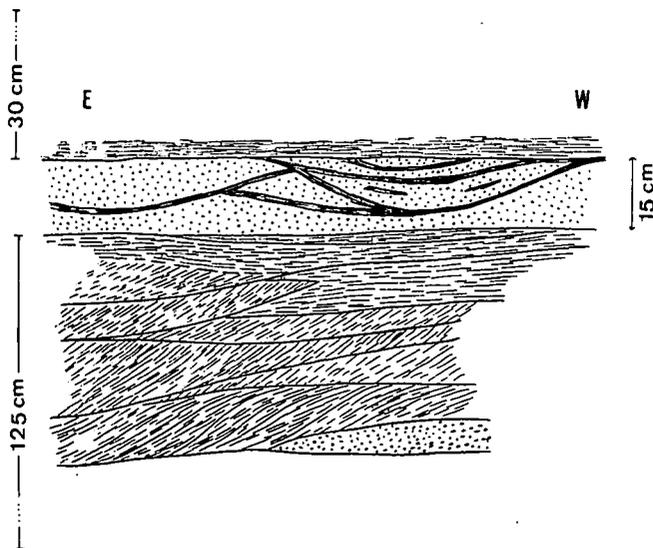


Abb. 25.
Schloß Turmhof, Aufschlußskizze.
Schrägschichtungskörper im Dillach-Member.

Das Gebiet von Aflenz bildete in der Lagenidenzone eine flache Bucht zwischen dem Korallenrasen von Retznei und einer weiteren Untiefe bei Wagna. In ihr wurde zu Zeiten geringer Wassertiefe (= regressive Phase in der Lagenidenzone) Algenschuttkalk in großer Mächtigkeit abgelagert („Aflenzler Stein“). Die Bucht war gegen Osten durch eine flache Sandbarre begrenzt. Die Transgression der Oberen Lagenidenzone führte hier zur Bildung mergeliger Algenschuttkalke mit stellenweise Rhodolithen, wie sie im Hangenden der Ziegelei Wagna anstehen.

Durch das vorgegebene Relief keilt der Leithakalk gegen Süden rasch aus und wird durch Tonmergel ersetzt. WINKLER-HERMADEN (1939a etc.) deutete diese Erscheinung als Störung. Auch gegen Osten ist ein rascher Ersatz des Korallenrasens durch mergelige Schuttkalke und bioklastenreiche Mergel zu verzeichnen. Der Leithakalk von Retznei zeigt keine Verbindung zu den Kalken von Gammlitz (Weinleiten und Grubtal).

*

Die unterbadensische Entwicklung des Leithakalks im Raum Gammlitz – Ehrenhausen ist stark vom Einfluß der Kreuzberg-Schüttung beeinflusst. WINKLER-HERMADEN (1939 etc.) deutet sie als transgressive Bildung („Leithakonglomerat“ = Strand, Leithakalk = flachmariner Ablagerungsraum).

Dieser generellen Aussage steht ein akzentuiertes, vorbadensches Relief (Hochzone am Labitschberg, Tiefzone südöstlich Gammlitz) entgegen.

In der Unteren Lagenidenzone baut der Schuttfächer der Kreuzberg-Formation weit gegen Osten vor. Im Zuge der unterbadensischen Transgression gewinnt gravitativer Transport an Bedeutung, der größere Reliefunterschiede voraussetzt. Gleichzeitig kann eine Verlagerung der Schüttung erfolgt sein.

Durch kurze regressive Tendenzen in der Unteren Lagenidenzone (sparitischer Algenschuttkalk und Austernbank im Grubtal) und durch damit verbundene Änderungen im Strömungsmuster können Corallinaceen im Raum Ehrenhausen auf den Hochzonen Fuß fassen. Während die Basisentwicklung noch starke Aufar-

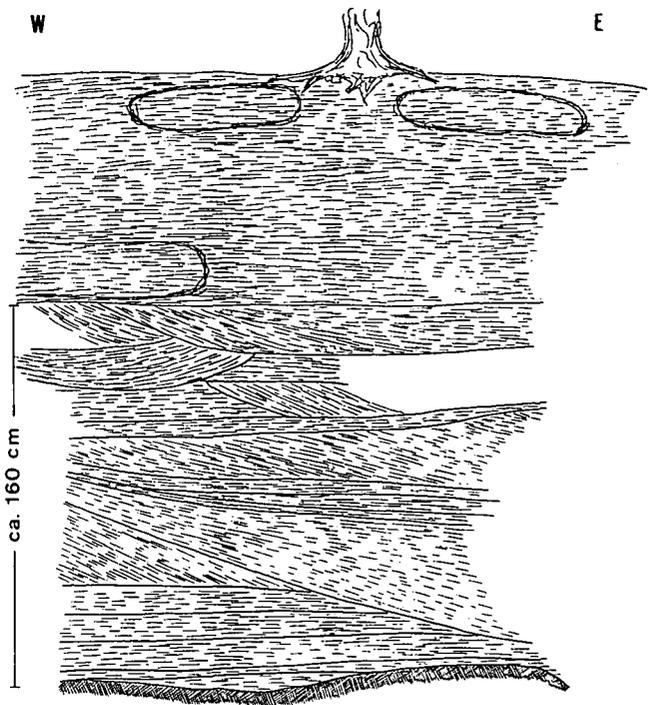


Abb. 26.
Afram, Aufschlußskizze (Dillach-Member).

beitung der Rhodolithen und siliziklastischen Einfluß aufweist, sind die darüber folgenden Kalke frei von Sand- und Kieskomponenten. Der Übergang von laminaren und columnaren zu vermehrt ästigen Rhodolithen spiegelt eine Eintiefung des Ablagerungsraumes wider. Die Wassertrübe blieb dabei gering.

