

# Unter- und Mittelkreideflysch der Ybbsitzer Klippenzone (Niederösterreich)

Lower and mid-Cretaceous flysch successions in the  
Ybbsitz Klippen belt (Lower Austria)

M. HOMAYOUN & P. FAUPL

mit 13 Abbildungen und 3 Tabellen

Schlüsselwörter:

*Ybbsitzer Klippenzone*  
*Penninikum*  
*Kreide*  
*Flysch*  
*Glosbachschichten*  
*Haselgrabenschichten*  
*Ybbsitzer Schichten*

Keywords:

*Ybbsitz Klippen belt*  
*Penninic realm*  
*Cretaceous*  
*Flysch*  
*Glosbach Formation*  
*Haselgraben Formation*  
*Ybbsitz Formation*

Adresse der Autoren:

Address of the authors:

Mag. Mandana Homayoun  
Univ.-Prof. Dr. Peter Faupl  
Institut für Geologie der Universität Wien  
Universitätsstraße 7/III  
A-1010 Wien

Gedruckt mit Unterstützung der Kulturabteilung  
des Amtes der NÖ Landesregierung

**Inhalt**

	Seite
Zusammenfassung, Abstract .....	3
1. Einleitung .....	3
2. Schichtfolge .....	4
2.1. Glosbachschichten .....	5
2.2. Haselgrabenschichten .....	5
2.3. Ybbsitzer Schichten .....	9
3. Sedimentationsbedingungen .....	11
4. Schwermineralführung .....	13
5. Zur Stellung der Ybbsitzer Klippenzone .....	15
6. Literatur .....	18

**Contents**

1. Introduction .....	3
2. Stratigraphy and facies .....	3
2.1. Glosbach Formation .....	5
2.2. Haselgraben Formation .....	5
2.3. Ybbsitz Formation .....	9
3. Facies interpretation and depositional environments .....	11
4. Heavy mineral distributions .....	13
5. On the paleogeographic position of the Ybbsitz Klippen belt .....	15
6. References .....	18

## Zusammenfassung

Die kretazischen Flysche der Ybbsitzer Klippenzone treten im unmittelbar Liegenden des Ostabschnittes der Kalkalpen auf. Die Basis der Flysche wird von einer jurassischen Ophiolithabfolge aus ultrabasischen und basischen Gesteinen, einer manganvererzten Chertserie, Radiolariten und pelagischen Kalken gebildet. Die kretazischen Flysche umfassen die Formationen Glosbachschichten (tiefere Unterkreide), Haselgrabenschichten (Alb), Ybbsitzer Schichten (Cenoman - Coniac) und Kahlenberger Schichten (Santon - Campan).

Die Glosbachschichten setzen sich aus einer turbiditischen Abfolge kieselig-mergeliger Kalksiltite bis feinkörniger Kalksandsteine im Wechsel mit kieseligen Tonstein-Tonmergellagen zusammen. Bei den Haselgrabenschichten handelt es sich um eine turbiditische Entwicklung aus kieseligen Kalksandsteinen, vereinzelt Feinbreccienlagen und dominierenden schwarzen kieseligen Tonsteinen, die unter der lokalen CCD abgelagert wurden. Die Ybbsitzer Schichten stellen eine siliziklastikadominierte, sandsteinreiche Turbiditfazies mit geringmächtigen Pelitintervallen dar. Bunte Tonsteinintervalle bilden einen charakteristischen Bestandteil dieses Schichtgliedes. Die Kahlenberger Schichten entsprechen faziell dem Helminthoidenflysch. Sie waren nicht Gegenstand dieser Studie.

Aufgrund ihrer faziellen Entwicklung, des detritischen Materials sowie der Schwermineralführung unterscheiden sich die Schichtglieder der Ybbsitzer Klippenzone von jenen der Rhenodanubischen Flyschzone. Dem Auftreten von Chromspinel in den Ybbsitzer Schichten kommt hier besondere Bedeutung zu. Detritisches Material und Schichtfolge weisen am ehesten auf eine Herleitung dieser Zone aus dem südpenninischen Raum hin. Eine Ablagerung der kretazischen Flysche im Nahbereich einer aktiven Subduktionszone wird vermutet.

## Abstract

The Cretaceous flysch sequences of the Ybbsitz Klippen belt occur in a tectonic unit sandwiched between the Rhenodanubian Flysch below and the Northern Calcareous Alps above. The basal series of the flysch sequences consist of an Jurassic ophiolitic succession with fragments of ultrabasic and basic rocks, manganese cherts, radiolarites and pelagic limestones. The flysch sequence comprises the Glosbach Fm. (Lower Cretaceous), the Haselgraben Fm. (Albian), the Ybbsitz Fm. (Cenomanian-Coniacian) and the Kahlenberg Fm. (Santonian-Campanian).

The Glosbach Fm. consists of a turbiditic sequence of siliceous marly calcareous siltstones and fine-grained calcareous sandstones intercalating with

siliceous claystones to marly claystone intervals. The Haselgraben Fm. is characterized by a turbiditic development of siliceous calcareous sandstones, isolated layers of fine-grained breccias interbedded with predominantly black siliceous claystones, which were deposited below the local CCD. The Ybbsitz Fm. is a turbiditic deposit rich in siliciclastic sandstones with thin pelitic interlayers. Intercalations of variegated claystones are a common feature of this formation. The Kahlenberg Fm. corresponds to the Helminthoid-type flysch due to their calcilititic facies; it was not subject of these studies.

Because of their facies development, detrital material and heavy mineral distribution the Ybbsitz Klippen belt can be distinguished from the Rhenodanubian flysch zone. Especially, the occurrence of chrome spinel in the Ybbsitz Fm. seems to be of great importance. The Ybbsitz Klippen belt, probably, can be derived from the South Penninic realm by means of clastic material and stratigraphic succession. A close vicinity to an active subduction zone is assumed for the flysch sequences.

## 1. Einleitung

Im Zuge seiner Arbeiten an der geologischen Karte von Ybbsitz konnte SCHNABEL (1979, 1988) im Bereich der ehemaligen „Grestener Klippenzone“ zwei Arten von Klippenabfolgen unterscheiden: (1) Die Grestener Klippenzone s. str. mit den charakteristischen fluviatilen bis seichtmarinen Grestener Schichten des Lias-Dogger und der kretazischen bis eozänen Buntmergelserie; sie wird tektonisch von der Flyschzone überlagert. (2) Die Ybbsitzer Klippenzone als neues tektonisches Element, welches unmittelbar an der Basis der Kalkalpen liegt, und durch das Vorkommen von ultrabasischen und basischen Gesteinen, von Radiolariten und Tiefwasserkarbonaten sowie durch kretazische Flyschabfolgen gekennzeichnet ist (Abb. 1). Bereits LAUER (1970) hatte aufgrund unterschiedlich entwickelter Kreideablagerungen versucht, eine Untergliederung innerhalb der Klippenzone vorzunehmen.

Während die Entwicklung des Lias und Dogger in der eigentlichen Grestener Klippenzone deutliche fazielle Beziehungen zum autochthonen Mesozoikum des Molasseuntergrundes (BRIX et al., 1977; ELIAS & WESSELY, 1990) im Osten von Österreich erkennen läßt, handelt es sich bei der Juraschichtfolge der Ybbsitzer Klippenzone um einen Teil einer typischen Ophiolithsequenz (DECKER, 1987, 1990).

Bei geologischen Aufnahmen an der Flysch/Kalkalpengrenze, weiter im Osten, auf den Kartenblättern 54 Melk und 55 Obergrafendorf konnten nun SCHNABEL et al. (1986) und SARNTHEIN et al. (1986) zeigen, daß sich die Ybbsitzer Klippenzone in die sogenannte „Kieselkalkzone“

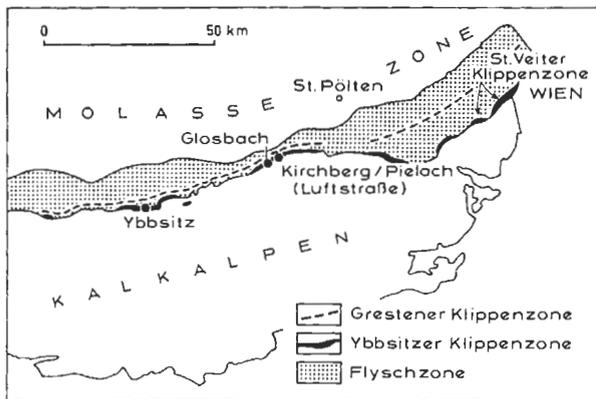


Abb. 1: Tektonische Kartenskizze des Ostabschnittes der Flyschzone und der Nördlichen Kalkalpen mit schematischer Darstellung der Grestener und Ybbsitzer Klippenzone (einschließlich „Kieselkalkzone“ und St. Veiter Klippenzone bei Wien).

Fig. 1: Tectonic sketch map of the eastern part of the Flysch zone and the Northern Calcareous Alps representing schematically the occurrences of the Gresten and Ybbsitz Klippen belt (including "Kieselkalkzone" and St. Veit Klippen belt near Vienna).

fortsetzt. Die „Kieselkalkzone“ wurde auch mit der „Cenoman-Randschuppe“ verglichen (SCHWINGENSCHLÖGEL, 1979; TOLLMANN, 1985:204), und bisher immer tektonisch den Kalkalpen zugeordnet. Als weitere Fortsetzung der Ybbsitzer Klippenzone gegen Osten erwähnt SCHNABEL (1979) die St. Veiter Klippenzone von Wien. Nach Beobachtungen von PREY (1975, 1979) bildet dieses Klippenelement die Basis der Kahlenberger Decke der Flyschzone des Wienerwaldes (vgl. TOLLMANN, 1963). BIRKENMAJER (1986) sieht in der St. Veiter Klippenzone die westliche Fortsetzung der Pieninischen Klippenzone der Karpaten.

Die paläogeographische Stellung der Ybbsitzer Klippenzone ist Gegenstand einer laufenden Diskussion, die in erster Linie auf der Kenntnis der jurassischen Schichtglieder beruht (DECKER, 1987, 1990; WIDDER, 1987, 1988). Die Flysche sind jedoch noch unbearbeitet. Ziel der vorliegenden Arbeit ist es daher, die Datenbasis durch Untersuchung der Flysche zu verbreitern, um so den Überlegungen zur paläogeographischen Position dieses tektonischen Elementes eine fundiertere Grundlage zu verschaffen.

