

**Transgressive Gosau (Coniac)  
auf Branderfleckschichten (Turon)  
in den Weyerer Bögen  
(Nördliche Kalkalpen, Oberösterreich)**

Von PETER FAUPL & MICHAEL WAGREICH\*)

Mit 6 Abbildungen

*Oberösterreich  
Nördliche Kalkalpen  
Weyerer Bögen  
Branderfleckschichten  
Gosau  
Stratigraphie  
Lithologie  
Schwermineralanalyse*

*Österreichische Karte 1 : 50.000  
Blatt 69*

**Inhalt**

Zusammenfassung	481
Abstract	481
1. Einleitung	482
2. Geologische Position	482
3. Stratigraphische Stellung	484
3.1. Mikrofauna	484
3.2. Nannofloren	484
4. Schichtfolge und Lithologie	485
5. Schwermineraluntersuchungen	486
6. Diskussion und Schlußfolgerungen	488
6.1. Zur Stellung der turonen Ablagerungen	488
6.2. Geodynamische Aspekte	489
6.3. Paläogeographie	490
Dank	490
Literatur	490

**Zusammenfassung**

Aus dem Südteil der Weyerer Bögen, S Großraming/Enns, wird ein Vorkommen turoner Gesteine der Lunzer Decke beschrieben, das mit dem Sedimentationszyklus der Branderfleckschichten der westlichen Kalkalpen verglichen werden kann. Die Abfolge setzt sich aus basalen Breccien, Sandsteinen und siltig-sandigen Mergeln mit Makrofossilien zusammen. Kennzeichnend sind Schwermineralspektren mit hohen Gehalten an Alkalamphibol und Chloritoid neben stabilen Mineralen und nur geringen Anteilen von Chromspinnell. Dagegen konnte eine rote Konglomeratserie auf Grund ihres Coniac-Alters und der abweichenden Schwermineralführung der Gosau-Gruppe zugeordnet werden.

**A Transgression of Gosau Deposits (Coniacian)  
onto Sediments of the Branderfleck Group (Turonian)  
in the „Weyerer Bögen“ (Northern Calcareous Alps, Upper Austria)**

**Abstract**

Turonian sediments are described from the Luns Nappe of the southern part of the Weyerer Bögen. They are compared with the sedimentary cycle of the Branderfleck Group of the western part of the Northern Calcareous Alps. The sequence consists of basal breccias, sandstones and silty to sandy marls with macrofossils. Heavy mineral spectra indicate a typical composition of blue amphiboles and chloritoids besides stable minerals and only a few percentages of chrome spinel. Red conglomerates of Coniacian age with different heavy mineral spectra are ascribed to the Gosau Group.

\*) Anschrift der Verfasser: Univ.-Prof. Dr. PETER FAUPL, Dr. MICHAEL WAGREICH, Institut für Geologie, Universität, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien.

## 1. Einleitung

Aus dem südlichen Abschnitt der Weyerer Bögen, jener postgosaischen Struktur, in der die Faltenzüge der Frankenfesler und Lunzer Decke eine Eindrehung in die Nord-Süd-Richtung erfahren haben, wird eine Gesteinsabfolge des Turons beschrieben (Abb. 1). Dieses im Gebiet der Pichlbaueralm (Jagdhütte), S Großraming, ca. 1,7 km NNW des Berggipfels Bodenwies (Kt. 1504, ÖK 69 Großraming) gelegene Vorkommen wurde von G. ROSENBERG (1957) aufgrund von Ähnlichkeiten mit den benachbarten tieferen Gosauserien von Weißwasser zu den Gosaschichten gestellt. In den früher erschienen geologischen Karten von G. GEYER (1912) und H. LÖGTERS (1937) sind diese Ablagerungen noch nicht verzeichnet.

Im Zuge der geologischen Neuaufnahme des Kartenblattes 69 Großraming wurden diese Sedimente im Grenzbereich Frankenfesler – Lunzer Decke kartiert und näher untersucht (Abb. 2). Erste biostratigraphische Ergebnisse wiesen auf eine Alterseinstufung in das obere Cenoman/Turon hin. Daneben zeigte auch die Schwermineralführung mit hohen Alkaliampfibolgehalten starke Abweichungen von den bisher untersuchten Gosaprofilen (vgl. P. FAUPL & M. WAGREICH, 1989; M. WAGREICH, 1990).

Der Gesteinskomplex kann auf Grund stratigraphischer und lithologischer Ähnlichkeiten einerseits mit den etwa zeitgleichen Branderfleckschichten des westlichen Abschnittes der Kalkalpen und andererseits mit den orbitolenführenden „Cenoman“-Vorkommen in Niederösterreich (Markt/Lilienfeld, Alland, Kaltenleutgeben) verglichen werden. Allen diesen Vorkommen ist eine Position im Bereich des höheren Bajuvarikums gemein. Im folgenden werden die Abfolgen des Cenoman-Turons der östlichen Kalkalpen mit jenen der westlichen unter dem Begriff Branderfleckschichten im Sinne einer Gruppe zusammengefaßt. Der hier beschriebene Gesteinskomplex aus den Weyerer Bögen stellt somit einerseits ein wichtiges Bindeglied

zwischen den Branderfleckschichten der westlichen Kalkalpen und den östlichen Vorkommen dar, andererseits gewährt dieses Vorkommen einen detaillierteren Einblick in den Ablauf der mittelkretazischen geodynamischen Entwicklung dieses Raumes.

## 2. Geologische Position

Das Turonvorkommen im Gebiet der Pichlbaueralm liegt im südlichen Abschnitt der Weyerer Bogenstruktur, einer postgosaischen Eindrehung der Frankenfesler und Lunzer Decke in die Nord-Süd-Richtung. In diesem südlichen Bereich ist durch eine intensive E-W-Einengung bereits ein Teil jener Mulden und Antiklinalen, die die Frankenfesler Decke nördlich der Enns, aber auch unmittelbar südlich davon bis auf die Höhe des Almkogels und der Langlackenmauer, auszeichnen, tektonisch reduziert. Die im nördlichen Abschnitt breit entwickelte externe Rettenbachmulde der Frankenfesler Decke endet bereits nördlich des Untersuchungsgebietes. Die Kreidemulde der Pichlbaueralm und die anschließende Antiklinalstruktur des Hahnbodens (Abb. 2), die mittelkretazischen Gesteinen der „Cenomanrandschuppe“ direkt aufgeschoben sind, repräsentieren im Frankenfesler-Lunzer Deckensystem bereits ein relativ internes Bauelement. Dies geht aus dem Auftreten von Allgäuschichten hervor, die im Bereich der tektonisch vollständig entwickelten Frankenfesler Decke nur in der externen Rettenbachmulde und in internen Strukturelementen vorkommen.

Im gesamten Bereich der Weyerer Bögen scheinen die Frankenfesler und die Lunzer Decke, die zusammen mit der „Cenomanrandschuppe“ der Gosau der Reichraminger Decke aufgeschoben sind, nicht durch eine tektonische Fläche erster Ordnung getrennt zu sein. Es entsteht der Eindruck, daß beide Deckenelemente noch weitgehend zusammenhängen (vgl. Th. EHRENDORFER, 1988; H. PAVLIK, 1989; H. EPEL, 1990; R. HOLNSTEINER,

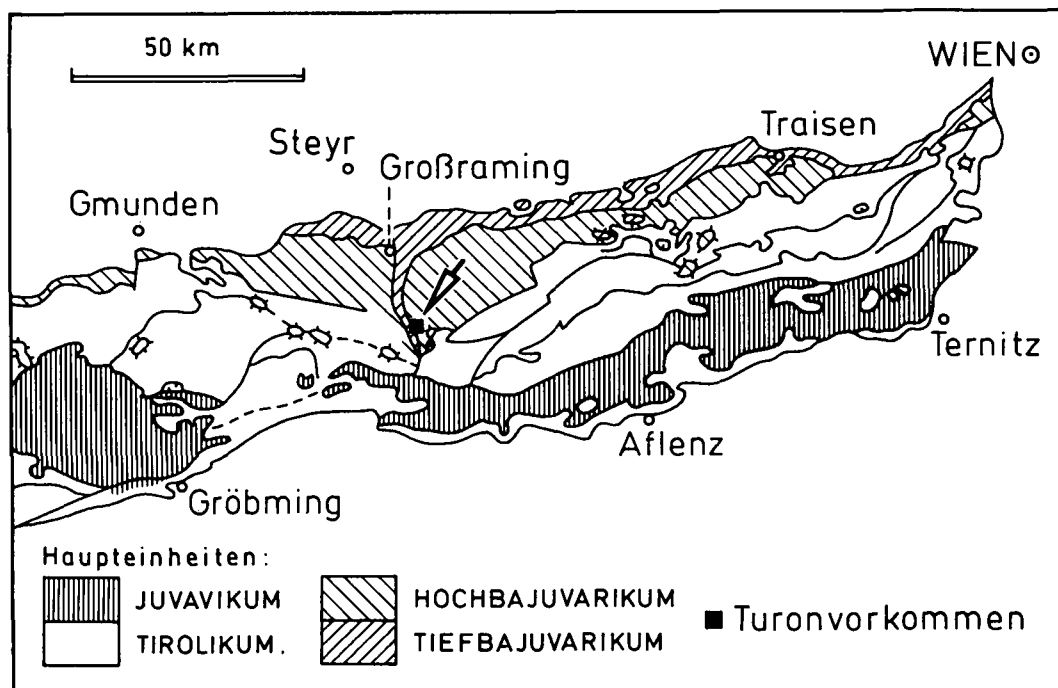


Abb. 1.  
Geologische Position des Gosauvorkommens und der Branderfleckschichten der Pichlbaueralm im südlichen Abschnitt der Weyerer Bögen.  
Tektonische Karte nach A. TOLLMANN (1985).