Zonen größerer Wassertiefe (= südlich des Gammlitzbaches) nehmen einen Teil des Algenschutts aus dem nördlich anschließenden Algenbiostrom auf, der mit dem gravitativ eingebrachten Schutt vermischt wird. Erst gegen Ende der Leithakalkentwicklung von Ehrenhausen – Gammlitz ist der Einfluß der Kreuzberg-Schüttung so gering, daß auch in Ottenberg reiner Leithakalk zur Ablagerung gelangt. Ein Biomikrit mit reichlich planktonischen Foraminiferen bildet den Übergang zu feinsandigem Silt und Tonmergel der Oberen Lagenidenzone (Transgression).

*

Das Gebiet zwischen Pernitschkogel und Oberneurath ist durch eine zweiphasige Riffentwicklung gekennzeichnet.

Der Einbruch eines Grabens zwischen Sausal (Demmerkogel) und Kreuzkogel führte zu einer Verkippung älterer Fan-Delta-Ablagerungen. An ihnen und auf einer Paläozoikumuntiefe bildete sich der Korallenrasen vom Pernitschkogel – Wellinggraben. Diese Phase wird durch eine diskordant über die älteren Schotter hinweggreifende Konglomeratbank abgeschlossen. Eine darauf folgende Transgression ermöglichte die Bildung eines Korallenrasens im Gebiet Buchkogel – Fastlkogel – Oberneurath, der basal starken terrigenen Einfluß aufweist.

Die relativ geringe Faunendiversität und das Fehlen einer ausgeprägten Zonierung weisen auf einen ruhigen Ablagerungsraum hin.

Ähnliche Bildungen haben GEISTER & UNGARO (1977: 819 ff) aus dem Oligozän der Colli Berici (Vicentin, Norditalien) beschrieben.

Die 15 bis 20 Meter mächtige Kalkbank von Graßnitzberg (Sandschalerzone) läßt sich in einen liegenden Bereich in Foraminiferen-Algen-Schutt-Fazies und einen hangenden Bereich in bioklastischen Mikrofaziestypen gliedern. Im Nordosten sind die basalen Anteile reich an *Heterostegina* cf. *papyracea* SEGUENZA und sind zum Teil durch Sand verunreinigt oder weisen Drucklösungserscheinungen auf.

Die Kalkbank fällt flach gegen Nordosten ein.

Ihre Bildung wurde durch eine Verminderung der Wassertiefe an der Grenze Obere Lagenidenzone/Sandschalerzone ermöglicht. Der basale Algenschutt-kalk indiziert flaches Wasser mit rascher Zerstörung der Rhodolithen, während die bioklastischen Mikrofaziestypen im Hangenden als Zeichen einer langsamen Eintiefung des Ablagerungsraumes angesehen werden.

Im Großraum Wildon treten erste Leithakalkbänke in der oberen Lagenidenzone auf. Nordöstlich der Kai-

nach sind sie geringmächtig und lateral nicht beständig. Ihre Bildung setzt ein vor feinklastischem, terrigenem Input geschütztes Environment voraus. Größere Mächtigkeiten (einige Meter) erreicht der Leithakalk von Dexenberg. Während die basalen Bänke am Wildoner Buchkogel in teilweise sehr flachem Wasser gebildet wurden (primäre Armut der Foraminiferen-Algen-Schutt-Fazies an Mikrit durch Auswaschung des Feinmaterials), deuten der relativ hohe Mergelgehalt, die stellenweise Armut an Algenschutt und die Foraminiferenassoziation in Dexenberg auf eine Ablagerung in etwas tieferem Wasser.

Die Hauptmasse des Leithakalkes (Wildoner Buchkogel, Schloßberg, Weißenegg) wurde in der Sandschalerzone abgelagert. Stabile Umweltbedingungen förderten ein Algenwachstum über längere Zeit. Phasen starker Anlieferung feinkörnigen, terrigenen Materials durch Änderungen im Strömungsregime waren nur von kurzer Dauer. Während zu Zeiten bevorzugten Algenwachstums wenig Seegras vorhanden war, sind die Amphisteginenmergel Ablagerungen ausgedehnter Seegraswiesen, die als Sedimentfänger und -binder fungierten (ALMASI et al., 1987).

Die Morphologie der Rhodolithen indiziert eine (zumindest periodisch) hohe Wellenenergie. Die Zerstörung der Onkoide resultierte in großen Mengen von Algenschutt.