## 2. Schichtfolge

Eine detaillierte Darstellung der jurassisch-neokomen Schichtfolge der Ybbsitzer Klippenzone hat DECKER (1987, 1990) gegeben. Es handelt sich

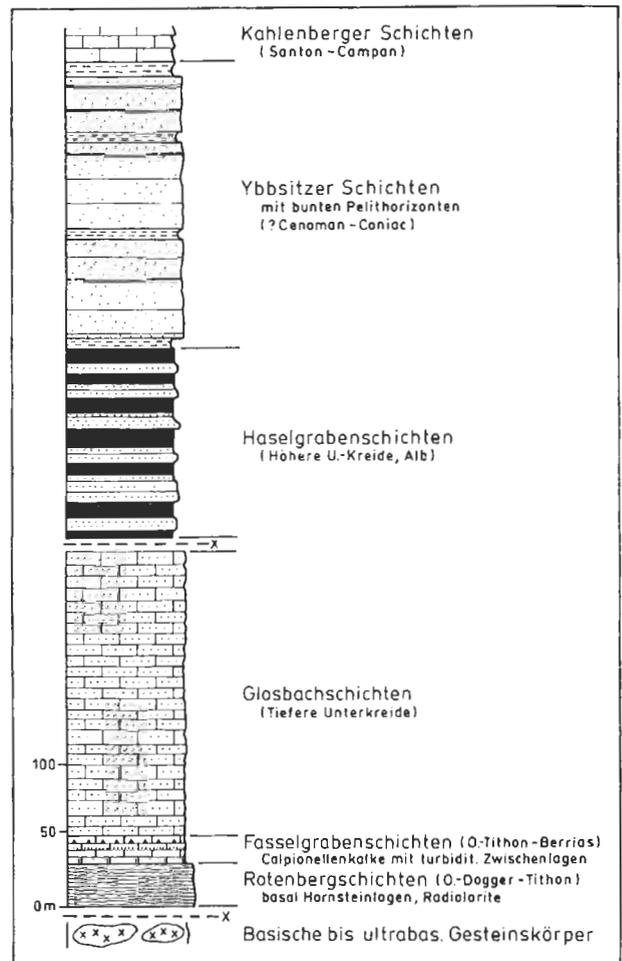


Abb. 2: Übersichtsprofil der Schichtfolge der Ybbsitzer Klippenzone.

Fig. 2: General stratigraphic section of the Ybbsitz Klippen belt.

um die pelagische Sedimentabfolge einer Ophiolithsequenz, die den oberen Dogger (?) bis Barreme umfaßt (Abb. 2). Die Schichtfolge setzt mit den bis zu 30 m mächtigen Rotenbergsschichten ein. Ihr liegender Abschnitt wird von einer dünnbankigen, kalkfreien, grauen Hornsteinabfolge, die abschnittsweise eine hydrothermale Eisen-Manganvererzung führt, aufgebaut (DECKER, 1990:91). Die hangende Partie nehmen rote Radiolarite ein, die in die Calpionellen-führenden Mikritkalke der Fasselgrabenschichten (-20 m) übergehen. Dieses Schichtglied ist abschnittsweise als Kalk/Mergel-Rhythmite entwickelt. Besonders kennzeichnend sind Einschaltungen von Zentimeter-dünnen, siliziklastikareichen distalen Turbiditen. In Verbindung mit diesen Turbiditen treten auch karbonatreiche Feinbreccienlagen auf.

Die Flyschschichtfolge der Ybbsitzer Klippenzone

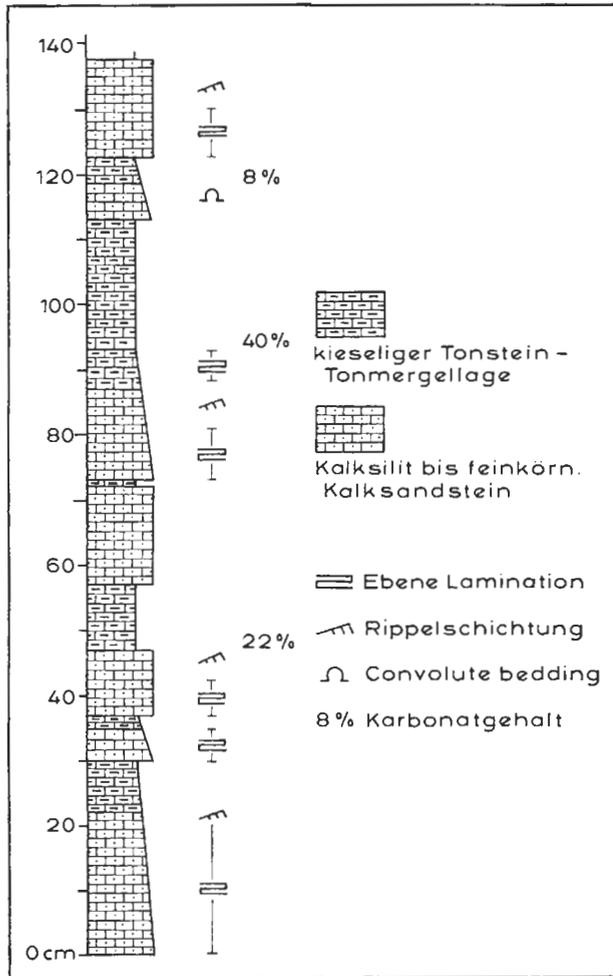


Abb. 3: Bankprofilausschnitt aus den Glosbachschichten. Kirchberg/Pielach, Luftstraße.

Fig. 3: Typical section from the Glosbach Formation. Luftstraße near Kirchberg/Pielach.

besteht nach heutiger Kenntnis aus vier Schichtgliedern (Abb. 2):

- (1) Glosbachschichten
- (2) Haselgrabenschichten
- (3) Ybbsitzer Schichten
- (4) Kahlenberger Schichten.

Diese Schichten bilden kartierbare Einheiten, denen der Rang einer Formation zukommt. Die schlechte Aufschlußsituation und die ungemein starke Tektonisierung in dieser Zone läßt kaum profilmäßige Einblicke in die Bankabfolgen zu. Es können daher keine echten Typprofile, sondern nur charakteristische Aufschlüsse bzw. Aufschlußgruppen angegeben werden.

## 2.1. Glosbachschichten

Die Glosbachschichten werden von einer mittel- bis dünnbankigen Abfolge von kieselig-mergeligen Kalksiltiten bis feinkörnigen Kalksandsteinen im Wechsel mit kieseligen Tonstein- bis Tonmergellagen aufgebaut (Abb. 3). Ihre maximale Mächtigkeit liegt bei etwa 200 m. Die Bankdicken sowohl der Siltite als auch der Mergellagen schwanken zwischen wenigen Zentimetern und 25 cm. Auf die Feinsand- bis Siltitbänke läßt sich die BOUMA-Abfolge anwenden. Die häufigsten sedimentären Strukturen sind ebene Feinlamination und untergeordnet auch Rippelschichtung. Basale Ta-Abschnitte fehlen. Einmeßbare Unterflächenmarken konnten nicht beobachtet werden. Die Kalksiltite weisen nur einen sehr geringen Gehalt an siliziklastischem Material auf. Der Karbonatgehalt der pelitischen Intervalle schwankt zwischen 8 und 40% CaCO<sub>3</sub>. Häufig sind auch gut abgrenzbare pelitische Bänke festzustellen. In der Schichtabfolge wurden keine deutlichen Bankmotive, wie thinning/thickening-upward, beobachtet.

Die Glosbachschichten lassen sich gut mit der Tiefwasserfazies D2.1 (Graded-stratified silt) im Übergang zu C2.2 (Medium bedded sand-mud couplets) von PICKERING et al. (1986) vergleichen.

Die Glosbachschichten sind nach dem Glosbach, zwischen Rabenstein und Texing, ca. 3,5 km ENE von Texing gelegen, benannt. Weitere Aufschlüsse finden sich im Bereich der Luftstraße, ca. 5 km NW von Kirchberg a. d. Pielach, sowie an einer Forststraße im oberen Höllgraben, 2,5 km SE von Texing. Es handelt sich bei diesen Vorkommen um die Schichten der ehemaligen „Kieselkalkzone“ (vgl. SCHWENK, 1949). SCHWINGENSCHLÖGEL (1979) konnte an der Luftstraße mit Hilfe von Ammonitenbruchstücken das Unterkreidealter dieses Schichtgliedes belegen (vgl. hierzu IMMEL, 1987:15 u. 149). Er betrachtete allerdings dieses Vorkommen als kieselige Varietät der Schrambachschichten der Cenoman-Randschuppe. Eine Beprobung auf Nannofossilien im Zuge der vorliegenden Studie erbrachte keine Ergebnisse (ebenso SARNTHEIN et al., 1986). Sowohl im Bereich des Glosbaches als auch im Höllgraben läßt sich, trotz der schlechten Aufschlußverhältnisse und der starken tektonischen Überprägung, ein Übergang von den Fasselgrabenschichten mit ihren charakteristischen Feinbreccien in die Glosbachschichten belegen. Im Gebiet um Ybbsitz konnten bis jetzt keine Glosbachschichten aufgefunden werden.

## 2.2. Haselgrabenschichten

Bei den Haselgrabenschichten handelt es sich um eine turbiditische Abfolge von kieseligen Kalksandsteinen, vereinzelt Feinbreccienlagen sowie kenn-