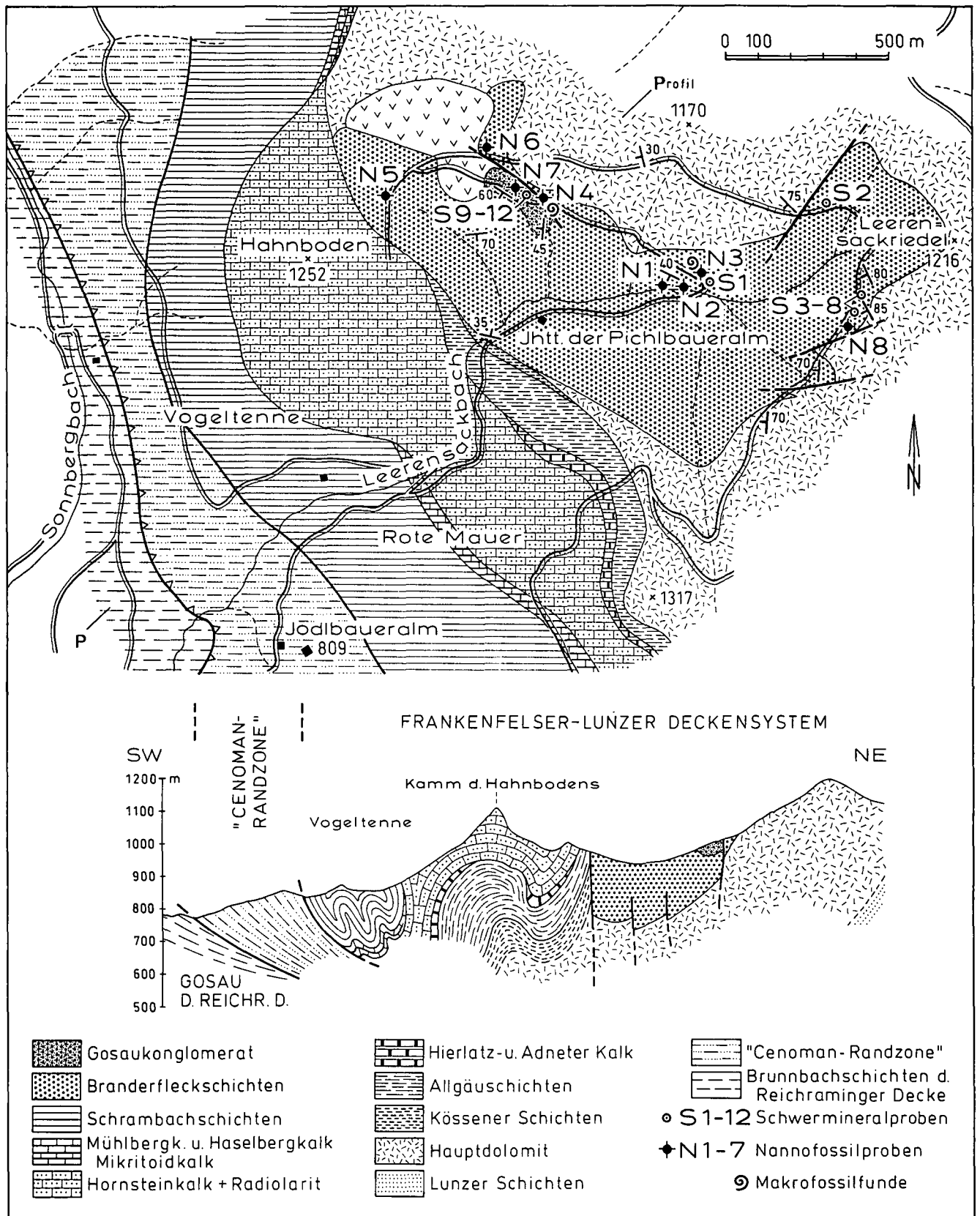


Abb. 2. Geologische Karte und Profilschnitt durch das Gosauvorkommen und die Branderfleckschichten der Pichlbaueralm (ÖK 69 Großraming). Die Kartenskizze wurde nach einer unveröffentlichten Manuskriptkarte von G. ROGENHOFER sowie eigenen Aufnahmen erstellt.

1990). Diese Beobachtung hat auch H. EGGER (1985) im Ternberger/Reichraminger Deckensystem gemacht. Der breite Hauptdolomitzug, dem das Turonvorkommen diskordant auflagert, gehört jener Zone an, die weiter

nördlich auch das Reiflingeck (Kt. 1424), die Langlakkenmauer (Kt. 1482) und den Almkogel (Kt. 1513) aufbaut. Traditionell wird dieser Zug bereits zur Lunzer Decke gerechnet (vgl. A. TOLLMANN, 1976). Mit ein

Grund für diese Zuordnung ist das Vorkommen von Mitteltriasgesteinen (Wettersteinkalk) in diesem Abschnitt, die in der Frankenfesler Decke, tektonisch bedingt, fehlen.

Die turonen Gesteine der Pichlbaueralm liegen somit in einer durchaus vergleichbaren Position am Nordrand des Hochbajuvarikums, wie von R. GAUPP (1980) und K.F. WEIDICH (1984) für die Branderfleckschichten des Westabschnitts der Kalkalpen dargestellt wurde, wo diese Schichten dem Nordabschnitt der Lechtaldecke auflagern.

Im Gebiet der Pichlbaueralm bilden die turonen Sedimente eine nach SE aushebende Mulde, die von zahlreichen Störungen durchzogen ist (Abb. 2). Im Westen werden sie gegen die Juraschichten des Hahnbodens durch eine Störung abgesetzt. Aus dem Umstand, daß diese Sedimente direkt Hauptdolomit aufliegen, wird eine bedeutende Diskordanz sichtbar. Bedingt durch die zahlreichen Störungen konnte kein durchgehendes Profil erstellt werden.

Am Nordrand des Vorkommens konnte eine charakteristische, rote Konglomeratserie ausgeschieden werden. Auf Grund neuer biostratigraphischer und fazieller Daten wird diese Serie zur Gosau-Gruppe gestellt, womit im untersuchten Gebiet Gosausedimente direkt Turon überlagern.

### 3. Stratigraphische Stellung

Mit Hilfe zweier Ammonitenfaunen konnte H. SUMMESBERGER (im Druck) den höheren, siltig-mergeligen Abschnitt der Abfolge der Pichlbaueralm im Vergleich mit französischen Profilen in das Mitteluron einstuft (untere und mittlere Subzonen der *Collignoniceras woolgari*-Zone). Auch die Inoceramenfaunen lassen nach ersten Untersuchungen (S. CECH, mündl. Mitt.) eine Einstufung in das untere bis mittlere Turon zu. Vergleichbare Resultate geben die Einstufungen mit Nannofossilien und Foraminiferen, die den Zeitraum des Unteren bis Mittleren Turons belegen. Für ein Hinabreichen der Schichtfolge in das Cenoman, wie noch von P. FAUPL & M. WAGREICH (1989) vermutet, konnte kein Beleg gefunden werden. Es ist allerdings nicht auszuschließen, daß der liegende, brecciöse Anteil noch in das obere Cenoman hinabreicht.