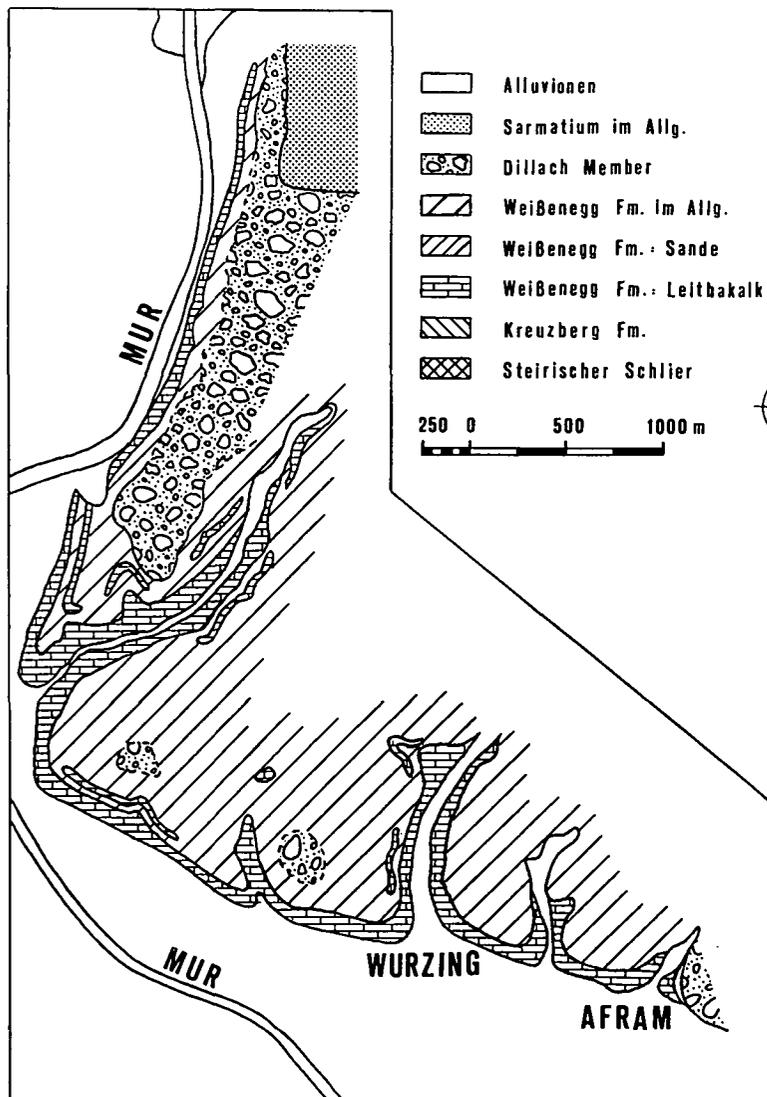


Abb. 27.
Geologische Karte des Gebietes Kollischberg - Afram.

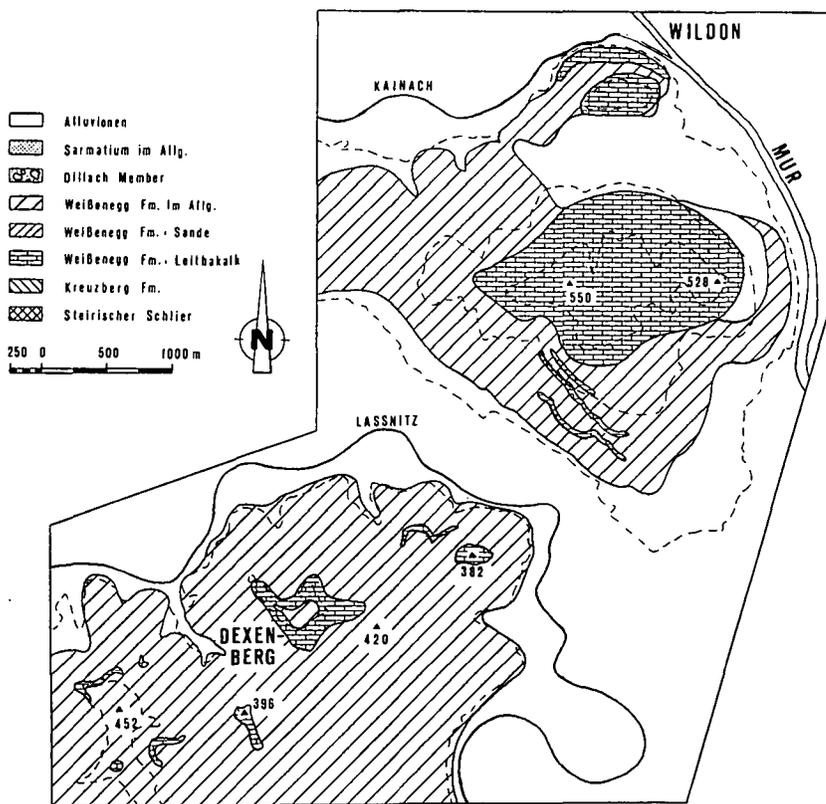


Abb. 28.
Geologische Karte des Gebietes Wildoner Buchkogel
- Daxenberg.