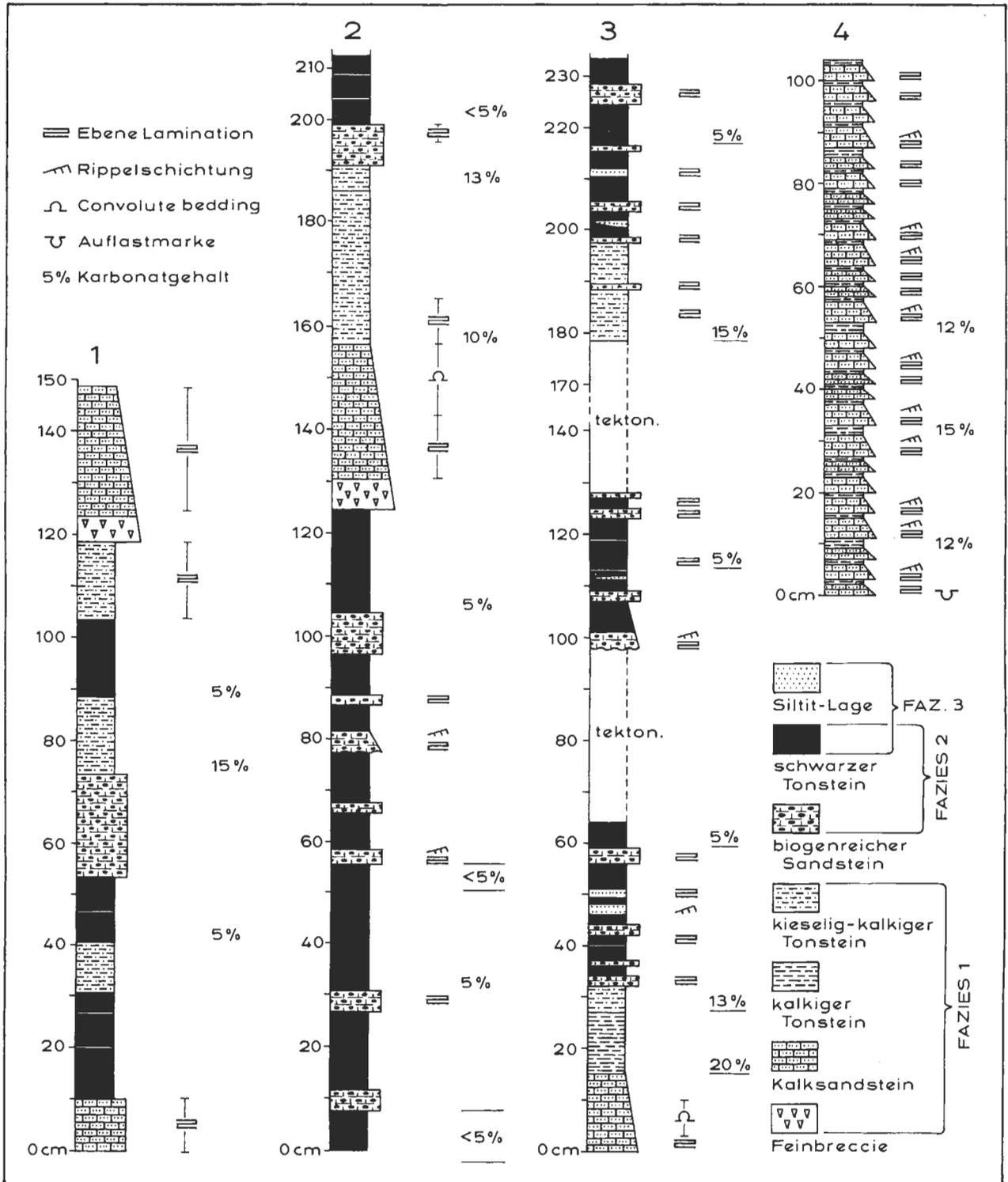


Abb. 4: Bankprofilausschnitte aus den Haselgrabenschichten. Profile 1-3: Haselgraben, NE Ybbsitz, Profil 4: Hubegggraben, N Ybbsitz.

Fig. 4: Typical sections from the Haselgraben Formation. Section 1-3: Haselgraben, NE Ybbsitz, section 4: Hubegggraben, N Ybbsitz.

zeichnenden schwarzen, kieseligen Tonsteinen. Die Haselgrabenschichten sind durch zwei Arten von pelitischen Gesteinen geprägt. Einerseits treten kalkfreie ( $\text{CaCO}_3 < 5\%$ ), kieselige, schwarze Tonsteine bis siltige Tonsteine auf. Andererseits kommen mittelgraue bis grüngraue, kieselige Pelite mit Karbonatgehalten von 10–25%  $\text{CaCO}_3$  vor. Es lassen sich in den Haselgrabenschichten drei Fazies unterscheiden (Abb. 4):

- (1) Turbidite mit tonmergeligen Pelitintervallen
- (2) Biogenreiche Turbidite mit schwarzen Tonsteinintervallen
- (3) Turbiditische Siltitbänke in Verbindung mit schwarzen Tonsteinintervallen

(1) *Turbidite mit tonmergeligen Pelitintervallen* (Abb. 5)

Die überwiegende Anzahl der Bänke entspricht der Fazies D von MUTTI & RICCI LUCCHI (1975), auf die die BOUMA-Abfolge (Tbcde, Tbce) anwendbar ist. Die Bankdicke liegt bei 10 bis 75 cm. An sedimentären Strukturen sind ebene Lamination und Convolute Bedding zu beobachten. Ta fehlt in den meisten Fällen. In der Gliederung der Tiefwasserfazies nach PICKERING et al. (1986, 1989) sind diese Ablagerungen den Fazies C2.3 (Thin-bedded sand-mud couplets), C2.2 (Medium bedded sand-mud couplets) und vereinzelt C2.1 (Very thick/thick-bedded sand-mud couplets) zuzuordnen.

Nur in seltenen Fällen findet sich an der Basis der Turbiditbänke auch ein Ta-Abschnitt in Form von Grobsandsteinen und kieseligen Feinbreccien. Auch einzelne isolierte Feinbreccienbänke (Tae-Abfolgen) konnten beobachtet werden. Die Mächtigkeit der Ta-Abschnitte schwankt zwischen 12 und 24 cm. Besonders in den Feinbreccien fällt neben Hornstein- und Tonsteinkomponenten ein hoher Dolomitgehalt auf. Die meisten turbiditischen Bänke werden von feinkörnigen Kalksandsteinen gebildet, die relativ geringe Gehalte (um 50 %) an siliziklastischem Material führen. Der Siliziklastikagehalt ist jedoch deutlich höher als in den Glosbachschichten.

Die Te-Abschnitte werden einerseits von mittel- bis dunkelgrauen kalkigen Tonsteinen bis 25 %  $\text{CaCO}_3$  aufgebaut, andererseits treten auch isolierte Bänke kieselig-kalkiger Tonsteine mit durchschnittlich 17 %  $\text{CaCO}_3$  auf. Diese isolierten Tonsteine bilden Schlamm-turbiditbänke, die an der Basis noch feine Lamination des Td-Intervalles erkennen lassen. Vereinzelt weisen solche Lagen auch eine durchgehende Lamination auf. Die isoliert auftretenden Schlamm-turbidite entsprechen der Fazies E1.1 (Structureless muds) oder E2.1 (Graded muds) sowie E2.2 (Laminated muds and clays) nach PICKERING

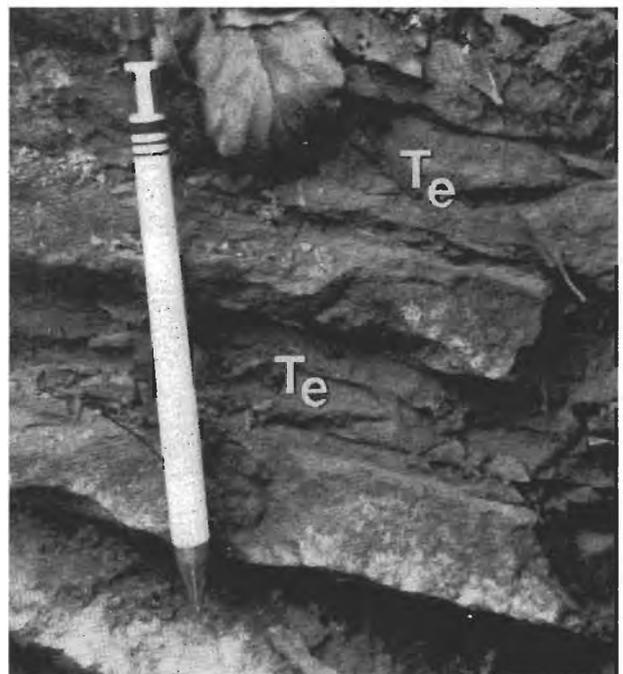


Abb. 5: Haselgrabenschichten: Oben) Rechts der Störung turbiditische Bänke der Fazies 1.(1) Feinbreccienbänke, (2) kieselig-kalkige Tonsteine (Schlamm-turbidite). Links der Störung Fazies 2 und 3. Diese Abbildung veranschaulicht die intensive Deformation dieser Zone. (Hammerstiel 35 cm). Unten) Dünnbankige Turbidite der Fazies 1 mit kalkigen Tonsteinintervallen (Te), Hubegggraben (siehe Abb. 4, Profil 4). (Länge des Stiftes 15 cm).

Fig. 5: Haselgraben Formation: Above) Turbiditic facies 1 (right of the fault) composed of fine-grained breccias (1), and siliceous-calcareous claystones (mud turbidites) (2). On the left side of the fault facies 2 and 3. This figure also demonstrates the style of deformation. Haselgraben. (Hammer 35 cm). Below) Thin-bedded turbidites of facies 1 with calcareous claystone intervals (Te), Hubegggraben (in section 4, Fig. 4). (Pencil 15 cm).

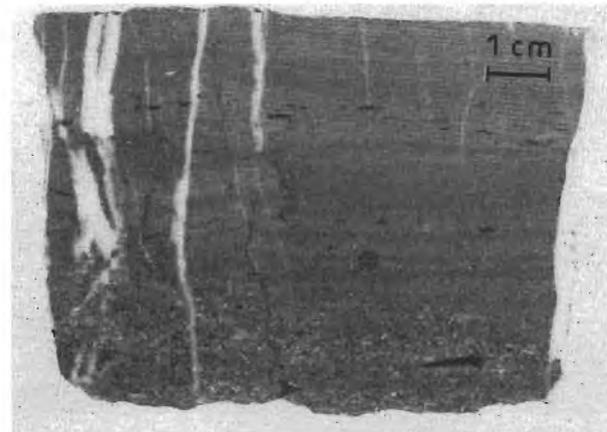


Abb. 6: Haselgrabenschichten: Oben) Biogenreiche Turbiditbänke mit schwarzen Tonsteinintervallen der Fazies 2. (Länge des Stiftes 15 cm). Unten) Gradierte Bank der Fazies 2 (Anschnitt) mit einer Anreicherung von schwarzen Tonklasten im Hangendabschnitt. Haselgraben, NE Ybbsitz.

Fig. 6: Haselgraben Formation: Above) Biogene-rich turbiditic layers with black claystone intervals of facies 2. (Pencil 15 cm). Below) Layer with graded bedding in facies 2 (polished section), black rip-up clasts are enriched in the upper part of the bed. Haselgraben, NE of Ybbsitz.

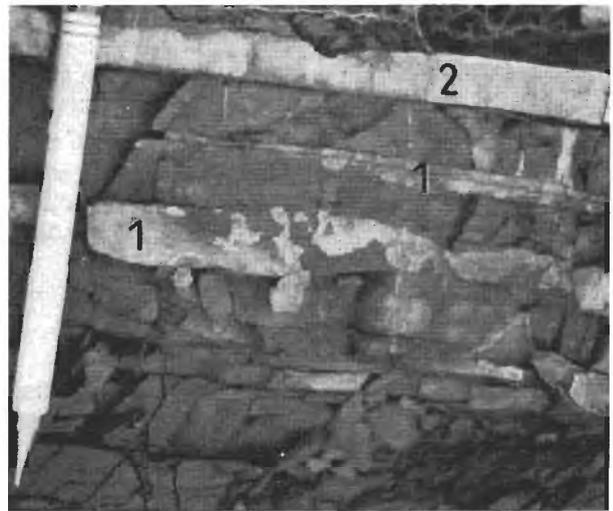


Abb. 7: Haselgrabenschichten: Turbiditische Siltitbänke (1) der Fazies 3 und eine biogenreiche Turbiditbank (2) der Fazies 2 in Verbindung mit schwarzen Tonsteinintervallen. Haselgraben, NE Ybbsitz. (Länge des Stiftes 15 cm).

Fig. 7: Haselgraben Formation: Turbiditic siltstones of facies 3 (1) and biogene-rich turbidites of facies 2 (2) intercalated with black claystones. Haselgraben, NE Ybbsitz. (Pencil 15 cm).