#### 3.1. Mikrofauna

Der Großteil des vorliegenden Materials erwies sich als nicht schlammbar. Nur eine einzige Probe (N1) eines weichen, siltigen Mergels brachte eine mäßig erhaltene, planktonführende Mikrofauna. An wichtigen Planktonforaminiferen treten auf:

*Dicarinella hagni* (SCHEIBNEROVA)  
*Helvetoglobotruncana* cf. *praehelvetica* (TRUJILLO)  
*Marginotruncana schneegansi* (SIGAL)  
*Marginotruncana* ex gr. *renzi* (GANDOLFI)  
*Marginotruncana* cf. *pseudolinneiana* PESSAGNO  
*Whiteinella paradubia* (SIGAL)

Diese Mikrofauna ist kennzeichnend für den Zeitraum des „tieferen“ Turons des tethyalen Raumes (u.a. M. CARON, 1985; F. ROBASZYNSKI et al., 1990). Die für das Cenoman typischen Rotaliporen fehlen ebenso wie Foraminiferen des Formenkreises um *Dicarinella primitiva/concavata*, welche für das Coniac leitend sind. Die für das Mitteluron leitende *Helvetoglobotruncana helvetica* BOLLI konnte allerdings nicht eindeutig belegt werden, obwohl Übergänge von *Helvetoglobotruncana* cf. *praehelvetica* (TRUJILLO) zu dieser Form zu finden sind. Das Auftreten von *M. schneegansi* und *M. cf. pseudolinneiana* legt im Vergleich mit den jüngst multistratigraphisch untersuchten Schichtfolgen von Zentraltunesien (F. ROBASZYNSKI et al., 1990) und Frankreich (F. ROBASZYNSKI et al., 1982) eine Einstufung in das Mitteluron nahe. In der von K. F. WEIDICH (1984a) aufgestellten Planktonstratigraphie der Branderfleckschichten der westlichen Kalkalpen entspricht die Fauna dem Bereich der *archaeocretacea*- und *helvetica*-Zonen (oberstes Cenoman bis Mitteluron).

#### 3.2. Nannofloren

Die Nannofossilien aus der Schichtfolge der Pichlbaueralm beschränken sich, so wie die anderen Fossilfundpunkte, auf den höheren, siltig-mergeligen Abschnitt der Schichtfolge. Die Erhaltung der Floren ist durchwegs schlecht, sodaß genaue Einstufungen nur mit Vorbehalt zu geben sind. Insgesamt sprechen die Nannofloren für eine Einstufung in das untere und mittlere Turon, in die Nannozone CC11 und CC12 (W. SISINGH, 1977; K. PERCH-NIELSEN, 1985). Das Erstauftreten der Leitformen *Quadrum gartneri*, *Eiffellithus eximius* und *Lucianorhabdus maleformis* wird allerdings von verschiedenen Autoren verschiedenen Zeitpunkten zugeordnet. So beschreibt T.J. BRALOWER (1988) *Qu. gartneri* und *E. eximius* schon aus dem obersten Cenoman, während F. ROBASZYNSKI et al. (1982, 1990) das Erstauftreten der ersteren Art im höheren Unterturon, das von *E. eximius* erst im höheren Mitteluron feststellten. Im Vergleich mit diesen Arbeiten lassen die zwei Proben mit *E. eximius* und *L. maleformis* (Probe N4, N5) daher schon eine Einstufung in das Mitteluron bis tiefe Oberturon (CC12) zu.

\*

Aus den Proben N1, N2, N3, N6, N8 (Zone CC11 oberstes Cenoman?–Unterturon) stammt folgende Flora:

*Braarudosphaera bigelowi*  
GRAN & BRAARUD 1935) DEFLANDRE 1959  
*Calculites* cf. *ovalis*  
(STRADNER 1963) PRINS & SISINGH 1977  
*Corollithion signum* STRADNER 1963  
*Cribrosphaerella ehrenbergii*  
(ARKHANGELSKY 1912) DEFLANDRE 1952  
*Eiffellithus turriseiffelii*  
(DEFLANDRE & FERT 1954) REINHARDT 1965  
*Eprolithus floralis* (STRADNER 1962) STOVER 1966  
*Glaukolithus diplogrammus*  
(DEFLANDRE 1954) REINHARDT 1964  
*Haqius circumradiatus* (STOVER 1966) ROTH 1978  
*Lithastrinus septenarius* FORCHHEIMER 1972

*Lithraphidites carniolensis carniolensis* DEFLANDRE 1963  
*Nannoconus multicaudus*  
 DEFLANDRE & DEFLANDRE-RIGAUD 1959  
*Nannoconus truitti* BRÖNNIMANN 1955  
*Prediscosphaera cretacea*  
 (ARKHANGELSKY 1912) GARTNER 1968  
*Prediscosphaera ponticola*  
 (BUKRY 1969) PERCH-NIELSEN 1984  
*Quadrum gartneri*  
 PRINS & PERCH-NIELSEN in MANIVIT et al. 1977  
*Radiolithus planus* STOVER 1966  
*Rhagodiscus angustus* (STRADNER 1963) REINHARDT 1971  
*Rhagodiscus reniformis* PERCH-NIELSEN 1973  
*Rotelapillus laffittei* (NOEL 1957) NOEL 1973  
*Stradneria crenulata*  
 (BRAMLETTE & MARTINI 1964) NOEL 1970  
*Tranolithus phacelosus* STOVER 1966  
*Vagalapilla* sp.  
*Vekshinella* sp.  
*Watznaueria barnesae* (BLACK 1959) PERCH-NIELSEN 1968

Dazu kommt aufgearbeitete Unterkreide:

*Crucellipsis cuvillieri* (MANIVIT 1966) THIERSTEIN 1971  
*Micrantolithus* sp.  
*Nannoconus steinmannii* KAMPTNER  
*N. kamptneri* BRÖNNIMANN

In zwei Proben (N4, N5) treten zusätzlich zu den oben genannten Formen noch *Arkhangelskiella?* sp., *Calculites ovalis* (STRADNER 1963) PRINS & SISSINGH 1977, *Eiffellithus eximius* (STOVER 1966) PERCH-NIELSEN 1968 und *Lucianorhabdus maleformis* REINHARDT 1966 auf. Diese Proben sind somit eindeutig in die Nannozone CC12 (Mittelturon bis unteres Oberturon im Sinne von F. ROBASYNSKI et al., 1982, 1990) zu stellen. Die Leitform für die nächstfolgende Zone CC13, *Marthasterites furcatus* (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT 1954) DEFLANDRE 1959, fehlt in diesen Proben. Auf Grund des Fehlens eines durchgehenden Profils ist eine detaillierte Korrelation der Zonen mit den genau untersuchten Profilen von Frankreich und Tunesien allerdings nicht möglich.

Aus einer Mergellage der roten Konglomeratserie am Nordrand der Kreidemulde (Abb. 2, 3) konnte eine eindeutig jüngere Nannoflora (Probe N7) gewonnen werden. Diese Flora enthält u.a. *Marthasterites furcatus* (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT 1954) DEFLANDRE 1959 und ist somit in die Zone CC13 einzustufen, die dem oberen Oberturon bis Unterconiac zugeordnet wird (vgl. K. PERCH-NIELSEN, 1985; F. ROBASYNSKI et al., 1990). Sie ist damit direkt mit Nannofloren des Unterconiacs von Weißwasser und anderen basalen marinen Gosauabfolgen vergleichbar (M. WAGREICH, 1990, im Druck).

*Cribrosphaerella ehrenbergii*  
 (ARKHANGELSKY 1912) DEFLANDRE 1952  
*Cylindralithus* sp.  
*Eiffellithus turriseiffelii*  
 (DEFLANDRE & FERT 1954) REINHARDT 1965  
*Eiffellithus eximius* (STOVER 1966) PERCH-NIELSEN 1968  
*Eprolithus floralis* (STRADNER 1962) STOVER 1966  
*Gartnerago obliquum* (STRADNER 1963) NOEL 1970  
*Glaukolithus diplogrammus*  
 (DEFLANDRE 1954) REINHARDT 1964  
*Helicolithus trabeculatus* (GORKA 1957) VERBEEK 1977  
*Lithastrinus septenarius* FORCHHEIMER 1972  
*Lithraphidites carniolensis carniolensis* DEFLANDRE 1963  
*Lucianorhabdus maleformis* REINHARDT 1966  
*Marthasterites furcatus*  
 (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT 1954) DEFLANDRE 1959  
*Microrhabdulus belgicus* HAY & TOWE 1963  
*Prediscosphaera cretacea*  
 (ARKHANGELSKY 1912) GARTNER 1968  
*Quadrum gartneri*  
 PRINS & PERCH-NIELSEN in MANIVIT et al. 1977  
*Reinhardtites cf. fenestratus*  
 (WORSLEY 1971) THIERSTEIN 1972  
*Rhagodiscus angustus* (STRADNER 1963) REINHARDT 1971  
*Stradneria crenulata*  
 (BRAMLETTE & MARTINI 1964) NOEL 1970  
*Tranolithus phacelosus* STOVER 1966  
*Watznaueria barnesae* (BLACK 1959) PERCH-NIELSEN 1968

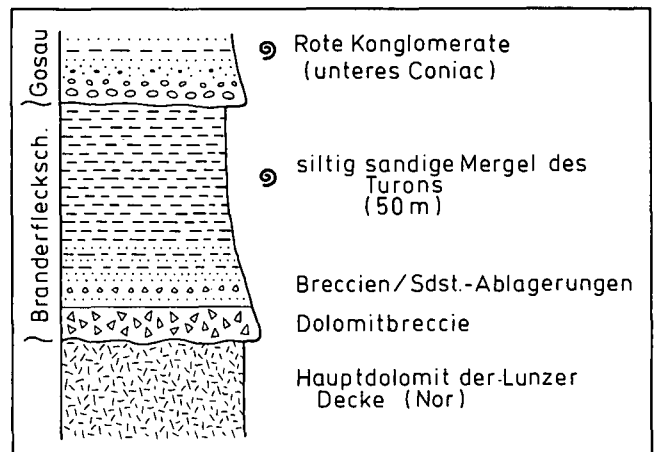


Abb. 3. Schematisches Säulenprofil durch die Ablagerungen der Branderfleckschichten und der Gosau der Pichlbaueralm. Nicht maßstäblich!