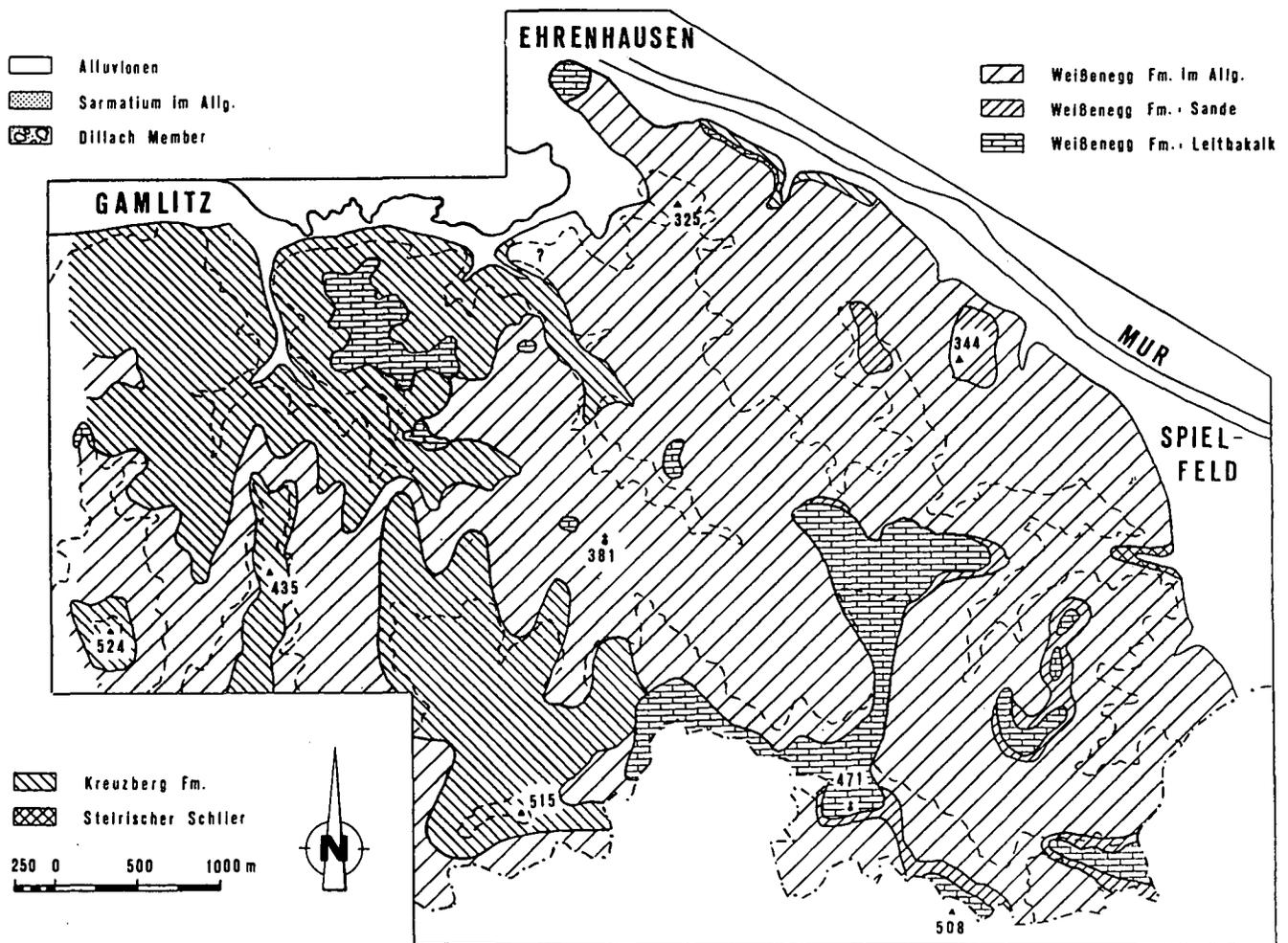


Abb. 29.
Geologische Karte des Gebietes zwischen Gamlitzbach und Staatsgrenze.

Ausgeprägtes Korallenwachstum wurde durch die hohe Mobilität des Substrates verhindert. Die gering diverse Begleitfauna besteht aus Organismen, die dem instabilen Algenschutt angepasst waren.

Bohrende Organismen, Serpuliden und wahrscheinlich auch die Austern wählten die Rhodolithen als relativ stabiles Substrat. Viele Leithakalkmollusken lebten zwischen den Rhodolithen und im Algenschutt und waren dem instabilen Untergrund durch ihre Mobilität angepasst. *Conus*-Arten und *Clypeaster* sp. bevorzugten sandiges Substrat (MANKER & CARTER, 1987).

Dem Algenbioherm war im Norden zweimal eine Schutthalde (Übergußschichtung) vorgelagert. Der Höhenunterschied zwischen Bioherm und der Umgebung betrug im Maximalfall 30 Meter.

Die ältere Schutthalde „a“ wurde durch Abrasion gekappt (Ende einer Regression in der oberen Lagenidenzone). Der darüber folgende Leithakalk gehört einer transgressiven Phase an. Die größte Wassertiefe war mit Schicht „e“ erreicht (ca. 30 bis 50 Meter; HANSEN, MÜLLER & RÖGL, 1987). Es folgte eine rasche Regression, die die Bildung der jüngeren Schutthalde „v“ ermöglichte. Schicht „f“ wurde bereits wieder in sehr flachem Wasser abgelagert.

Diese Regression führte zu einem Vorstoß terrigener Sedimente von Norden bis Nordwesten in die Florianer Bucht. Die Leithakalksedimentation ist östlich der Mur zweimal durch Sandbarren unterbrochen. Am Wildoner Schloßberg konnte eine Sandbank nachgewiesen werden, am Wildoner Buchkogel zeigt die Leithakalkabfolge eine geringfügige Unterbrechung.

In der (höheren) Sandschalerzone (?) und in der Buliminen-Bolivinen-Zone war die Wassertiefe nur geringen Schwankungen unterworfen.

Ein starker Fazieswechsel auf kleinem Raum (Dillach) kündigt die Progradation eines („Braid-“)Deltas (Dillach-Member) an.

7. Paläogeographische Schlußfolgerungen

(vgl. Abb. 2)

Die Leithakalkvorkommen der Mittelsteirischen Schwelle lassen sich in fünf Großgruppen zusammenfassen, die nicht nur durch ihre geographische und stratigraphische Position getrennt sind, sondern sich auch in ihrer Fazies unterscheiden.

Wenngleich kein durchgehendes Profil durch das gesamte Badenium obertags aufgeschlossen ist, so lassen doch die faziellen Änderungen in den einzelnen Leithakalkvorkommen generelle Aussagen zur Paläogeographie um die Mittelsteirische Schwelle in diesem Zeitraum zu.

Die Verkipfung großer Krustenblöcke mit anschließender Erosion im obersten Karpatium spiegelt sich in der Steirischen Diskordanz wieder. Dies führte zu einer Umgestaltung des Sedimentationsraumes nicht nur des Weststeirischen Beckens.

Im Süden (Gamlitzer Bucht) wurde der Steirische Schlier gehoben und unter teilweise subaerischen Bedingungen erodiert. Im obersten Karpatium kommen auf den Hochzonen terrigene Sedimente (Kohleflöz vom Labitschberg und Begleitsedimente) und intertidale Aufarbeitungsprodukte des Schliers (Geröllmergel in Retznei) zur Ablagerung.