(2) *Biogenreiche Turbidite mit schwarzen Tonsteinintervallen* (Abb. 6 u. 7)

Dünne ungradierte Bänke mit scharfer Basis und Top sowie gradierte Bänke mit Übergängen in die Tonsteinintervalle bilden diese Fazies. Ihre Bankmächtigkeit liegt zwischen 3 und 25 cm. An sedimentären Strukturen findet man ebene Lamination, seltener Rippelschichtung. Die Kalkarenite zeichnen sich durch hohe Gehalte sowohl an kieseligen (Radiolarien, Schwammnadeln), als auch an kalkigen Biogenen (vor allem Echinodermengrus) aus. Sie unterscheiden sich von der Fazies 1 durch diesen hohen Biogenanteil und durch die Verbindung mit schwarzen Tonsteinen. Siliziklastisches Material in Sand- bis Grobsiltkorngröße fehlt weitgehend.

(3) *Turbiditische Siltitbänke in Verbindung mit schwarzen Tonsteinintervallen* (Abb. 5, 6 u. 7)

In Verbindung mit den kieseligen schwarzen Tonsteinintervallen treten auch dünne Siltitlagen (0.5–2 cm) aus karbonatisch-kieseligem Material auf. Charakteristisch ist das starke Schwanken in der Dicke einzelner Lagen bis hin zu völligem Auskeilen. An sedimentären Strukturen treten Lamination, Rippelschichtung und Convolute Bedding auf. Basis und Top sind scharf ausgebildet. Nach PICKERING et al. (1986, 1989) entspricht diese Entwicklung den Fazies D2.2 (Thick irregular silt and mud laminae),

et al. (1986, 1989). Bei MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) sind sie unter der Fazies D3 dargestellt.

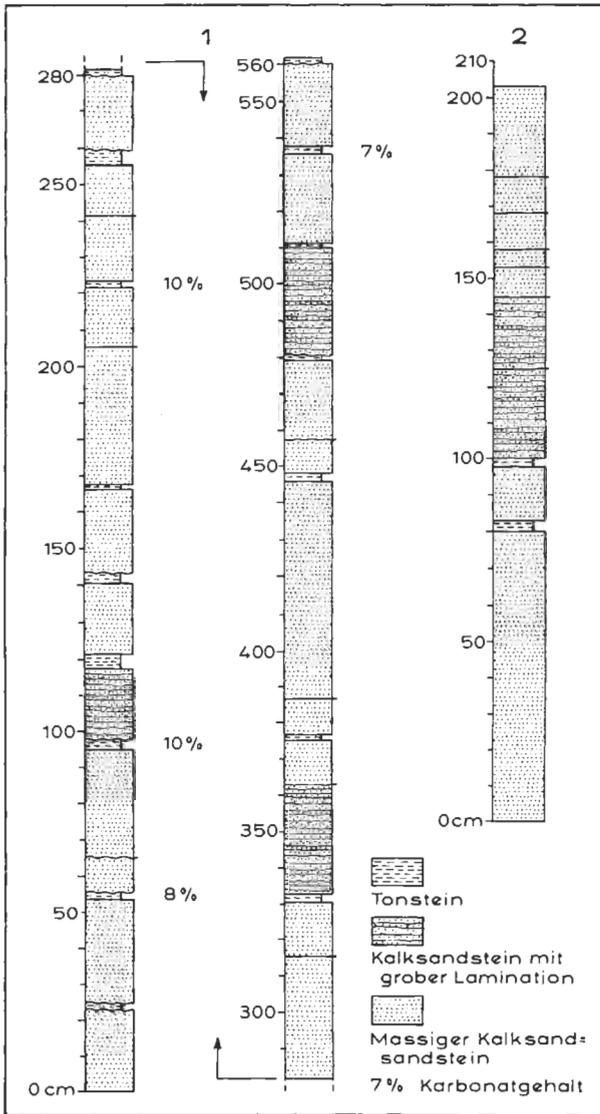


Abb. 8: Bankprofile von den sandsteinreichen Abschnitten der Ybbsitzer Schichten. Profil 1-2: Straßenaufschluß beim Sportplatz von Ybbsitz. Profil 3: Graben zum Haselsteinhof, S Ybbsitz.

Fig. 8: Typical sections from the sandstone-rich members of the Ybbsitz Formation. Section 1: roadcut near the sports field of Ybbsitz, section 2: creek to the Haselsteinhof, S Ybbsitz.

D2.3 (Thin regular silt and mud laminae) sowie E2.1 (Graded muds).

Die typischen Aufschlüsse der Haselgrabenschichten liegen im namensgebenden Haselgraben, ca. 4 km NE von Ybbsitz (ÖK50 Ybbsitz 71). Weitere Aufschlüsse konnten im Kleinhöllgraben und Hubegggraben (beide ÖK50 Ybbsitz 71) untersucht werden. In der Legende zur Geologischen Karte von Ybbsitz (RUTTNER & SCHNABEL, 1988) sind diese



Abb. 9: Charakteristische sandsteinreiche Entwicklung der Ybbsitzer Schichten. Strassenaufschluß beim Sportplatz von Ybbsitz (Profil 1 in Abb. 8). (Hammerstiel 35 cm).

Fig. 9: Sandstone-rich facies of the Ybbsitz Formation. Roadcut near the sports field of Ybbsitz (section 1 in Fig.8). (Hammer 35 cm).

Schichten als „Flysch-Gault“ bezeichnet. Im Hubegggraben ist der Grenzbereich zu den Ybbsitzer Schichten erschlossen. Es treten dort auch rote und grüne Tonschiefer auf. Die Ybbsitzer Schichten setzen dort mit glimmerreichen Sandsteinen ein. Das stratigraphisch Liegende der Haselgrabenschichten konnte in den Aufschlüssen nirgends beobachtet werden. Ihre Mächtigkeit liegt zwischen 100 und 150 m.

Die Haselgrabenschichten sind nur aus dem Gebiet um Ybbsitz bekannt, und konnten bis jetzt nicht in der ehemaligen „Kiesalkzone“ nachgewiesen werden. Aus diesem Grunde kann nicht ausgeschlossen werden, daß noch weitere Schichtglieder zwischen Glosbach- und Haselgrabenschichten vorkommen.

Mit Hilfe einer schlecht erhaltenen Nannoflora aus dem Haselgraben und Hubegggraben (det. R. BRAUNSTEIN, Wien) konnte Alb (*Nannoconus regularis*) belegt werden. Palynologisch war nur allgemein Kreide festzustellen. Schlammproben erwiesen sich als vollkommen fossilfrei.

### 2.3. Ybbsitzer Schichten

In der Karte von RUTTNER & SCHNABEL (1988) werden zu den Ybbsitzer Schichten eine sandsteinreiche Entwicklung (Hubbergsandstein) sowie unter- und überlagernde als auch zwischengeschaltete bunte Schiefer gerechnet. Für diesen gesamten Komplex

Tabelle 1: Zusammensetzung der Sandsteine der Ybbsitzer Klippenzone. – Punktzählmethode, 200 Treffer, Werte in % . Abkürzungen: Qm – monokristalliner Quarz, Qp – polykristalliner Quarz, K – Alkalifeldspat, P – Plagioklas, L – lithische Fragmente, CcK – calcitische Komponenten, Bio – Bioklasten, Dol – Dolomit, Gl – Glimmer, CcG – calcitische Grundmasse (Fe-hältiger Calcit). Haselgrabenschichten: 1–3, Hubegggraben (HB); Ybbsitzer Schichten: 4–5, Hubegggraben (HB); 6–12, Graben zum Haselsteinhof (P); 13–17, Sportplatz/Ybbsitz (SP); 18–19, Graben zum Sonnhalmberg (V).

Table 1: Composition of sandstones from the Ybbsitz Klippen belt. – Point counting method, 200 counts, data in % . Abbreviations: Qm – monocryalline quartz, Qp – polycryalline quartz, K – alkalifeldspar, P – plagioclase, L – lithic fragments, CcK – calcitic fragments, Bio – bioclasts, Dol – dolomite, Gl – mica, CcG – calcitic groundmass (ferroan calcite). Haselgraben Formation: 1–3, Hubegggraben (HB); Ybbsitz Formation: 4–5, Hubegggraben (HB); 6–12, creek to the Haselsteinhof (P); 13–17, sports field/Ybbsitz (SP); 18–19, creek to the Sonnhalmberg (V).

	P. Nr.	Qm	Qp	K	P	L	cCK	Bio.	Dol.	Gl	CcG
1.	Hb8	40	2	2	1	8	17	–	7	9	14
2.	Hb17	24	6	2	1	5	27	–	16	2	17
3.	Hb33	35	2	–	1	8	23	1	19	2	9
4.	Hb2	46	7	1	2	6	8	1	22	4	3
5.	Hb6	40	4	2	2	9	10	1	20	6	6
6.	P1	39	2	1	1	3	8	–	39	3	4
7.	P5	34	2	2	1	6	20	–	17	3	15
8.	P7	53	14	3	4	5	–	–	16	4	1
9.	P10	43	8	2	3	6	22	–	7	3	6
10.	P19	44	7	2	3	7	18	–	10	4	5
11.	P20	45	8	1	2	8	6	–	26	2	2
12.	P22	45	6	1	3	8	2	–	29	5	1
13.	SP1	60	6	2	3	6	3	–	15	3	2
14.	SP2	46	8	2	4	7	2	–	28	2	1
15.	SP3	54	4	3	1	8	3	–	23	2	2
16.	SP4	60	7	1	1	6	5	–	14	3	3
17.	SP6	55	8	–	2	5	7	–	15	3	5
18.	V1	31	7	4	3	4	6	–	37	4	4
19.	V2	40	6	3	1	7	5	–	33	1	4

wird ein Alter von Cenoman bis Coniac angenommen. Die sandsteinreiche Entwicklung der Ybbsitzer Schichten wurde von SCHNABEL (1979) als stratigraphisches Äquivalent zum Reischberger Sandstein betrachtet. Gegenstand der vorliegenden Untersuchung ist der die Hauptmasse der Ybbsitzer Schichten bildende Sandsteinkomplex. Es handelt sich dabei um eine sandsteindominierte Flyschentwicklung mit geringmächtigen Pelitintervallen. Die für das gesamte Schichtglied kennzeichnenden „Bunten Schiefer“ sind durch einen dünn-schichtigen Wechsel teils siltiger, roter und grüner Tonsteinlagen charakterisiert. Ihre durchschnittliche Bankdicke liegt zwischen 1 und 5 cm. Die Gesteine erwiesen sich als karbonatfrei.