#### 4. Schichtfolge und Lithologie

Die Kreideablagerungen des Gebietes der Pichlbaueralm können in zwei durch Diskordanz und Erosionsphase getrennte Komplexe unterteilt werden (Abb. 3):

- 1) den turonen Abschnitt der Branderfleckschichten mit Breccien, Sandsteinen und siltig-sandigen Mergeln und
- 2) Konglomeraten der Gosau-Gruppe.

Die turone Schichtfolge überlagert den Hauptdolomit diskordant. Sie setzt mit lokalen, meist dolomitreichen Breccien ein, die keinerlei exotisches Material führen, auch keine Urgonkalkkomponenten. Im Hangenden dieser Breccien folgen Bänke mit Feinbrec-

Die Probe N7 (CC13 oberes Oberturon–Unterconiac) erbrachte folgende Nannoflora:

*Ahmuelerella octoradiata* (GORKA 1957) REINHARDT 1964  
*Arkhangelskiella?* sp.  
*Bipodorhabdus brooksi* (BUKRY 1969) CRUX 1982  
*Biscutum constans* (GORKA 1957) BLACK 1959  
*Braardosphaera bigelowi*  
 (GRAN & BRAARUD 1935) DEFLANDRE 1959  
*Calculites ovalis* (STRADNER 1963) PRINS & SISSINGH 1977  
*Chiasiozygus litterarius* (GORKA 1957) MANIVIT 1971  
*Corollithion exiguum* STRADNER 1961  
*Corollithion signum* STRADNER 1963

cien und blaugrauen Kalksandsteinen. Diese basalen Anteile sind an der Forststraße östlich der Jagdhütte der Pichlbaueralm erschlossen. Allerdings ist die Schichtfolge dort stark gestört, sodaß ihre Rekonstruktion im Detail unmöglich ist. Diese grob bis feinkörnige Sandsteinserie geht rasch in einförmige, graue, schlecht gebankte, sandig-siltige Mergel sowie mergelige Feinsandsteine über. Diese Entwicklung bildet die Hauptmasse der Gesteine der Mulde. Im Bereich des Ostrandes des Turonvorkommens läßt sich an der Forststraße ein Profil von Breccien bis zu siltig-sandigen Mergeln mit einer Mächtigkeit von etwa 50 m rekonstruieren. Die Stellung der Fossilfundpunkte ist jedoch diesem Profil nicht zuordenbar, wodurch keine Abschätzung der Gesamtmächtigkeit der Schichtfolge möglich ist.

Die dolomitreichen Feinbreccien führen keinerlei siliziklastischen Detritus. Die Dolomitkomponenten variieren von zuckerkörnigem Dolomit bis Dolomikrit bzw. Dolobiomikrit. Nur ganz wenige Kalkkomponenten (Mikrite bis Pelmikrite) und Chertbruchstücke sind feststellbar. Vereinzelte Biogene, wie Fragmente von Corallinaceen, mikritisierte Schalen, darunter auch Inoceramenschalen, und Echinodermenbruchstücke, weisen auf marine Sedimentationsbedingungen hin.

Die Sandsteine des basalen Abschnittes lassen eine Bioturbation erkennen. An sedimentären Strukturen sind feine Lamination und in einem Falle auch flachwinkelige Schrägschichtung erhalten. Makrofossilien, wie Rudistenreste, kleine hochkegelige Gastropoden und diverse Bivalvenbruchstücke, sind häufig. Der siliziklastische Anteil dieser Sandsteine erreicht knapp 50 %, daneben fallen auch epimetamorphe lithische Partikel auf. Der Dolomitgehalt beträgt 15–20 %. Sowohl die Breccien als auch die Sandsteine sind calcitisch zementiert.

Die sandig-siltige Mergelserie ist partienweise makrofossilreich. Zumeist dominieren Bivalven, Gastropoden und Einzelkorallen. Einzelne Abschnitte zeigen dagegen gehäuftes Auftreten von Inoceramen und Ammoniten (vgl. H. SUMMESBERGER, im Druck). Der Karbonatgehalt der siltigen Mergel liegt bei 50 bis 60 %. Am Gesamtkarbonatgehalt ist Dolomit bis 10 % beteiligt.

Der grobklastisch entwickelte Abschnitt im Liegenden weist starke Ähnlichkeiten mit den basalen Branderfleckschichten des Westabschnittes der Kalkalpen auf (R. GAUPP, 1980; K.F. WEIDICH & H. WOLFF, 1985). Sowohl dem grobklastischen als auch dem höheren pelitischen Abschnitt fehlen Hinweise auf Sedimentation im tieferen Wasser. Dies ergibt einen deutlichen Unterschied zum Westabschnitt, wo die Schichtfolge zumindest ab dem Oberturon eine Tiefwasserentwicklung unter der lokalen CCD repräsentiert. Der Anteil an planktonischen Foraminiferen in den sandig-siltigen Mergeln von etwa 50 % weist auf Schelfablagerungstiefen hin, und ist eher mit den Schelf-Mikrofaunen aus dem cenomanen Anteil der Branderfleckschichten vergleichbar, welche von K. F. WEIDICH (1984:56f) aus dem Profil der Roßstein-Almen beschrieben wurden.

Die roten Konglomerate, die den Gosauschichten zugerechnet werden, sind an der Forststraße im Norden des Gebietes erschlossen. Sie sind an ihrer Nordseite durch eine Störung von den siltigen Mergeln des Turons getrennt. Die Konglomerate führen kein exotisches Geröllmaterial. Wie jedoch aus den Schwermineraluntersuchungen zu erkennen ist, handelt es sich

bei Sandsteingeröllen um aufgearbeitete Sandsteine des Turonvorkommens (siehe Kap. 5). Fazial gleichendie Konglomerate alluvialen Grobklastika, wie sie an der Basis vieler Gosauvorkommen auftreten (vgl. u.a. P. FAUPL et al., 1987). Die Einstufung dieser Konglomerate in die Nannozone CC13 des obersten Turons bis Unterconiacs (M. WAGREICH, im Druck) läßt direkte Vergleiche mit der Weißwassergosau zu (siehe Kap. 3.2). Auch die Schwermineralassoziation aus roten und grauen Sandsteinzwischenlagen der Konglomerate unterscheidet sich deutlich von jenen der Turonschichtfolge. Diese Ergebnisse sprechen daher für eine Abtrennung der roten Konglomerate. Sie sind dem eigenständigen, neuen Sedimentationszyklus der Gosauentwicklung zuzuordnen.

## 5. Schwermineraluntersuchungen

Aus den Sandsteinen des liegenden Profilabschnittes der turonen Ablagerungen (Abb. 3) konnten 8 Schwermineralpräparate ausgewertet werden (Abb. 4). Die auffallendsten Mineralkomponenten bilden blaue Alkali amphibole, die im Durchschnitt 17 %, im einzelnen jedoch bis zu 29 % der transluzenten Schwermineralien ausmachen. Begleitet werden sie von Chromspinnell, der mit durchschnittlich 18 % beteiligt ist. Unter den metamorphen Mineralien tritt neben geringen Gehalten von Granat, Epidot sowie Spuren von Staurolith besonders Chloritoid mit durchschnittlich 14 % in den Vordergrund.