Die erste, unterbadensische Transgression (T1) ermöglichte die Bildung des Leithakalkes im Raum Gamlitz – Retznei sowie von kleinen Fleckenriffen an der Ostflanke des Sausals. Sie kommt in der Basisentwicklung im Steinbruch Retznei (langsames Besitzergreifen der Korallen über die gesamte Untiefe mit zunehmender Wassertiefe) klar zum Ausdruck. Diese Transgression äußert sich im Norden in einer weiten Überflutung der Florianer Bucht.

Durch die Hebung des Hinterlandes (Koralpe, Gleinalpe) fielen große Mengen an Verwitterungsschutt an. Sie werden in der (Unteren) Lagenidenzone im Braid Delta Komplex der Kreuzberg-Formation im westlichen Teil der Gamlitzer Bucht abgelagert.

Die Transgression wurde durch eine kurze Phase geringerer Wassertiefe unterbrochen (R1). In ihr erfolgte die Ablagerung des „Aflenzer Steines“ nördlich Retznei, sowie die Unterbrechung der Leithakalksedimentation an der Ostflanke des Sausals (Fastlkogel). Sie ermöglichte die Bildung von Leithakalk auf den distalen Ausläufern der Kreuzbergerschüttung bei Ehrenhausen.

Die Haupttransgression (T2) erfolgte in den höheren Anteilen der Unteren Lagenidenzone und in der Oberen Lagenidenzone. In Retznei wurden mergelige Rhodolithenkalke in großer Mächtigkeit, überlagert von Feinsand und Tonmergel, gebildet. Die Transgression führte im Raum Spielfeld (morphologische Tiefzone) zu Wassertiefen über 100 Meter.

*

Im Raum Wildon befand sich in der Oberen Lagenidenzone eine schlammige Bucht von etwa 40 bis 50 Metern Wassertiefe. Sediment wurde durch Stürme von Braid Deltas her eingebracht und in den dazwischenliegenden ruhigen Zeiten von einer reichen Infauna überarbeitet. Die Bucht war durch Sandbarren gegliedert. Auf Hochzonen bildeten sich erste Leithakalk-Bänke.

An der Grenze Obere Lagenidenzone/Sandschalerzone führte eine Verminderung der Wassertiefe (R2) zur Bildung der unteren Schutthalde im Steinbruch Weißenegg. Sie wurde am Höhepunkt der Regression abrasiv gekappt.

*

In der Gamlitzer Bucht äußerte sich diese Regression durch einen Vorstoß terrigener Sedimente gegen Osten und die darauf folgende Bildung des Leithakalkbiostroms von Graßnitzberg in der Sandschalerzone.

Jüngere Sedimente sind im Süden der Erosion zum Opfer gefallen.

*

Die tiefere Sandschalerzone ist im Raum Wildon durch eine kontinuierliche Transgression gekennzeichnet (T3). Seegraswiesen unterbrechen das Rhodolithenwachstum zu Zeiten größerer Wassertrübe.

Die Bildung der oberen Schutthalde im Steinbruch Weißenegg erforderte eine rasche Abnahme der Wassertiefe (R3).

Die Sedimente der höheren Sandschalerzone und der Buliminen-Bolivinen-Zone im Raum Wildon (anhand der Foraminiferen ist eine genaue Einstufung nicht möglich) zeigen eine geringe Eintiefung (T4), gefolgt von Meeresspiegelschwankungen, während in der Florianer

Bucht in Summe regressive Bedingungen herrschen. Der Leithakalk greift weit gegen Norden vor.

In der Verarmungszone (= höchste Buliminen-Bolivinen-Zone) dominieren sandige Sedimente eines (Braid-)Deltas (Dillach-Member) (R4). Ablagerungen des zugehörigen Flußsystems finden sich in den Eckwirtschottern im Raum Tobelbad-Hitzendorf westlich Graz.

Die darauf folgende sarmatische Transgression (T5) brachte eine starke Salinitätsreduktion und Faunenendemismus.

*

Die Frage, inwieweit diese lokalen Trends überregionalen Charakter zeigen, wird an anderem Orte erörtert (FRIEBE, in Vorb.). Es gilt dabei zu bedenken, daß in einem Flachmeer, wie dem Weststeirischen Becken, bereits geringfügige Änderungen der Wassertiefe starke Verschiebungen der Faziesgrenzen bewirken können.

Dank

Vorliegende Arbeit beruht auf einer am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Graz unter der Leitung von Univ.-Prof. Dr. H.-L. HOLZER durchgeführten Dissertation. Meinem Betreuer danke ich für zahlreiche Anregungen.

Datenmaterial wurde mir dankenswerterweise von der STEWEAG, Graz (Bohrprotokolle FHKW Mellach, Dillach; über Vermittlung von Univ.-Prof. Dr. L.P. BECKER) und der ÖMV AG, Wien (Untersuchungen im Stbr. Retznei, Probenmaterial) zur Verfügung gestellt.

Der PERLMOOSER ZEMENTWERKE AG (Wien) sei für die Erlaubnis zur Begehung des Steinbruches Retznei, der Firma GREIN (Graz) für die Möglichkeit zur Besichtigung des „Römersteinbruches“ Aflenz a.d. Sulm (über Vermittlung von Univ.-Prof. Dr. E.J. ZIRKL) gedankt.

Für eine kritische Durchsicht des Manuskripts danke ich Herrn Dr. B. KRAINER und Herrn Univ.DoZ. Dr. K. STATTEGGER.

Die Arbeit wurde vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung im Rahmen des Projekts „Beckenanalyse Steirisches Tertiär (BAST)“ (Projektnummer P 6051 E und P 7195-GEO; Projektleiter Univ.-Prof. Dr. H.-L. HOLZER) unterstützt.