Die sandsteinreichen Abschnitte (Abb. 8 u. 9) werden überwiegend von feinkörnigen karbonatreichen Sandsteinen mit einem hohen Hellglimmergehalt aufgebaut. Im Durchschnitt 25 cm (5–60) dick, wei-

sen die Bänke ebene Basisflächen und auch relativ scharfe Topflächen auf. Sie lassen sich nicht mit der BOUMA-Abfolge beschreiben, vielmehr handelt es sich um massive Sandsteine ohne deutliche Gradierung. Selten ist eine grobe, undeutliche Lamination erkennbar. Einige Paläoströmungsrichtungen von W nach E konnte SCHNABEL (1971 und mündl. Mitt.) beobachten. Pelitische Te-Intervalle von grauen bis grünlichen Tonsteinen bis kalkigen Tonsteinen (5–13% CaCO<sub>3</sub>) treten gegenüber den Sandsteinen zurück. Vereinzelt wurden auch rötliche Partien beobachtet. Abschnittsweise bilden sie nur dünne Pelitfugen. Amalgamation der Sandsteinbänke tritt häufig auf. In den Bankabfolgen konnten keine Bankmotive beobachtet werden.

Die karbonatisch zementierten Sandsteine zeichnen sich neben dem auffallenden Hellglimmergehalt auch durch einen hohen Gehalt an detritärem Dolomit ( $\bar{x}$  = 23 %, 7–40) aus. Der siliziklastische De-

tritus wird von monokristallinem Quarz ( $\bar{x} = 47\%$ , 31–62) dominiert (Tab. 1).

Die Sandsteinentwicklung der Ybbsitzer Schichten entspricht in der Tiefwasserfazies-Gliederung von PICKERING et al. (1989) der Fazies B1.1 (Thick/medium-bedded, disorganized sands). Vereinzelt sind Bänke der Fazies B2.2 (parallel-stratified sands) zuzuordnen. In der Turbidit-Faziesgliederung von MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) kommen diese Ablagerungen der Fazies B1 am nächsten.

Die Mächtigkeit des gesamten Schichtgliedes ist in den Aufschlußgruppen nur schwer abschätzbar. Sie wird mit ca. 200 m angenommen. Als typischer Aufschluß dieser Sandsteinentwicklung ist der Straßenanriß beim Sportplatz von Ybbsitz zu nennen. Weitere Aufschlüsse und Aufschlußgruppen, alle im unmittelbaren Nahbereich von Ybbsitz (ÖK 50 Ybbsitz 71), finden sich im Hubegggraben N' von Ybbsitz, zwischen Höhenmeter 500 und 550, weiters im Graben zum Haselsteinhof und im Graben zum Sonnhalmberg. Hinweise auf eine Verbreitung der Ybbsitzer Schichten weiter gegen Osten, im Gebiet der ehemaligen „Kieselkalkzone“, finden sich im Größingfenster bei Plankenstein (SCHNABEL et al., 1986) und in einem Graben zwischen Glosbach und der Luftstraße (SARNTHEIN et al., 1986).

Die stratigraphische Position der Ybbsitzer Schichten konnte bis jetzt mikropaläontologisch nicht fixiert werden. Ihr stratigraphisch Hangendes bilden die Kahlenberger Schichten (RUTTNER & SCHNABEL, 1988, „Zementmergelerde“ – Steinkeller Schichten, Santon–Campan; vgl. auch MÜLLER, 1987).

### 3. Sedimentationsbedingungen

In der Ybbsitzer Klippenzone herrschte von der Unter- bis in die Oberkreide durchgehend turbiditische Sedimentation. Diese Entwicklung setzt bereits in den oberjurassischen *Fasselgrabenschichten* ein. In ihnen treten zwischen den Tiefwasserkarbonatbänken erste dünne Turbiditlagen auf. Im Laufe der Kreide stieg der siliziklastisch-terrigenen Eintrag an und erreichte mit der Ablagerung der Ybbsitzer Schichten seinen Höhepunkt.

Die kalkreichen distalen Turbidite der *Glosbachschichten*, welchen auffallende Bankmotive fehlen, sind entweder im Bereich einer Beckenebene oder am äußeren Rande eines Tiefseefächers zur Ablagerung gelangt. Aufgrund des relativ hohen Anteiles von kieseligen Skelettelementen scheint besonders Material vom äußeren Schelf bzw. oberen Hang beteiligt gewesen zu sein. Das Karbonatmaterial stammt wahrscheinlich aus dem inneren Schelfbereich.

Mit dem Einsetzen der *Haselgrabenschichten* ändert sich das Milieu grundlegend. In der Hauptmasse gelangen kieselige schwarze Tone unter weit-

gehend anoxischen Bedingungen zum Absatz. Ein Großteil dieser Tone scheint turbiditischer Herkunft zu sein. Sie sind zusammen mit biogenreichen Turbiditen (Fazies 2) und dünnen Siltiten (Fazies 3) zur Ablagerung gekommen.

Die biogenreichen Turbidite der Haselgrabenschichten dürften überwiegend aus der Umlagerung von hemipelagischen kieselig-kalkigen Schlämmen hervorgegangen sein. Nach STOW & PIPER (1984) lassen sich bei biogenreichen Turbiditen „siliceous-calcareous-clayey“ (smarl) von „siliceous-clayey“ (sarl) Sedimenten unterscheiden. Die arenitischen Bänke entsprechen dem *smarl*-Typ, die pelitischen Anteile dem *sarl*-Typ. Ein größerer siliziklastisch-terrigenen Eintrag fehlt in diesen beiden Fazies weitgehend.

In Verbindung mit den dünnen Siltitbänkchen der Fazies 3 ist auch der Frage nachzugehen, ob es sich hierbei nicht um Konturite im Sinne von HOLLISTER & HEEZEN (1972) handeln könnte. Die Charakteristika von Konturiten sind bei STOW & LOVELL (1979), STOW (1979) und LOVELL & STOW (1981) zusammengefaßt. Als wesentlich für Konturite erscheint der Nachweis, daß tatsächlich eine den Konturen des Beckens folgende Strömung geherrscht hat, im Gegensatz zu turbidity currents, die dem Gefälle folgen (vgl. STOW, 1979). Ein solcher Beleg war hier nicht zu erbringen, da auch über die sicheren Turbidite keine Paläoströmungsdaten vorliegen. Gegen den Einfluß lange anhaltender thermohaliner Konturenströmungen spricht jedoch das weitgehend anoxische Milieu in dem sich die schwarzen Tonsteinintervalle gebildet haben. Solche Strömungen sollten eine gewisse Durchlüftung des Sedimentationsraumes bewirkt haben.

In die schwarzen Tone schalten sich als episodische Ereignisse Turbidite der Fazies 1 ein. Diese sind durch einen deutlich höheren siliziklastisch-terrigenen Eintrag gekennzeichnet. Ihr turbiditisches Pelitmaterial unterscheidet sich durch einen höheren Karbonatgehalt von den schwarzen Tonen. Schlamm-turbidite aus kieseligen Tonmergeln bilden einen wichtigen Bestandteil der Fazies 1. Für die Entwicklung der Haselgrabenschichten sind zwei getrennte Liefergebiete vorstellbar (Abb. 10). Fazies 1 repräsentiert Material des äußeren Schelfes und des oberen Hanges. Durch turbiditische Resedimentation gelangte dieses Material wahrscheinlich unter der lokalen CCD, unter anoxischen Bedingungen, zur Ablagerung. Das Material der Fazies 2 und 3 dürfte hingegen aus tiefergelegenen Hangbereichen des Beckens, unterhalb der CCD, stammen, wo es bereits vor der turbiditischen Resedimentation eine intensive Entkalkung erfahren hatte.

Eine Unterscheidung von turbiditischem und nichtturbiditischem Material war in den Haselgrabenschichten nicht möglich. Ein deutlicher Karbo-

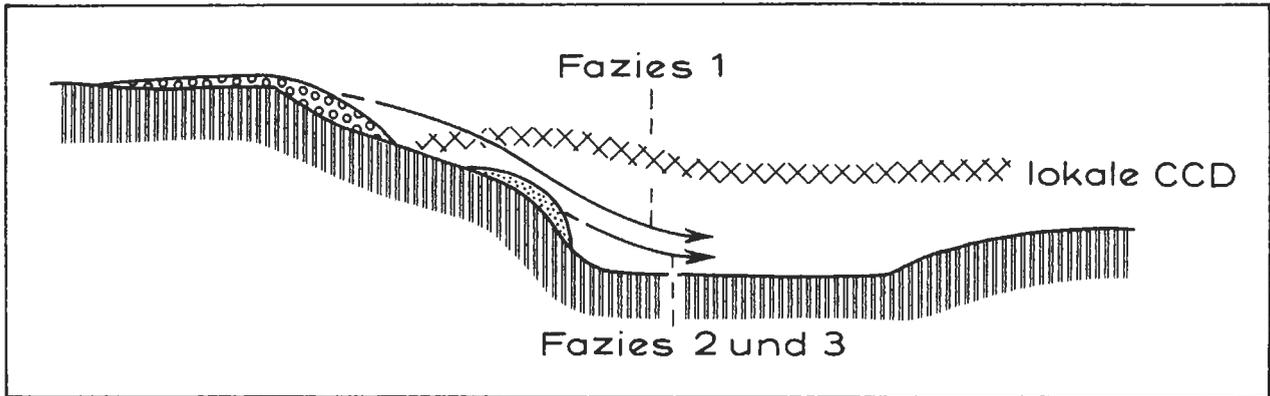


Abb. 10: Schematische Darstellung der Sedimentationsbedingungen der Haselgrabenschichten. Für die Entwicklung der Haselgrabenschichten wird von zwei getrennten Liefergebieten ausgegangen. Fazies 1 repräsentiert Material des äußeren Schelfes und des oberen Hanges, Fazies 2 und 3 enthält Material, das bereits eine intensive Entkalkung unterhalb der lokalen CCD erfahren hat.

Fig. 10: Schematic diagram illustrating the depositional environment of the Haselgraben Formation. The clastic material of the Haselgraben Formation derives from two distinct source area. Facies 1 represents material of the outer shelf and upper slope, facies 2 and 3 obtain material which has been already intensively decarbonized beneath the local CCD.

natgehaltssprung innerhalb der Pelite, wie er aus der Zementmergelerde (HESSE, 1975; MÜLLER, 1987) oder aus den Sieveringer Schichten (FAUPL, 1980) der Flyschzone bekannt ist, konnte nicht beobachtet werden.

Mit der siliziklastikreichen Sedimentation der Ybbsitzer Schichten wird eine erhöhte Aktivität des Liefergebietes angezeigt. Als Ablagerungsmechanismus für die Sandsteine ist eine rasche Sedimentation in Folge intergranularer Reibung aus hochkonzentrierten Suspensionsströmen vorzustellen. Die pelitischen Intervalle verkörpern Ablagerungen aus den feinen „Schwänzen“ dieser Suspensionsströme.