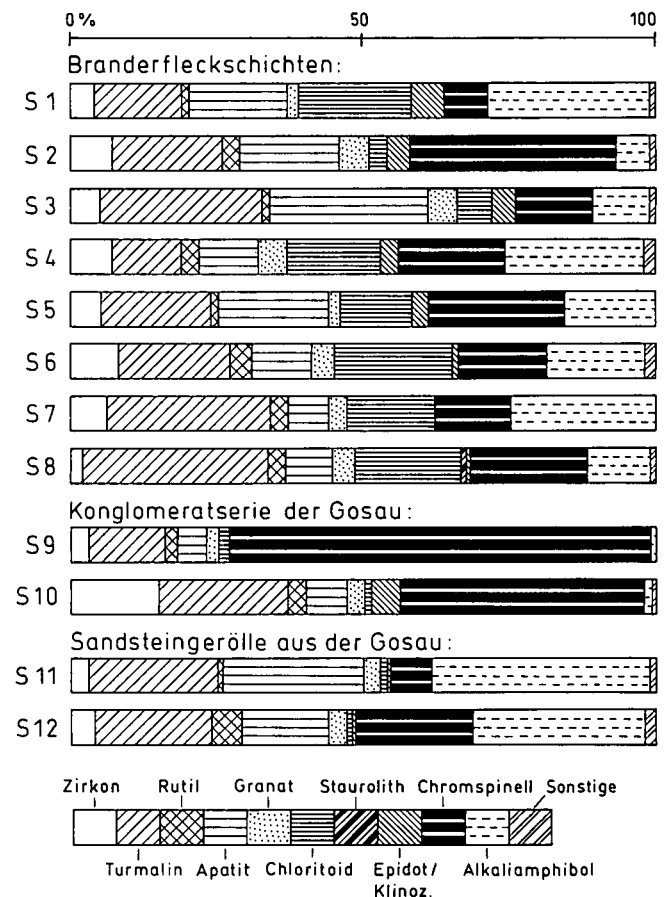


Abb. 4. Die Schwermineralführung der Kreideablagerungen der Pichlbaueralm. Kornfraktion 0,4–0,063 mm.

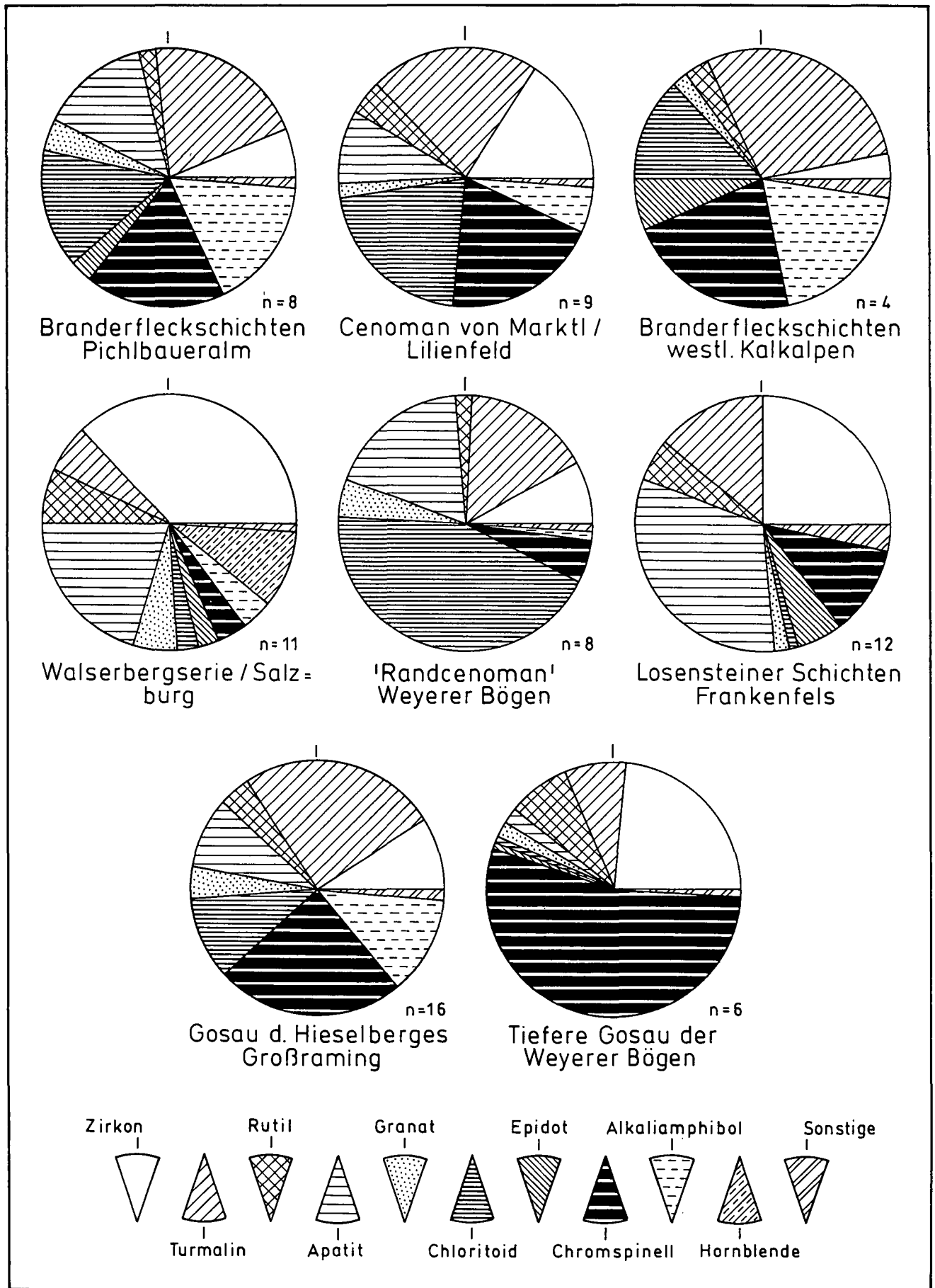


Abb. 5.  
 Durchschnittliche Schwermineralführung in ausgewählten Kreideablagerungen der Ostalpen.  
 Die Reihenfolge in der Legende entspricht der Signaturabfolge in den Kreisdiagrammen. Branderfleckschichten der westlichen Kalkalpen = 4 alkali amphibol-  
 reiche Proben von W. WINKLER (1988: Fig. 15).

Apatit erreicht im Mittel ebenfalls 14 %. Die stabile Mineralgruppe, die zusammen etwa 30 % ausmacht, wird deutlich von Turmalin dominiert.

Die Proben lassen sich hervorragend mit einzelnen alkali amphibolführenden Proben von W. WINKLER (1988, Fig. 15) aus den Branderfleckschichten des Westabschnittes der Kalkalpen vergleichen (Abb. 5). Auch hier fallen die hohen Chloritoidgehalte auf. W. WINKLER (l.c.) konnte aus einer Reihe solcher Proben auch geringe Mengen an Lawsonit nachweisen, was in dem hier vorliegenden Probenmaterial nicht gelungen ist. Der Vollständigkeit halber sei erwähnt, daß weder bei K. MÜLLER (1973, Abb. 3) noch bei R. GAUPP (1980, p. 73) diese auffälligen Alkali amphibole, noch nennenswerte Mengen von Chloritoid vermerkt sind. Sehr ähnliche Spektren mit Alkali amphibolen und Chloritoid sind auch aus der Walsbergserie bei Salzburg bekannt (G. WOLETZ, 1967; P. FAUPL, 1984).

Vergleiche mit den Schwermineralspektren (9 Analysen) aus der Cenomanschichtfolge von Marktl bei Lilienfeld/Niederösterreich (Abb. 5) haben, besonders aus deren Liegendabschnitt, ebenfalls eine große Übereinstimmung mit den Werten von der Pichlbaueralm und aus den Branderfleckschichten erbracht.

Eine Gegenüberstellung der Schwermineralführung der Losensteiner Schichten (Alb-U.-Cenoman) der nahen Frankenfelder Decke (Profil bei Frankenfels/Pielachtal, Abb. 5) läßt erkennen, daß in den Losensteiner Schichten zwar Alkali amphibole nur vereinzelt bzw. in geringen Mengen vorkommen, daß jedoch das Vorherrschen von stabilen Mineralen vor Granat ebenfalls gegeben ist und auch Chloritoid in einigen Proben als markante Komponente zu beobachten ist. Chromspinell erreicht in den Losensteiner Schichten durchschnittlich 11 %. 8 Vergleichsproben aus der Mittelkreide der Cenomanrandschuppe (Abb. 5), etwas nördlich dieses Untersuchungsgebietes, zeigen eine Chloritoidvormacht mit durchschnittlich 44 %. Granat tritt auch hier gegenüber der Turmalin-dominierten stabilen Mineralgruppe deutlich zurück. Der Chromspinellgehalt ist jedoch mit durchschnittlich 5 % sehr gering und auch Alkali amphibole treten nur in Spuren auf. Apatit erreicht durchschnittlich 18 %.

Das Auftreten von Alkali amphibolen belegt, daß im Liefergebiet dieser terrigenen Gesteine neben ophiolithischen Körpern, von denen der Chromspinell hergeleitet wird (E. POBER & P. FAUPL, 1988), auch Gesteine einer Hochdruckmetamorphose, wie sie sich bei Subduktionsvorgängen bilden, verbreitet waren. Daneben waren auch größere Komplexe schwachmetamorpher Gesteinsserien, repräsentiert durch Chloritoid, vertreten. Bedauerlicherweise gibt es keine verlässlichen Paläoströmungsindikatoren in diesem Vorkommen, die eine Aussage über die paläogeographische Position des Liefergebietes erlauben.