Literatur

- ALLEN, J.R.L.: The Classification of Cross-Stratified Units, With Notes on their Origin. – *Sedimentology*, **2**, 93–114, Oxford 1963.
- ALMASI, M.N., HOSKINS, C.M., REED, J.K. & MILO, J.: Effects of Natural and Artificial Thalassia on Rates of Sedimentation. – *J. Sedim. Petrol.*, **57**, H. 5, 901–906, Tulsa 1987.
- BAUER, K.: Zur Conchylienfauna des Florianer Tegels. – *Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk.*, **36**, 19–46, Graz 1900.
- BEER, H.: Das Miozän zwischen Sulm, Saggau, Pössnitz und Gamlitzbach. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, Graz 1953.
- BEER, H. & KOPETZKY, G.: Zur Frage der Abgrenzung von Helvet und Torton im südweststeirischen Becken. – *Anz. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl.*, **1951**, 14, 1–4, Wien 1951.
- BOSENCE, D.W.J.: Ecological Studies on Two Unattached Coralline Algae from Western Ireland. – *Palaeontology*, **19**, H. 2, 365–395, London 1976.
- BOSENCE, D.W.J.: The Occurrence and Ecology of Recent Rhodoliths. A Review. – In: PERYT, T.M. (Hsg.): *Coated Grains*, 225–242, Berlin – Heidelberg (Springer), 1983.
- BRAITHWAITE, C.J.R.: Reefs: Just a Problem of Semantics? – *A.A.P.G. Bull.*, **57**, H. 6, 1100–1116, Tulsa 1973.
- DILLER, W.: Der miozäne Sedimentationsraum zwischen Gleinzbach und Schwarzer Sulm in Südweststeiermark. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, Graz 1957.
- DULLO, W.C.: Fossildiagenese im miozänen Leitha-Kalk der Paratethys von Österreich: Ein Beispiel für Faunenverschiebungen durch Diageneseunterschiede. – *Facies*, **8**, 1–112, Erlangen 1983.
- EBNER, F.: Vulkanische Tuffe im Miozän der Steiermark. – *Mitt. naturwiss. Ver. Stmk.*, **111**, 39–55, Graz 1981.
- FLÜGEL, H.W.: Die Geologie des Grazer Berglandes (Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100.000. – *Mitt. Mus. Bergbau Geol. Technik Landesmus. Joanneum Graz*, **23**, 1–212, Graz 1961.
- FLÜGEL, H.W.: Das Steirische Neogenbecken. – *42. Jahresvers. Paläont. Ges. – Exkursionsführer*, 199–227, Graz 1972.
- FLÜGEL, H.W.: Ein Myliobatis-Fund aus dem Badenium von Weissenegg (Stmk.). – *Mitt. naturwiss. Ver. Stmk.*, **107**, 65–66, Graz 1977.
- FLÜGEL, H.W.: Ein neuer Fund von *Portunus monspeliensis* (A. MILNE-EDWARDS) aus dem Badenium von Retznei. – *Mitt. naturwiss. Ver. Stmk.*, **116**, 91–96, Graz 1986.
- FLÜGEL, H.W.: Geologische Karte des prätertiären Untergrundes. – In: KRÖLL, A., FLÜGEL, H.W., SEIBERL, W., WEBER, W., WALACH, G. & ZYCH, D. *Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle*, 21–42, Wien (Geol. B.-A) 1988.
- FLÜGEL, H.W. & HERITSCH, H.: Das Steirische Tertiärbecken. – *Slg. Geol. Führer*, **47**, 196 S., Berlin. (Bornträger) 1968.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark 1:200.000. – Wien (Geol. B.-A) 1984.
- FRIEBE, J.G.: Eine Krabben-Fauna aus dem Leithakalk (Badenien) von Wurzing bei Wildon, Steiermark. – *Mitt. naturwiss. Ver. Stmk.*, **117**, 57–65, Graz 1987.
- FRIEBE, J.G.: Paläogeographische Überlegungen zu den Leithakalkarealen (Badenien) der Mittelsteirischen Schwelle (Steiermark). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **15**, 41–57, Innsbruck 1988.
- FRIEBE, J.G.: Stratigraphie und Fazies der Leithakalkareale der Mittelsteirischen Schwelle (Steirisches Becken, Badenien). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 335 S., Graz 1989a.
- FRIEBE, J.G.: Fazies und Paläogeographie der Leithakalkareale der Mittelsteirischen Schwelle (Badenien, Steiermark). – *Sediment '89 – 4. Treffen deutschsprachiger Sedimentologen (Abstracts)*, *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **16**, 32–34, Innsbruck 1989b.
- FRIEBE, J.G.: The Palaeogeographical Evolution of the Western Styrian Basin during the Badenian (Middle Miocene, Austria) – Eustatic versus Tectonic Control. – (in Vorbereitung).
- FRISCH, F.: Das Miozän zwischen Mur, Gamlitzbach und Staatsgenze. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, Graz 1957.
- GEISTER, J.: Holozäne Westindische Korallenriffe: Geomorphologie, Ökologie und Fazies. – *Facies*, **9**, 173–284, Erlangen 1983.
- GEISTER, J. & UNGARO, S.: The Oligocene Coral-Formations on the Colli Berici (Vicenza, Northern Italy). – *Eclogae geol. Helv.*, **70**, H. 3, 811–823, Basel 1977.
- GRILL, R.: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasse-Anteilen. – *Öl und Kohle*, **37**, 595–602, Berlin 1941.
- GRILL, R.: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. – *Mitt. R.-A. Bodenforsch.*, **6**, 33–44, Wien 1943.
- HANSEN, H.J., MÜLLER, C. & RÖGL, F.: Paleobathymetry of Middle Miocene (Badenian) Marine Deposits at the Weißenegg Quarry (Styrian Basin, Austria). – *Ann. NHMW*, **89 A**, 15–36, Wien 1987.
- HAUSER, A.: Ein Vorkommen von Biotitandesit in Retznei bei Ehrenhausen. – *Tscherm. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **3.F.**, **2**, 157–165, Wien 1951.