In den Bankabfolgen lassen sich, soweit dies auf Grund der Aufschlußsituation beurteilbar ist, keine Motive für Rinnen-dominierte bzw. Lobe-dominierte Bereiche eines Tiefseefächers ableiten (vgl. MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975; RICCI LUCCHI, 1975; WALKER, 1978). Die ungradierten, massigen, teilweise goblaminieren Bänke weisen jedoch auf ein eher proximales Ablagerungsregime hin. RICCI LUCCHI & VALMORI (1980) beschreiben *aggradational lobes*, die durch laterale und vertikale Anlagerung entstehen, und im Gegensatz zu *progradational lobes* keine charakteristischen Bankmächtigkeitstrends in der Schichtung erkennen lassen (vgl. auch SHANMUGAM & MOIOLA, 1991). Unzureichende Informationen über den gesamten Schichtaufbau und die Paläoströmungsverhältnisse ermöglichen keine Aussage bezüglich einer Ablagerung der Ybbsitzer Schichten in einem Tiefseefächersystem. So würde eine Ablagerung in einem aktiven Tiefseegraben sowohl die „proximale Fazies“ als auch das Fehlen von Bankmächtigkeitstrends erklären. Der

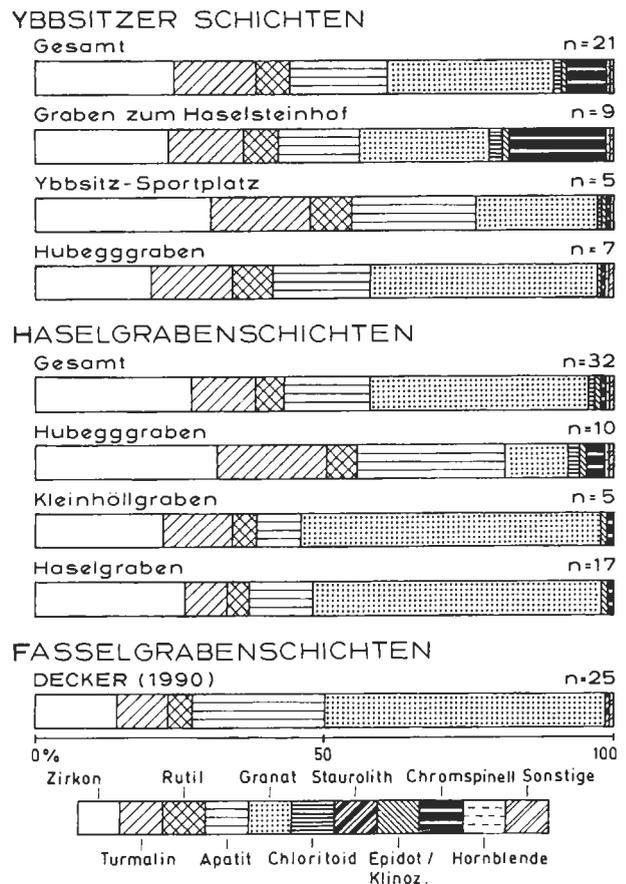


Abb. 11: Durchschnittliche Schwermineralverteilungen in der Ybbsitz Klippenzone.

Fig. 11: Averages of heavy mineral distributions from the Ybbsitz Klippen belt.

steigende Gehalt an Terrigenen, von den Glosbachschichten bis zu den Ybbsitzer Schichten, könnte durch eine allmähliche Einbeziehung des Sedimentationsgebietes in den Bereich einer aktiven Subduktionszone interpretiert werden.

Inwiefern relative Meeresspiegelschwankungen auf die Materialzusammensetzung und Fazies der Flysche Einfluß gehabt haben, läßt sich schon aufgrund der ungenauen stratigraphischen Daten nur schwer beantworten. Nach HAQ et al. (1987) wird im Turon, während der Ablagerung der Ybbsitzer Schichten der höchste Meeresspiegelstand während der gesamten Kreide erreicht, so daß eher pelitdominierte geringmächtige Turbidite zu erwarten wären (vgl. SHANMUGAM & MOIOLA, 1982). Es ist vielmehr zu vermuten, daß tektonische Aktivitäten im Bereich des Liefergebietes die Faziesentwicklung geprägt haben. Die anoxischen Bedingungen während der Sedimentation der Haselgrabenschichten korrelieren hingegen mit der weltweiten Verbreitung bituminöser Tongesteine während des Apt–Albs (vgl. HALLAM, 1987). Dieses anoxische Event ist im alpinen Raum gut bekannt.

#### 4. Schwermineralführung

Schwerminerale bieten eine gute Möglichkeit zur Charakterisierung des terrigenen Materials der Turbidite. Auch liegen für Vergleiche mit anderen Abfolgen der Ostalpen zahlreiche Daten vor (vgl. WOLETZ, 1967; WILDI, 1985; FAUPL & WAGREICH, im Druck), so daß auch zur Frage der paläogeographischen Position der Ybbsitzer Klippenzone mit Hilfe dieser Methodik beigetragen werden kann.

Zur Untersuchung gelangte die Korngrößenfraktion 0.4–0.063 mm. Die Abtrennung erfolgte mittels Tetrabromäthan (Dichte 2,96) an mit Essigsäure entkalktem Material. Pro Präparat wurden bis 250 transluzente Körner gezählt. Als Untergrenze für die Auswertbarkeit einer Probe wurden 100 Körner genommen. Die Schwermineralverteilungen wurden mit Hilfe der Korrespondenzanalyse, einem verteilungsfreien, faktorenanalytischen statistischen Verfahren untersucht (Programmpaket A. LEES, 1991). Diese Technik kombiniert sowohl R-Modus (Minerale) als auch Q-Modus (Proben). Sechs Minerale (Zirkon, Turmalin, Rutil, Apatit, Granat, Chromspinell) sind bei der Berechnung der drei Faktorachsen berücksichtigt worden. Die Minerale Epidot und Chloritoid wurden in die Kalkulation nicht einbezogen. Die Ergebnisse der Korrespondenzanalyse sind in Abb. 12 dargestellt.

Für die Turbiditlagen aus den *Fasselgrabenschichten* gibt DECKER (1990, Tab. 3) eine Granatvorkommung mit massiver Apatitbegleitung an. Die stabile Gruppe, angeführt von Zirkon, umfaßt zusammen durchschnittlich 27 %. Chromspinell ist nicht be-

kannt (Abb. 11). Aus den *Glosbachschichten* konnten wegen des geringen Siliziklastikagehaltes, trotz zahlreicher Versuche, keine Schwerminerale gewonnen werden.

In den *Haselgrabenschichten* (Tab. 2, Abb. 11, 12) ist die Schwermineralführung an die Fazies 1 und 2 gebunden. Auch hier ist jedoch der Gehalt sehr gering, so daß relativ große Sandsteinproben aufbereitet werden mußten. Zur Untersuchung gelangten 3 Aufschlußgruppen: Aufschlüsse im Haselgraben und Kleinhöllgraben repräsentieren tiefere Profilschnitte als jene aus dem Hubegggraben. Der Liegendabschnitt (Haselgraben, Kleinhöllgraben) ist in den Schwermineralgehalten den Fasselgrabenschichten sehr ähnlich (Abb. 11). Auch hier dominiert Granat mit durchschnittlich 50%. Chromspinell tritt nur akzessorisch auf. Im Hubegggraben erlangt die stabile Gruppe mit durchschnittlich 32% Zirkon die Oberhand über Granat und Apatit. Geringe Gehalte von Chromspinell (3%), begleitet von Chloritoid (2%), sind kennzeichnend.

In den Achsendiagrammen der Korrespondenzanalyse (Abb. 12) bilden die Proben aus dem Kleinhöll- und Haselgraben ein gemeinsames Cluster, während sich die Proben des Hubegggrabens deutlich absetzen. Diese Separation wird im wesentlichen durch den Einfluß der 1. Achse und nachrangig durch die 2. Achse bewirkt. Die 1. Achse ist im negativen Abschnitt durch Granat und im positiven Abschnitt durch Chromspinell, Apatit und Turmalin gewichtet. Die 2. Achse wird im positiven Bereich von den stabilen Mineralen und im entgegengesetzten Abschnitt von Apatit bestimmt. Die 3. Achse, durch Turmalin im positiven und Zirkon im negativen Abschnitt gewichtet, hat auf die Separation keinen entscheidenden Einfluß.

Die *Ybbsitzer Schichten* zeichnen sich durch eine gute Schwermineralführung aus. Es wurden drei Aufschlußgruppen untersucht (Tab. 3, Abb. 11, 12). Die Aufschlußgruppe Hubegggraben repräsentiert den stratigraphisch tiefsten Abschnitt dieses Schichtglieders. Im Gegensatz zu den Haselgrabenschichten dieser Lokalität herrscht nun wieder Granat (40%), begleitet von Apatit (17%), vor. Chromspinell ist nur akzessorisch vertreten. Dieser Unterschied gegenüber den Haselgrabenschichten läßt sich möglicherweise auf Korngrößenänderungen zurückführen. In den beiden anderen Lokalitäten sind die stabile Mineralgruppe und Granat-Apatit mengenmäßig ausgeglichen. Die Granatgehalte sind jedoch im Vergleich zum Hubegggraben deutlich niedriger (ca. 20%). Während im Aufschluß beim Sportplatz so wie im Hubegggraben Chromspinell nur akzessorisch vorkommt, erreicht er im Graben zum Haselsteinhof durchschnittlich 17% (0–62).

Die faktorenanalytische Untersuchung der Schwermineralführung der Ybbsitzer Schichten (Abb. 12)