#### **Hinweise auf Umlagerung des Turons in der Gosau**

Zwei Schwermineralproben aus der den Gosauschichten zugeordneten roten Konglomeratserie (S9, S10; Abb. 4) lassen durch ihre höheren Chromspinellgehalte (42 und 71 %) und durch die überaus geringen Mengen an Alkali amphibolen und Chloritoid deutliche Unterschiede zu jenen des Turonvorkommens erkennen. Die hohen Chromspinellgehalte sind dagegen charakteristisch für die Liegendserie der Weißwassergosau (R. RUTTNER & G. WOLETZ, 1956; P. FAUPL, 1983). Der

geringe Gehalt an Alkali amphibol und Chloritoid in der Konglomeratserie kann auf eine Wiederaufarbeitung turoner Sedimente zurückgeführt werden. Dies wird dadurch belegt, daß Sandsteingerölle aus dem Konglomerat (Tab. 1, S11, S12; Abb. 4) auf Grund ihrer Schwermineralzusammensetzung eindeutig als umgelagerte turone Sandsteine zu identifizieren sind.

Weitere Hinweise auf Aufarbeitungen des Turons finden sich in der O.-Santon/U.-Campan-Schichtfolge der Gosau des Hieselberges, die dem Nordabschnitt der Reichraminger Decke im Gebiet von Großraming auflagert. Es handelt sich um eine breccienreiche Gosauentwicklung, in der Sandsteinkomponenten bis zu 25 cm Durchmesser auftreten. Sie machen über 10 % des Komponentenbestandes aus. Die Schwermineralzusammensetzung dieser Sandsteinklasten läßt sich gut mit jenen der Pichlbaueralm vergleichen. Auch Schwermineralspektren, die aus Sandsteinkomplexen dieses Gosauvorkommens selbst stammen, sind ebenfalls durch teils hohe Gehalte an Alkali amphibolen und Chloritoid gekennzeichnet. Granat tritt gegenüber den stabilen Mineralien zurück. Aufschlußbedingt kann allerdings nicht ausgeschlossen werden, daß diese Sandsteinkomplexe nur große Schollen innerhalb der Breccie darstellen. Ein Vergleich der Durchschnitzzusammensetzung der Sandsteine der Pichlbaueralm mit den durchschnittlichen Schwermineralgehalten des Hieselberges (Abb. 5) mit Hilfe der Rangkorrelationsmethode nach Spearman (D. MARSAL, 1979) ergibt eine gute Korrelation ( $R = 0.81$ ).

Die aus den Spitzenbachschichten (Campan) bei St. Gallen/Stmk. beobachteten hohen Chloritoidgehalte sowie auch das akzessorische Auftreten von Alkali amphibolen (vgl. P. FAUPL, 1983) könnte möglicherweise ebenfalls mit solchen Aufarbeitungsvorgängen in Zusammenhang gebracht werden.

Die Umlagerung turoner Sedimente in der Gosau des Hieselberges belegt die ursprünglich viel weitere Verbreitung dieser Ablagerungen am Nordabschnitt des Reichraminger/Lunzer Deckensystems. Das Vorkommen der Pichlbaueralm repräsentiert nur ein kleines, tektonisch geschütztes Erosionsrelikt, das durch die postgosauische Eindrehung der Weyerer Bögen weit nach Süden, ins Innere der Kalkalpen, verfrachtet wurde. Es stützt damit auch die Vorstellung, daß während der Mittelkreide diese Bogenstruktur noch nicht existiert hat, sondern, daß der Nordrand der Reichraminger und Lunzer Decke eine zusammenhängende Zone mit vergleichbarer terrigener Sedimentation von einem einheitlichen Liefergebiet gebildet hat. Im regionalen Vergleich fällt der Umstand auf, daß offenbar der Nordrand der Kalkalpen im Zeitraum Cenoman-Turon allgemein durch eine vermehrte Schüttung von Alkali amphibolen gekennzeichnet war. Auch der Außenrand der Inneren Karpaten ist durch Alkali amphibol-reiche Mittelkreide-Ablagerungen charakterisiert. M. MISIK & R. MARSCHALCO (1988) berichten über das Auftreten von Glaukophan- und Lawsonit-führenden Klasten.

## **6. Diskussion und Schlußfolgerungen**

### **6.1. Zur Stellung der turonen Ablagerungen**

Die turonen Ablagerungen der Pichlbaueralm lassen sich in ihrer Altersstellung, ihrer tektonischen Lagebe-



ziehung, ihrer basalen brecciösen Fazies und im Bezug auf ihren Schwermineralinhalt gut mit den tieferen Branderfleckschichten (R. GAUPP, 1980; K.F. WEIDICH, 1984a) der westlichen Kalkalpen vergleichen. Es wird daher in dieser Arbeit vorgeschlagen, den Begriff Branderfleckschichten im Sinne einer Schichtgruppe auch auf die cenoman-turonen Sedimente der östlichen Kalkalpen, und damit auch auf jene der Pichlbaueralm auszudehnen. Die einheitliche Zuordnung zu einer Schichtgruppe der Branderfleckschichten soll deren Zugehörigkeit zu einem einzigen, markanten Sedimentationszyklus kennzeichnen, der sich auf Grund der Übereinstimmungen in Alter, tektonischer Position und Liefergebiet ergibt. Unterschiedliche fazielle Ausbildungen, wie sie auf Entfernungen von über 100 km durchaus zu erwarten sind, sollten unserer Meinung nach allenfalls zur Definition verschiedener Formationen oder Glieder (Members) herangezogen werden, um eine einheitliche und sinnvolle Nomenklatur zu bewahren.

R. GAUPP (1980, 1982) und K.F. WEIDICH (1984, 1985) verstehen unter dem Begriff Branderfleckschichten Ablagerungen ab dem Cenoman im nördlichen Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. Sie konnten zeigen, daß mit dem Einsetzen der Branderfleckschichten über den Losensteiner Schichten eine bedeutende Ausweitung des mittelkretazischen Sedimentationsraumes nach Süden, bis in das höhere Bajuvarikum (= Nordabschnitt der Lechtaldecke) einher ging. Aufgrund der alb/cenomanen Überschiebung der Allgäudecke durch die Lechtaldecke ist der Ablagerungsbereich der Branderfleckschichten auf den Nordabschnitt der Lechtaldecke und auf die Cenoman-Randschuppe beschränkt. Die typische grobklastische Tiefwasserentwicklung der Losensteiner Schichten ist in der Lechtaldecke nicht vertreten.

Die Branderfleckschichten im Bereich der nördlichen Lechtaldecke setzen sich aus basalen, lokalschuttführenden Breccien, seltenen Orbitolinensandsteinen des seichteren Wassers und einer hangenden marinen Tiefwasserserie zusammen, welche sich nach K.F. WEIDICH (1984a) bis ins tiefe UnterCampan fortsetzt (vgl. auch Diskussion über stratigraphische Reichweite, W. WINKLER, 1990; K.F. WEIDICH, 1990).

Nach K.F. WEIDICH (1984b), K.F. WEIDICH & H. WOLFF (1985) und F. SCHLAGINTWEIT (1988) sind Gerölle einer zeitgleichen Seichtwasserfazies des Turons als Komponenten in Olisthostromen der Branderfleckschichten der westlichen Kalkalpen erhalten. K.F. WEIDICH

(1984b) bezieht sie von einer Hochzone („Oberaudorfer Schwelle“) südlich der heutigen Verbreitung der Branderfleckschichten. Die Sedimente der Pichlbaueralm entsprechen von ihrem Ablagerungsbereich eher derartigen Seichtwasserbildungen, ohne das eine zeitgleiche Tiefwasserfazies nördlich davon bekannt ist.

## 6.2. Geodynamische Aspekte

K.F. WEIDICH (1984b) hat auf Grund der durchgehenden Tiefwasserprofile des Cenomans bis U.-Campans (bzw. O.-Santons, vgl. Diskussion in K.F. WEIDICH, 1990 und W. WINKLER, 1990) der Branderfleckschichten der westlichen Kalkalpen den tektonischen Phasenbegriff im Sinne STILLE's zugunsten eines kontinuierlichen Ablaufs des tektonischen Geschehens der kretazischen Orogenese der Ostalpen vehement abgelehnt. Diesen durchgehenden Profilen des tiefen Wassers steht nun ein Profil des Seichtwassers gegenüber, in dem durchaus eine „Phasenhaftigkeit“ des tektonischen Geschehens abgebildet wird. Dies entspricht eben dem bekannten, auch von K.F. WEIDICH (1984b:558: Zitat aus S. v. BUBNOFF, 1931) zitierten Ansatz, daß Winkeldiskordanzen des Seichtwasserbereichs sich in zeitgleichen Tiefseesedimenten kaum auswirken. Solche Beziehungen bilden eine der Grundlagen für sequenzstratigraphische Interpretationen von Ablagerungsräumen (vgl. J.C. VON WAGONER et al., 1988; R.G. WALKER, 1990). Syntektonische Sedimentation und Diskordanzen können als gleichzeitige, nebeneinander laufende Auswirkungen eines geodynamischen Geschehens verstanden werden, wobei der Begriff der „tektonischen Phase“ im Sinne eines Zeitintervalls verstärkter geodynamischer Aktivität gesehen wird.