- HAUSER, A.: Der Hornblende-Biotit-Dazituff vom Urkogel bei Gamlitz. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **83**, 61–63, Graz 1953.
- HAUSER, A. & KAPOUNEK, W.: Das Vulkangebiet Mureck-Retznei (Stmk.). – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **83**, 64–68, Graz 1953.
- HILBER, V.: Die Miocänschichten von Gamlitz bei Ehrenhausen in Steiermark. – Jb. Geol. R.-A., **27**, 251–270, Wien 1877.
- HILBER, V.: Die Miocän-Ablagerungen um das Schiefergebirge zwischen den Flüssen Kainach und Sulm in Steiermark. – Jb. Geol. R.-A., **28**, 505–580, Wien 1878.
- HILBER, V.: Eine Diskordanz im Leithakalk. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **6**, 229–232, Wien 1913.
- HOLLER, A.: Über die Fauna der Meeresbildungen von Wetzelzdorf bei Preding in Steiermark. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **36**, 47–71, Graz 1900.
- JENISCH, V.: Das Miozän zwischen Kainach und Stainzbach in SW-Steiermark. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, Graz 1956.
- KEFERSTEIN, C.: Teutschland geognostisch-geologisch dargestellt. – 425 S., Weimar 1828.
- KOLLMANN, K.: Das Neogen der Steiermark (mit besonderer Berücksichtigung der Begrenzung und seiner Gliederung). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **52**, 159–167, Wien 1960.
- KOLLMANN, K.: Jungtertiär im Steirischen Becken. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **57**, H. 2, 479–632, Wien 1965.
- KOLLMANN, K. & RÖGL, F.: Faziostatotypus : Sassbachtal. – In: PAPP, A., CICHA, I., SENES, J. & STEININGER, F. (Eds.): M4, Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien), Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys, **VI**, 158–167, Bratislava 1978.
- KOPETZKY, G.: Das Miozän zwischen Kainach und Laßnitz in Südweststeiermark. – Mitt. Mus. Bergb. Geol. Techn. Landesmus. Joanneum, **18**, 112 S., Graz 1957.
- KRAINER, B.: Sedimentation und Shoshonit von Weitendorf, Badenien, Steirisches Becken. – Mitt. österr. Geol. Ges., **80**, 143–156, Wien 1987a.
- KRAINER, B.: Das Tertiär der Weizer Bucht, Steirisches Becken. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, Graz 1987b.
- KRÖLL, A.: Reliefkarte des prätertiären Untergrundes. – In: KRÖLL, A., FLÜGEL, H.W., SEIBERL, W., WEBER, W., WALACH, G. & ZYCH, D. Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle, 16–20, Wien (Geol. B.-A) 1988.
- KÜCHMEISTER, W.: Geologische Kartierung, stratigraphisch-tektonisch-morphologische Beschreibung sowie technisch geologische Darstellung der jungtertiären und quartären Umrahmung des Sausalschiefergebirges in Südweststeiermark (Bezirk Leibnitz). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, Graz 1959.
- LIEBAU, A.: Paläobathymetrie und Ökofaktoren: Flachmeer-Zonierungen. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **160**, 173–216, Stuttgart 1980.
- LOWE, D.R.: Sediment Gravity Flows : II. Depositional Models with Special Reference to the Deposits of High-Density Turbidity Currents. – J. Sedim. Petrol., **52**, H. 1, 279–197, Tulsa 1982.
- MANKER, J.P. & CARTER, B.D.: Paleocology and Paleogeography of an Extensive Rhodolith Facies from the Lower Oligocene of South Georgia and North Florida. – Palaios, **1987**, H. 2, 181–188, Tulsa 1987.
- 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.
- MIALL, A.D.: Lithofaciestypes and Vertical Profile Models in Braided Rivers : A Summary. – In: MIALL, A.D. (Hrsg.): Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., **5**: 597–604, Calgary 1978.
- MOTTL, M.: Neue Säugetierfunde aus dem Jungtertiär der Steiermark. VI. Neue Säugetierfunde aus dem Glanzkohlenbergbau von Fohnsdorf. – Mitt. Mus. Bergb. Geol. Techn. Landesmus. Joanneum, **22**, 3–21, Graz 1961.
- MOTTL, M.: Die jungtertiären Säugetierfaunen der Steiermark, Südöststerreich. – Mitt. Mus. Bergb. Geol. Techn. Landesmus. Joanneum, **31**, 1–92, Graz 1970.
- MOUNT, J.F.: Mixing of Siliciclastic and Carbonate Sediments in Shallow Shelf Environments. – Geology, **12**, 432–435, Boulder 1984.
- NEUBAUER, F.: Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-Mugel- und Gleinalm-Kristallins (Ostalpen). – Abh. Geol. B.-A., **42**, 137 S., Wien 1988.
- NEUBAUER, F. & GENSER, J.: Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen – eine Übersicht. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **120** (METZ-Festschrift), 203–219, Graz 1990.
- PAPP, A.: Fossilien aus der Bohrung Pirka bei Voitsberg (Stmk) und Bemerkungen über die Altersstellung der durchteuften Schichten. – Verh. Geol. B.-A., **1953**, 220–226, Wien 1953.
- PAPP, A., CICHA, I. & CTYROKA, J.: Allgemeine Charakteristik der Foraminiferenfaunen im Badenien. – In: PAPP, A., CICHA, I., SENES, J. & STEININGER, F. (Eds.): M4, Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien), Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys, **VI**, 263–268, Bratislava 1978.
- PETRASCHECK, W.: Die miozäne Schichtfolge am Fuße der Ostalpen. – Verh. Geol. R.-A., **1915**, 310–320, Wien 1915.
- RIEPLER, F.: Das Tertiär des Thaler Beckens (Raum Thal – Mantscha – Tobelbad). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, Graz 1988.
- ROLLE, F.: Über einige neue Vorkommen von Foraminiferen, Bryozoen und Ostracoden in den tertiären Ablagerungen Steiermarks. – Jahrb. Geol. R.-A., **6**, 351–354, Wien 1855.
- ROLLE, F.: Die tertiären und diluvialen Ablagerungen in der Gegend zwischen Gratz, Köflach, Schwanberg und Ehrenhausen in Steiermark. – Jahrb. Geol. R.-A., **7**, 535–602, Wien 1856.
- ROYDEN, L.H., HORVATH, F. & BURCHFIEL, B.C.: Transform Faulting, Extension and Subduction in the Carpathian Pannonian Region. – Geol. Soc. Am. Bull., **93**, 717–725, Boulder 1982.
- SCHOUPE, A.: Zwei Decapoden aus dem Torton von Retznei. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **77–78**, 139–141, Graz 1949a.
- SCHOUPE, A.: Die Fauna des Steinbruchs Retznei bei Ehrenhausen. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **77–78**, 142–144, Graz 1949b.
- SCLATER, J.G., ROYDEN, L., HORVATH, F., BURCHFIEL, B.C., SEMKEN, S. & STEGENA, L.: The Formation of the Intra-Carpathian Basins as Determined from Subsidence Data. – Earth and Planetary Science Letters, **51**, 139–162, Amsterdam 1980.
- SEGEWICK, A. & MURCHISON, R.: A Sketch of the Structure of the Eastern Alps. – Trans. Geol. Soc., Ser. 2, **3**, 301–420, London 1831.
- SNEED, E.D. & FOLK, R.L.: Pebbles in the Lower Colorado River, Texas. A Study in Particle Morphogenesis. – J. Geol., **66**, 114–150, Chicago 1958.
- STEININGER, F.F. & PAPP, A.: Faziostatotypus: Groß Höflein NNW, Steinbruch „FENK“. – In: PAPP, A., CICHA, I., SENES, J. & STEININGER, F. (Eds.): M4, Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien), Chronostratigraphie und Neostatotypen, Miozän der Zentralen Paratethys, **VI**, 194–199, Bratislava 1978.
- STEININGER, F., SENES, I., KLEEMANN, K. & RÖGL, F.: Neogene of the Mediterranean Tethys and Paratethys. – 2 Bde., Wien 1985.
- STILLE, H.: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. – 443 S., Berlin (Bornträger) 1924.
- STUR, D.: Geologie der Steiermark. Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte des Herzogtumes Steiermark, Graz, 1856. – Herausgeg. i.A. d. geognost.-montan. Ver. Stmk., XXXI + 645 S., Graz 1871.