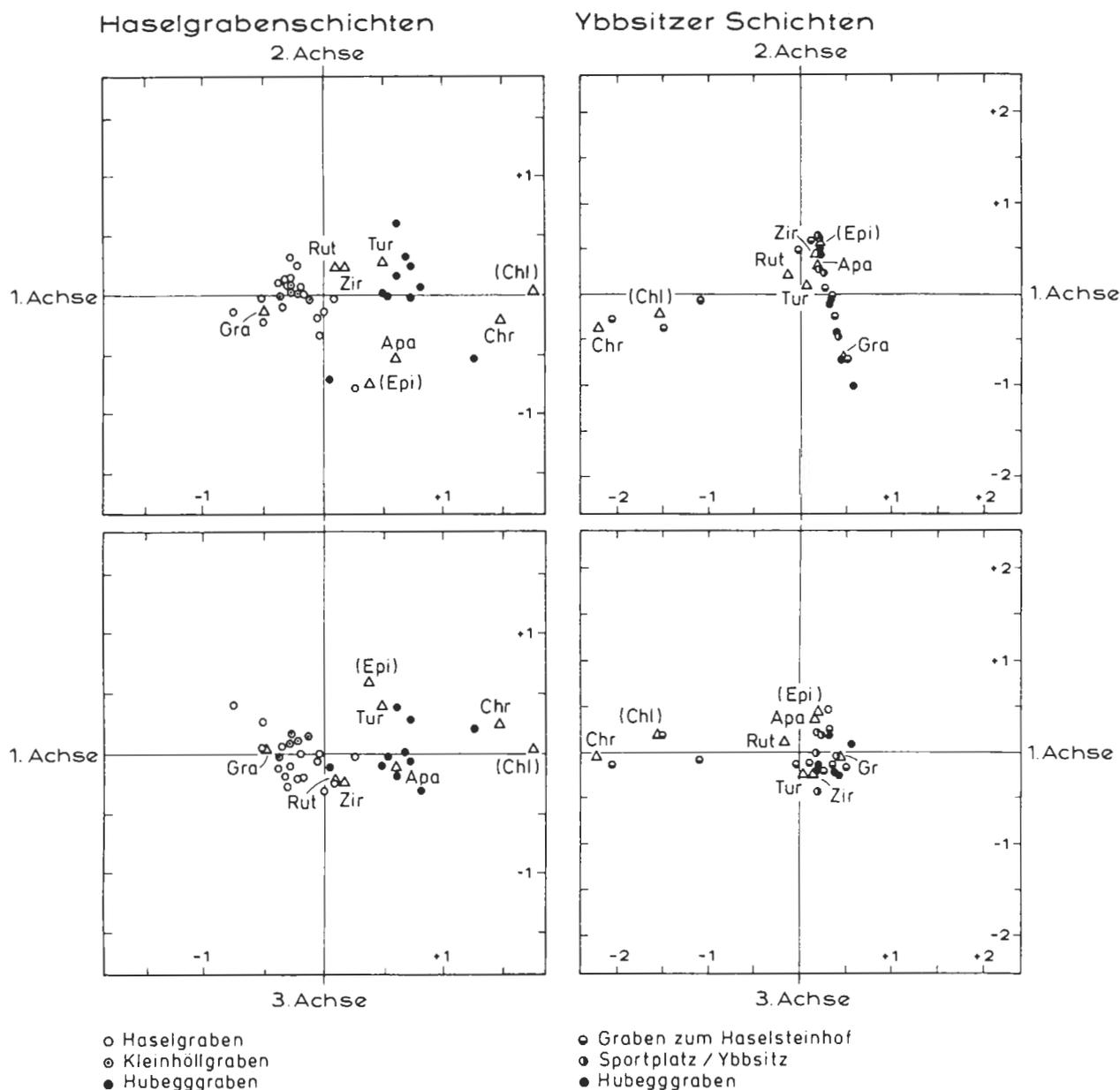


Abb. 12: Ergebnisse der Korrespondenz-Faktorenanalyse von Schwermineralverteilungen der Ybbsitzer Klippenzone (Tab. 2, 3). Die Minerale Epidot und Chloritoid sind bei der Faktorachsenkalkulation nicht berücksichtigt worden.

Fig. 12: Results of the correspondence factor analysis of the heavy mineral data of the Ybbsitz Klippen belt (Tab. 2, 3). The supplementary minerals epidote and chloritoid have not participated in the factor axes calculations.

zeigt, daß alle Proben mit Ausnahme der drei chromspinnellreichen (P19, P24, P25) aus dem Graben zum Haselsteinhof einem Cluster angehören. Die Abgrenzung dieser drei Proben wird durch die hohe Gewichtung von Chromspinnell im negativen Abschnitt der 1. Achse hervorgerufen, während im positiven Abschnitt Granat den Haupteinfluß ausübt. Innerhalb des markanten Clusters herrscht jedoch ein deutlicher Trend vor, der überwiegend auf den Einfluß der 2. Achse zurückzuführen ist. Diese Achse wird im negativen Abschnitt durch Granat und im positiven

Bereich vorherrschend durch Zirkon gewichtet. Es scheint sich hierin vor allem ein Korngrößeneinfluß widerzuspiegeln. Eine Abgrenzung einzelner Aufschlußgruppen ist nicht gegeben.

Die von POBER & FAUPL (1988, Fig. 11b) mitgeteilte chemische Zusammensetzung der Chromspinnelle aus dem Ybbsitzer Sandstein ist nicht aussagekräftig, weil ein Teil der Probenpunkte nachträglich als nicht zur Ybbsitzer Klippenzone gehörig erkannt wurde.

Tabelle 2: Die Schwermineralführung der Haselgrabenschichten. – ZIR Zirkon, TUR Turmalin, RUT Rutil, APA Apatit, GRA Granat, CHL Chloritoid, DIS Disthen, CHR Chromspinell, EPI Epidot/Klinozoisit, HOR Hornblende, SON sonstige SM. Korngrößenspektrum: 0.4–0.063 mm. Proben: H – Haselgraben, K – Kleinhöllgraben, HB – Hubegggraben.

Table 2: Heavy mineral analyses of the Haselgraben Formation. – ZIR zircon, TUR tourmaline, RUT rutile, APA apatite, GRA garnet, CHL chloritoid, DIS kyanite, CHR chromian spinel, EPI epidote/clinozoisite, HOR hornblende, SON others. Grain size: 0.4–0.063 mm. Samples: H – Haselgraben, K – Kleinhöllgraben, HB – Hubegggraben.

	Probe	ZIR	TUR	RUT	APA	GRA	CHL	DIS	CHR	EPI	HOR	SON
1.	H2	24	8	–	10	58	–	–	–	–	–	–
2.	H11	37	3	5	6	48	–	–	–	–	–	–
3.	H12	9	10	2	9	69	–	–	–	1	–	–
4.	H25	9	7	1	45	38	–	–	–	–	–	–
5.	H30	20	8	–	23	43	–	3	–	3	–	–
6.	H33	25	8	2	20	44	–	–	–	1	–	–
7.	H34	7	11	–	–	80	–	–	–	2	–	–
8.	H36	5	9	5	50	–	–	–	1	–	–	–
9.	H38	32	6	6	18	32	–	–	1	–	–	5
10.	H39	33	5	3	4	55	–	–	–	–	–	–
11.	H42	28	2	14	7	49	–	–	–	–	–	–
12.	H44	31	5	6	12	46	–	–	–	–	–	–
13.	H45	35	10	8	–	47	–	–	–	–	–	–
14.	H60	19	6	5	8	62	–	–	–	–	–	–
15.	H62	35	3	3	21	38	–	–	–	–	–	–
16.	H65	27	8	5	6	50	–	–	3	1	–	–
17.	H68	39	6	6	3	45	–	–	1	–	–	–
18.	K2	18	12	6	11	47	–	1	2	3	–	–
19.	K3	26	12	3	6	53	–	–	–	–	–	–
20.	K5	20	13	7	10	50	–	–	–	–	–	–
21.	K6	18	14	6	8	54	–	–	–	–	–	–
22.	K7	27	7	2	7	57	–	–	–	–	–	–
23.	HB8	41	18	6	25	6	–	–	–	–	3	1
24.	HB12	12	2	2	38	46	–	–	–	–	–	–
25.	HB13	36	15	4	24	18	–	–	3	–	–	–
26.	HB15	34	19	2	27	15	–	–	1	0.5	1	0.5
27.	Hb17	13	17	5	42	1	5	–	12	5	–	–
28.	HB21	44	10	5	25	3	5	–	7	–	1	–
29.	HB28	41	23	4	18	5	6	–	3	–	–	–
30.	HB30	29	31	7	21	7	2	–	3	–	–	–
31.	HB33	39	38	4	9	8	–	–	2	–	–	–
32.	HB34	28	18	8	29	6	5	1	2	1	2	–

## 5. Zur Stellung der Ybbsitzer Klippenzone

Bei Überlegungen zur paläogeographischen Stellung der Ybbsitzer Klippenzone müssen zwei Umstände besonders berücksichtigt werden:

(1) Sie tritt als eigenes tektonisches Element im unmittelbar Liegenden der Kalkalpen auf und überlagert tektonisch die Gesteinsserien der Rhenodanubischen Flyschzone.

(2) Aufgrund der Verbindung der kretazischen Flysche mit jurassischen ophiolithischen Sequenzen kommen nur ozeanische und somit penninische Ablagerungsbereiche in Betracht.

SCHNABEL (1979) hat die Unterschiede zwischen den Flyschschichtfolgen der Ybbsitzer Klippenzone und der Rhenodanubischen Flyschzone herausgearbeitet, wobei sich diese besonders in der Mittelkreide manifestieren. Auch dem Umstand, daß die Sandsteine der Ybbsitzer Schichten detritären Chromspinell führen, während der altersgleiche Reiselberger

Tabelle 3: Die Schwermineralführung der Ybbsitzer Schichten. – Abkürzungen siehe Tab. 2. Korngrößen-spektrum: 0.4–0.063 mm. Proben: P – Graben zum Haselsteinhof, SP – Sportplatz/Ybbsitz, HB – Hubegggraben.

Table 3: Heavy minerals of the Ybbsitz Formation. – Abbreviations see Tab. 2. Grain size: 0.4–0.063 mm. Samples: P – creek to the Haselsteinhof, SP – sports field/Ybbsitz, HB – Hubegggraben.

	Probe	ZIR	TUR	RUT	APA	GRA	CHL	DIS	CHR	EPI	HOR	SON
1.	P1	37	21	8	2	6	–	–	6	2	–	–
2.	P7	44	14	12	20	6	–	–	2	–	–	2
3.	P13	21	4	2	5	68	–	–	–	–	–	–
4.	P17	2	20	5	13	42	–	–	–	–	–	–
5.	P19	18	13	1	12	9	15	–	31	1	–	–
6.	P21	17	13	7	27	33	1	–	–	1	0.5	–
7.	P24	7	3	14	10	15	6	–	45	–	–	–
8.	P25	9	18	7	4	–	–	–	62	–	–	–
9.	P20	35	14	–	16	30	–	–	–2	3	–	–
10.	SP1	40	7	6	34	7	1	–	1	4	–	–
11.	SP2	38	24	9	7	19	–	–	1	–	2	–
12.	SP3	14	16	4	14	52	–	–	–	–	–	–
13.	SP4	39	20	8	28	3	–	–	–	2	–	–
14.	SP6	25	15	10	28	21	–	–	–	1	–	–
15.	HB1	47	12	8	19	12	–	–	1	–	1	–
16.	HB5	15	15	7	24	32	1	–	–	5	–	–
17.	HB9	39	14	3	20	13	–	–	1	–	2	1
18.	HB24	3	6	–	12	79	–	–	–	–	–	–
19.	HB25	10	10	8	33	36	–	2	1	–	–	–
20.	HB37	12	28	2	10	48	–	–	–	–	–	–
21.	HB38	16	10	7	–	65	–	–	0.5	–	–	1

Sandstein der Rhenodanubischen Flyschzone massiv granatdominiert und chromspinellfrei ist (Abb. 13), kommt entsprechende Bedeutung zu. Ebenso bestehen Unterschiede in der Schwermineralzusammensetzung zwischen dem Flyschgault (Hesse, 1973) bzw. den Wolfpassinger Schichten (Barreme-Apt, Wienerwald, GRÜN et al., 1972) und den Haselgrabenschichten der Ybbsitzer Klippenzone (vgl. Abb. 13). In der St. Veiter Klippenzone bei Wien (Lainzer Tiergarten) sieht SCHNABEL (1979) ein Äquivalent zur Ybbsitzer Klippenzone. Die Mittelkreideablagerungen dieser Einheit (Satzbergzug) sollten demnach mit den Ybbsitzer Schichten vergleichbar sein. Vor allem die dort beobachteten bunten Schiefer (PREY 1973, 1975) sprechen für diese Verbindung. In der Schwermineralzusammensetzung bestehen jedoch gewisse Unterschiede (vgl. Abb. 13). So führen die Proben von PREY (1973) aus dem Lainzer Tiergarten praktisch keinen Chromspinell und sind deutlich granatdominiert, SCHNABEL (mündl. Mitt.) hingegen fand deutliche Spinellgehalte. Auch die Bartbergschichten (Alb) der Kahlenberger Decke lassen sich aufgrund ihrer Schwermineralführung nicht mit den Haselgrabenschichten der Ybbsitzer Klippenzone vergleichen. Sie stehen vielmehr dem Flyschgault der westlichen Rhenodanubischen Flyschzone nahe.