Für den hier betrachteten Raum der Weyerer Bögen läßt sich jedenfalls eine komplexe geodynamische Abfolge rekonstruieren, in der Intervalle synorogener Sedimentation von Zeiten verstärkter tektonischer Aktivitäten, die sich in Winkeldiskordanzen manifestieren, abgelöst werden:

- Im Alb gelangen im gesamten Bereich des kalkalpinen Nordrandes, im Frankenfelder – Ternberger – Allgäudeckensystem, die Losensteiner Schichten mit einer turbiditischen Tiefwasserfazies zur Ablagerung.
- Im Cenoman („austrische Phase“) kommt es durch die Überschiebung dieser tiefbajuvarischen Decken zur Ausschaltung des Sedimentationsraumes der Losensteiner Schichten (vgl. R. GAUPP, 1983).

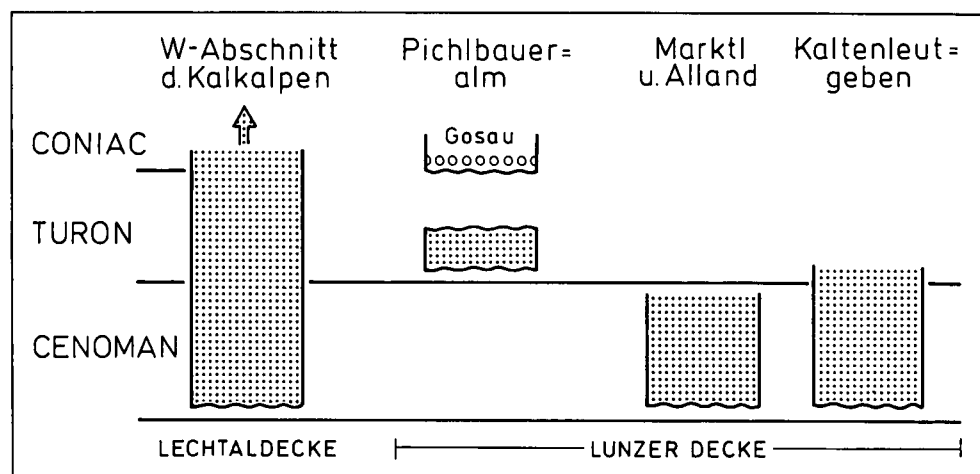


Abb. 6. Schematische Darstellung der stratigraphischen Reichweiten einzelner Schichtfolgen innerhalb der Branderfleck-Gruppe.

- Im Zuge dieses Ereignisses wurde der Nordabschnitt des Lunzer – Reichraminger – Lechtaldeckensystems selbst wieder Sedimentationsgebiet (Abb. 6). Die basalen Abschnitte dieser Branderfleckschichten i.S. von R. GAUPP (1980) und K.F. WEIDICH (1984a) mit groben Karbonatbreccien und Sandsteinen sind im gesamten Abschnitt der Kalkalpen einheitlich entwickelt. Im Westabschnitt reichen die Branderfleckschichten mit turbiditischen Tiefwasserklastika ohne Unterbrechung bis ins Santon/U.-Campan und überschneiden sich zeitlich mit den Gosauablagerungen. Im Osten ist bisher nur Sedimentation im Cenoman –Turon belegt.
- Im höheren Turon kam es erneut zu einer Deformationsphase („mediterrane Phase“, A. TOLLMANN, 1964, 1966), die zumindest den Bereich des Lunzer/Reichraminger Deckensystems erfaßte. Ein Großteil der Branderfleckschichten wurde dabei erodiert.
- Erst danach (oberstes Turon? bis Unterconiac) setzte die Gosausedimentation ein, wobei es zu einer Umlagerung der turonen Gesteine gekommen ist. Im Westabschnitt verbirgt sich dieses höherturone Ereignis in der synorogenen turbiditischen Tiefwasser-sedimentation, während weiter im Osten, wo Seichtwasserentwicklung vorherrscht, Diskordanzen und Schichtlücken erhalten sind.

### 6.3. Paläogeographie

Trotz der faziellen Unterschiede zwischen östlicher und westlicher Entwicklung in der Branderfleck-Gruppe, lassen sich im Hinblick auf das terrigene Material bestimmte Gemeinsamkeiten feststellen. So ist das Liefergebiet des gesamten Bereiches durch das Vorkommen von hochdruckmetamorphen Gesteinskomplexen charakterisiert, wobei Alkalamphibole in den Schwermineralspektren lokal beträchtliche Gehalte erreichen können. Daneben waren auch bedeutende schwachmetamorphe Serien vertreten, die durch das Schwermineral Chloritoid repräsentiert werden. Mesozonale Kristallinanteile (Granat, Staurolith) scheinen in den Hintergrund zu treten, während ultrabasische Körper aus Ophiolithabfolgen für die Chromspinnelführung verantwortlich waren. Auch das Vorherrschen der stabilen Schwerminerale, teils zirkon-, teils turmalinbetont, gegenüber Granat ist für den gesamten Bereich kennzeichnend.

Von diesem komplexen Liefergebiet gelangte im Cenoman–Turon Detritus in ein langgestrecktes Sedimentationsbecken, das auf den Bereich der Cenomanrandschuppe und dem Nordrand des Hochbajuvarikums beschränkt war und über die gesamte Längserstreckung der Kalkalpen verfolgbar ist. Die Position dieses Liefergebietes für das terrigene Material bleibt aber weiterhin problematisch. In Frage kommen einerseits eine Akkretionszone am Nordrand des Ostalpins, die etwa das Material der Losensteiner Schichten liefert (R. GAUPP, 1980, 1983). Andererseits läßt sich auch eine Suturzzone im Süden der Kalkalpen rekonstruieren, deren Material zumindest zeitweise die Sedimentation innerhalb der Kalkalpen beeinflusste (K. DECKER et al., 1987; F. SCHLAGINTWEIT, 1990). K.F. WEIDICH (1984b) und auch F. SCHLAGINTWEIT (1988) haben aus paläogeographischen Überlegungen für die Branderfleckschichten ein südliches Liefergebiet gefordert. E. POBER & P. FAUPL

(1988, Fig. 7) konnten zeigen, daß sich die Chromspinnelle der Branderfleckschichten von jenen der Losensteiner Schichten, aber auch von jenen der Tieferen Gosau geochemisch unterscheiden und somit eher einer südlichen Liefergebietsprovinz entsprechen würden. Aus den südlicheren, tektonisch höheren Decken der östlichen Kalkalpen sind keine Sedimente zwischen Apt und dem Beginn der Gosausedimentation im obersten Turon/Coniac bekannt. Sicherer Boden wird man in dieser Frage allerdings erst erreichen, wenn eine gute Basis von Paläoströmungsdaten geschaffen sein wird, die vor allem aus den Branderfleckschichten bisher fehlen.

### Dank

Die Untersuchungen wurden im Rahmen des Forschungsprojektes P7462 des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich durchgeführt. Für die finanziellen Mittel sei an dieser Stelle gedankt. Herrn Dr. H. SUMMESBERGER vom Naturhistorischen Museum Wien danken wir für wertvolle Hinweise zur Biostratigraphie sowie für zahlreiche Anregungen. Weiters sind wir Herrn Prof. Dr. Konrad F. WEIDICH, Universität München, und Herrn Dr. F. SCHLAGINTWEIT, München, für Diskussion, Anregungen und kritische Durchsicht des Manuskripts zu Dank verpflichtet.