- SUETTE, G. & UNTERSWEIG, T.: Geologische Karte der Republik Österreich, 1 : 50.000, Blatt 208 Mureck. – Wien (Geol. B.-A) 1985.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. 2, Außerzentralalpiner Anteil. – 710 S., Wien (Deuticke) 1985.
- VAVRA, N.: Bryozoen aus dem Badenien (Mittelmiozän) von Weissenegg bei Wildon (Steiermark). – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **90/A**, 83–102, Wien 1989.
- WALTER, E.: Das Miozän zwischen Stainz- und Gleinzbach. – Uveröff. Diss. Univ. Graz, Graz 1951.
- WALKER, R.G.: Facies Models. – Geoscience Canada, Reprint Ser., **1**, 317 S., Toronto 1984.
- WEBER, L. & WEISS, A.: Bergbaugeschichte und Geologie der österreichischen Braunkohlevorkommen. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **4**, 317 S., Wien 1983.
- WINKLER, A.: Studienergebnisse im Tertiärgebiet von Südweststeiermark. – Verh. Geol. B.-A., **5**, 93–101, Wien 1924.
- WINKLER, A.: Zur geomorphologischen und geologischen Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Zentralalpen in der Miozänzeit. – Geol. Rdsch., **17**, 36–68, 196–217, 291–310, Stuttgart 1926.
- WINKLER, A.: Die jungen, miozänen Ablagerungen im südweststeirischen Becken und dessen Tektonik. – Jb. Geol. B.-A., **79**, 1–32, Wien 1929.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt Marburg. – 68 S., Wien. (Geol. B.-A) 1938.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Geologischer Führer durch das Tertiär- und Vulkanland des Steirischen Beckens. – Sammlung Geol. Führer, **36**, 209 S., Berlin (Bornträger) 1939a.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Aufnahmebericht für 1938 des Chefgeologen Dr. Artur Winkler-Hermaden über das Blatt Wildon-Leibnitz (5255). – Verh. Reichsstelle Bodenforsch., Wien 1939b.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. – In: SCHAFFER, F.X. (Hrsg.), Geologie der Ostmark, 295–404, Wien (Deuticke) 1943.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. – In: SCHAFFER, F.X. (Hrsg.): Geologie von Österreich, 414–524, Wien (Deuticke) 1951a.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Die jungtektonischen Vorgänge im Steirischen Becken. – Sitzber. österr. Akad. Wiss., mathem.- naturwiss. Kl., Abt. I, **160**, H. 1/2, 37–69, Wien 1951b.
- Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 14. Februar 1990.