### Literatur

- BRALOWER, T.J.: Calcareous nannofossil biostratigraphy and assemblages of the Cenomanian-Turonian boundary interval: implications for the origin and timing of oceanic anoxia. – *Paleoceanography*, **3**, 275–316, Washington 1988.
- CARON, M.: Cretaceous planktic Foraminifera. – In: BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K. (Eds.): *Plankton Stratigraphy*, 329–426, Cambridge (Cambridge Univ. Press) 1985.
- DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A.: Synorogenic sedimentation on the Northern Calcareous Alps during the Early Cretaceous. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 126–141, Wien (Deuticke) 1987.
- EGGER, H.: Neue Erkenntnisse zur Geologie der Nördlichen Kalkalpen und der Flyschzone in den oberösterreichischen Voralpen zwischen Ennstal, Pechgraben und Ramingbach. – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **122**, 119–124, Wien.
- EHRENDORFER, Th.: Zur Geologie der Weyerer Bögen im Gebiet von Großbraming an der Enns (O.Ö.). – *Mitt. Ges. geol. Bergbaustud. Österr.*, **34/35**, 135–149, Wien.
- EPPEL, H.: Fazies und Tektonik in den Weyerer Bögen südlich Großbraming (Oberösterreich) – Gebiet des Gamssteines und Almkogels. – Unveröff. Dipl.-Arb. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 160 S., Wien 1990.
- FAUPL, P.: Die Flyschfazies in der Gosau der Weyerer Bögen (Oberkreide, Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **126**, 219–244, Wien 1983.
- FAUPL, P.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Walserberg-Serie bei Salzburg. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **77**, 33–36, Wien 1984.
- FAUPL, P., POBER, E. & WAGREICH, M.: Facies development of the Gosau Group of the Eastern Parts of the Northern Calcareous Alps during the Cretaceous and Paleogene. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 142–155, Wien (Deuticke) 1987.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M.: Geologische Untersuchungen an kalkalpinen Kreideablagerungen auf Blatt 69 Großbraming (Bericht 1988). – *Jb. Geol. B.-A.*, **132**, 552–553, Wien 1989.

- GAUPP, R.: Sedimentpetrographische und stratigraphische Untersuchungen in den oberostalpinen Mittelkreidesequenzen des Westteils der Nördlichen Kalkalpen. – Diss. TU München, 282 S., München 1980.
- GAUPP, R.: Sedimentationsgeschichte und Paläotektonik der kalkalpinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg). – *Zitteliana*, **8**, 33–72, München 1982.
- GAUPP, R.: Die paläogeographische Bedeutung der Konglomerate der Losensteiner Schichten (Alb, Nördliche Kalkalpen). – *Zitteliana*, **10**, 155–171, München 1983.
- HOLNSTEINER, R.: Zur Geologie der Weyerer Bögen zwischen Brunnbach und Pleißbach, südlich von Großbraming im Ennstal (O.Ö.). – Unveröff. Dipl.-Arb. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 158 S., Wien 1990.
- LÖGTERS, H.: Zur Geologie der Weyerer Bögen, insbesondere der Umgebung des Buch-Denkmal. – *Jb. Oberösterreich. Musealverein*, **87**, 369–437, Linz 1937.
- MARSAL, D.: Statistische Methoden für Erdwissenschaftler. 2. Auflage. – 192 S., Stuttgart 1979.
- MISIK, M. & MARSCHALCO, R.: Exotic conglomerates in Flysch sequences: Examples from the West Carpathians. – *Mem. Soc. Geol. France*, N.S. **154**, 95–113, Paris 1988.
- MÜLLER, K.: Das „Randcenoman“ der Nördlichen Kalkalpen und seine Bedeutung für den Ablauf der ostalpinen Deckenüberschiebungen und ihrer Schubweiten. – *Geol. Rundsch.*, **62**, 54–96, Stuttgart 1973.
- PAVLIK, H.: Zur Geologie der Weyerer Bögen südlich von Großbraming im Ennstale (Oberösterreich). – Unveröff. Dipl.-Arb. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 96 S., Wien 1989.
- PERCH-NIELSEN, K.: Mesozoic calcareous nannofossils. – In: BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K. (Eds.): *Plankton Stratigraphy*, 329–426, Cambridge (Cambridge Univ. Press) 1985.
- POBER, E. & FAUPL, P.: The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. – *Geol. Rundsch.*, **77**, 641–670, Stuttgart 1988.
- ROBASZYNSKY, F., ALCAYDE, G., AMEDRO, F., BADILLET, G., DAMOTTE, R., FOUCHER, J.-C., JARDINE, S., LEGOUX, O., MANIVIT, H., MONCIARDINI, C. & SORNAY, J.: Le Turonien de la région-type: Saumurois et Touraine. Stratigraphie, biozonations, sédimentologie. – *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, **6**, 119–225, Pau 1982.
- ROBASZYNSKY, F., CARON, M., DUPUIS, C., AMEDRO, F., GONZALEZ DONOSO, J.-M., LINARES, D., HARDENBOL, J., GARTNER, S., CALANDRA, F. & DELOFFRE, R.: A tentative integrated stratigraphy in the Turonian of Central Tunisia: Formations, zones and sequential stratigraphy in the Kalaat Senan Area. – *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, **14**, 213–384, Pau 1990.
- ROSENBERG, G.: Vom Südende der Weyerer Bögen, Nördliche Kalkalpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1957**, 213–234, Wien 1957.
- RUTTNER, A. & WOLETZ, G.: Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. – *Mitt. geol. Ges. Wien*, **48**, 221–256, Wien, 1956.
- SCHLAGINTWEIT, F.: *Cuneolina pavonica compressa* n.ssp. (Foraminifera; Upper Cretaceous, Northern Calcareous Alps) and the palaeogeographic relationships between the Gosau Beds and the Branderfleck Formation. – *Mitt. Bayer. Staatslg. Paläont. hist. Geol.*, **28**, 23–32, München 1988.
- SCHLAGINTWEIT, F.: Allochthonous Urgonian limestones of the Northern Calcareous Alps: facies and palaeogeographic framework within the Alpine Orogeny. – *Cretaceous Research*, **11**, 261–272, 1990.
- SISSINGH, W.: Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. – *Geologie Mijnbouw*, **56**, 37–56, Amsterdam 1977.
- SUMMESBERGER, H.: Ammoniten aus dem Turon (Oberkreide) der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). – *Ann. Naturhist. Mus., Wien* (Arbeit im Druck).
- TOLLMANN, A.: Übersicht über die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien*, **14**, 81–88, Wien 1964.
- TOLLMANN, A.: Die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – *Geotekt. Forsch.*, **21**, 1–156, Stuttgart 1966.
- TOLLMANN, A.: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. – 449 S., Wien (Deuticke) 1976.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band 2. – 710 S., Wien (Deuticke) 1985.
- VON WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SARG, J.F., LOUIT, T.S. & HARDENBOL, J.: An overview about the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. – In: WILGUS, C.K. et al. (Ed.): *Sea Level Changes: An Integrated Approach*. – *SEPM Spec. Publ.* **42**, 39–45, Tulsa 1988.
- WAGREICH, M.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in der kalkalpinen Oberkreide auf Blatt 69 Großbraming. – *Jb. Geol. B.-A.*, **133**, 432–433, Wien 1990.
- WAGREICH, M.: Correlation of Late Cretaceous calcareous nannofossil zones with ammonite zones and planktonic foraminifera: the Austrian Gosau sections. – *Cret. Research* (Arbeit im Druck).
- WALKER, R.G.: Facies modeling and sequence stratigraphy. – *J. Sed. Petrol.*, **60**, 777–786, Tulsa 1990.
- WEIDICH, K.F.: Feinstratigraphie, Taxonomie planktonischer Foraminiferen und Paläökologie der Foraminiferengesamtfau- na der kalkalpinen tieferen Oberkreide (Untercenoman-Untercampan) der Bayerischen Alpen. – *Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., N.F.*, **162**, 1–151, München 1984a.
- WEIDICH, K.F.: Über die Beziehungen des „Cenoman“ zur Gosau in den Nördlichen Kalkalpen und ihre Auswirkungen auf die paläogeographischen und tektonischen Vorstellungen. – *Geol. Rundsch.*, **73**, 517–566, Stuttgart 1984b.
- WEIDICH, K.F.: Stratigraphie der Branderfleck-Schichten (Untercenoman-Untercampan) in den Bayerischen Kalkalpen. – *Österr. Akad. Wiss., Schriften. Erdwiss. Komm.*, **7**, 221–261, Wien 1985.
- WEIDICH, K.F.: Reply to W. WINKLER (1988): „Mid- to early Late Cretaceous flysch and melange formations in the western part of the Eastern Alps. Palaeotectonic implications.“ – *Jb. Geol. B.-A.*, **133**, 397–399, Wien 1990.
- WEIDICH, K.F. & WOLFF, H.: Branderfleck-Schichten der Regauer Mulde. – In: WOLFF, H.: Erläuterungen zum Blatt Nr. 8338 Bayrischzell, Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000, 83–94, München (Bayer. Geolog. Landesamt) 1985.
- WINKLER, W.: Mid- to early Late Cretaceous flysch and melange formations in the western part of the Eastern Alps. Palaeotectonic implications. – *Jb. Geol. B.-A.*, **131**, 341–389, Wien 1988.
- WINKLER, W.: Answer to K. WEIDICH's reply. – *Jb. Geol. B.-A.*, **133**, 401–404, Wien 1990.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 4. Dezember 1991.