Paläogeographisch ordnet SCHNABEL (1979:33) die Ybbsitzer Klippenzone einem „Ablagerungsraum im Südteil des Rheno-Danubischen Flysches“ zu. Für eine südenninische Position der Ybbsitzer Klippenzone spricht sich EGGER (1990) aus. Er weist auch dem Rhenodanubischen Flysch eine südenninische Herkunft zu, ohne dabei allerdings auf die bekannten Beziehungen der mittelpenninischen Falknis- und Tasna-Decke zum Rhenodanubischen Flysch (HESSE, 1973; SCHWIZER, 1983) einzugehen.

TOLLMANN (1987:57f) sieht in der Ybbsitzer Klippenzone ein Element des penninischen Nordtroges. Er betont die tektonische Position und „eigenständige Serienentwicklung“ sowie den „Umstand, daß zur Zeit der Ybbsitzer Flyschbildung in diesem östlichen Abschnitt Süd- und Mittelpennin bereits als Sedimenttröge tektonisch ausgeschaltet waren“ (TOLLMANN, l.c.).

Zwischen den altersäquivalenten Schichtgliedern der Rhenodanubischen Flyschzone und der Ybbsitzer Klippenzone bestehen bezüglich Fazies und Schwermineralführung wenige Anknüpfungspunkte. Hingegen lassen sich aufgrund der Chromspinellführung und der Schichtfolge Parallelen zur Arosazone und somit zum südenninischen Sedimentationsraum aufzeigen, wie dies bereits auch SCHNA-

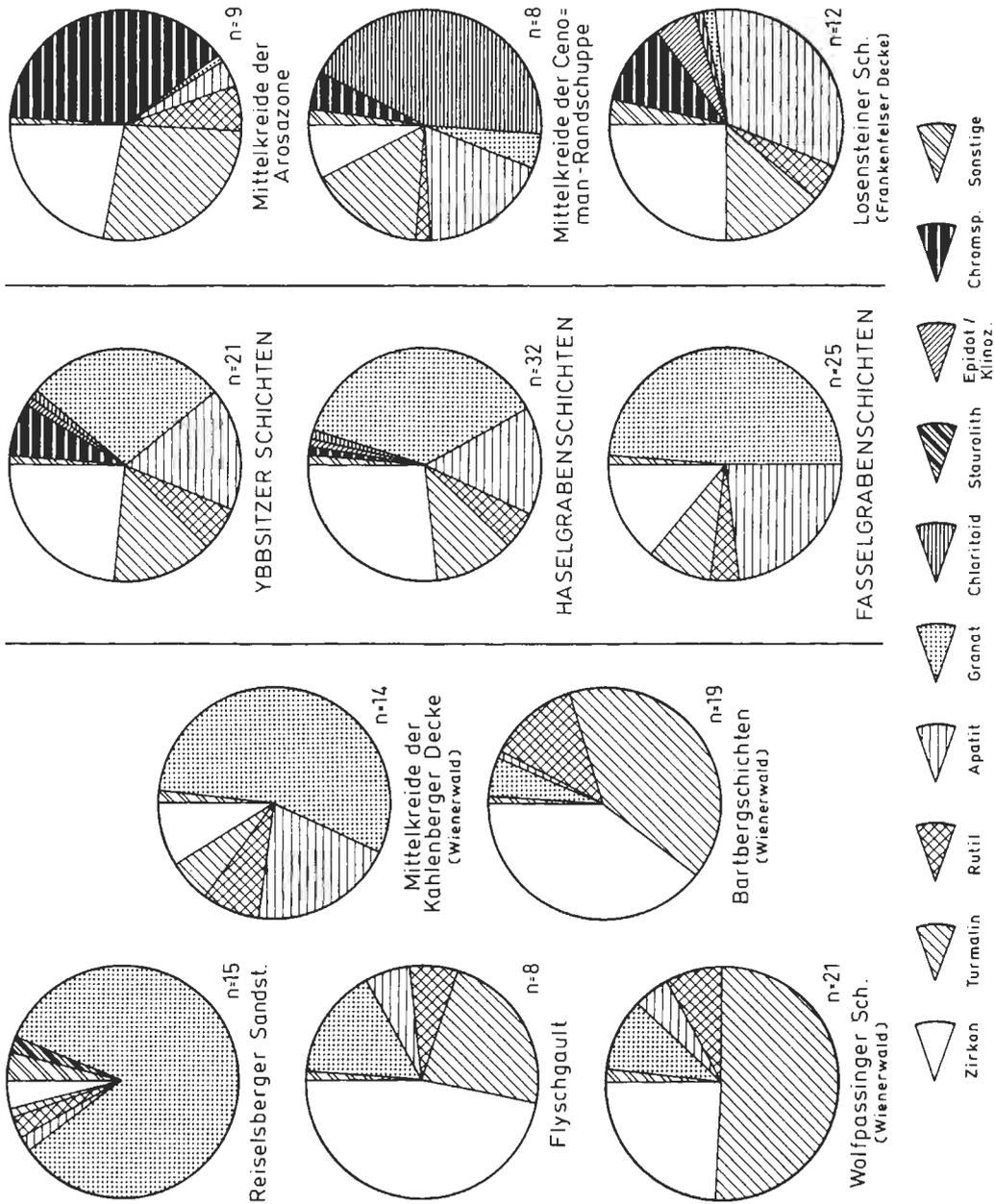


Abb. 13: Durchschnittliche Schwermineralverteilungen von Flyschchen der Ostalpen. Reiselsberger Sandstein aus FREIMOSER (1972), Flyschgault aus HESSE (1973), Mittelkreide der Kahlenberger Decke aus PREY (1973), Wolfpassinger Schichten und Bartbergsschichten aus GRÜN et al. (1972).

Fig. 13: Averages of heavy mineral distributions of flysch deposits from the Eastern Alps. Data of the Reiselsberg Formation, FREIMOSER (1972), Flyschgault, HESSE (1973), Mid-Cretaceous deposits from the Kahlenberg nappe, PREY (1973), Wolfpassing and Bartberg Formation, GRÜN et al. (1972).

BEL (1979) betont hat. So bestehen in der jurassischen Ophiolithabfolge ganz große Ähnlichkeiten. Auch in der kretazischen Schichtfolge ergeben sich trotz der Metamorphoseunterschiede, lithofazielle Vergleichsmöglichkeiten zwischen den Palombinikalken und Lavagnaschiefern der Arosazone (LÜDIN, 1987) auf der einen Seite und den Glosbachschichten und Haselgrabenschichten der Ybbsitzer Klippenzone auf der anderen Seite. Allerdings führen die Mittelkreideflysche der Arosazone (z. B. Verspala Flysch) im Durchschnitt wesentlich höhere Chromspinellgehalte und viel weniger Granat als die Ybbsitzer Schichten (vgl. Abb. 13; siehe auch LÜDIN, 1987).

Die aufgezeigten faziellen Beziehungen sowie die Schwermineralführung sprechen daher am ehesten dafür, daß die *Ybbsitzer Klippenzone ein Element des südpenninischen Ablagerungsraumes* repräsentiert. Der ophiolithische Detritus im höheren Teil der Schichtfolge würde sich von einer Akkretionszone herleiten, die sich im Laufe der Unterkreide im Zuge der Subduktionstätigkeit am Nordrand des Ostalpins, von den Westalpen bis in die Karpaten, entwickelt hat (FAUPL & WAGREICH, im Druck). In diesem Zusammenhang ist auch der Fund von Obertrias-Oolithkomponenten in Feinbreccien der Fasselgrabenschichten von Bedeutung. Dieser Fazies-typ, der nur aus dem ostalpinen Rhät bekannt ist, stützt die Vorstellung von der paläogeographischen Nähe des ostalpinen Randes (DECKER, 1990:94). In der Zunahme des terrigenen Detritus (hohe Dolomitgehalte) in der Ybbsitzer Klippenzone kann die allmähliche Annäherung des Sedimentationsraumes an die aktive Subduktionszone und somit auch an das Ostalpin gesehen werden.

Nach den hier vertretenen Vorstellungen würde die Flyschzone der Ostalpen von zwei paläogeographisch verschiedenen Elementen aufgebaut sein (FAUPL & WAGREICH, im Druck). Der Hauptmasse der *Rhenodanubischen Flyschzone s. str.*, die nordpenninischer Herkunft ist, steht ein tektonisch höheres Element in Form der *Ybbsitzer Klippenzone* gegenüber. Diese ist durch chromspinellführende Mittelkreide charakterisiert, wie dies für die mittelkretazischen Flysche der ligurisch-piemontaischen Zone allgemein kennzeichnend ist (WILDI, 1985). Im Bereich des Wienerwaldes repräsentiert die Greifensteiner Decke die Rhenodanubische Flyschzone s. str., welche in den Karpaten in der Maguradecke ihre Fortsetzung findet. Die Kahlenberger Decke des Wienerwaldes wäre hingegen am ehesten dem südpenninischen Bereich zuzurechnen, wenn sich die von SCHNABEL (1979) aufgezeigten Verbindungen erhärten ließen. In diesem Falle sollte dann in konsequenter Weise der Begriff Ybbsitzer Klippenzone durch den älteren Ausdruck Kahlenberger Decke ersetzt werden.

### Danksagung

Die Untersuchungen wurden in dankenswerter Weise durch den Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung, Projekt „Paläogeographie und Geodynamik der ostalpinen Kreide“ (P7462) finanziell unterstützt. Besonderer Dank gebührt Herrn Dr. W. SCHNABEL, Geologische Bundesanstalt in Wien, der bei der Auswahl der Aufschlüsse behilflich war sowie mit Anregungen und Diskussion zum Gelingen der Arbeit beitrug. Für eine kritische Durchsicht und Diskussion des Manuskripts sei Herrn Dr. K. DECKER und Dr. M. WAGREICH, beide Universität Wien, herzlich gedankt.

### 6. Literatur

- BIRKENMAJER, K. (1986): Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen belt, Carpathians. — *Studia Geol. Polonica*, **88**: 7–32, Warschau.
- BRIX, F., KRÖLL, A. & WESSELY, G. (1977): Die Molassezone und deren Untergrund in Niederösterreich. — *Erdöl-Erdgas Zs., Sonderausgabe 1977*: 12–35, Hamburg-Wien.
- DECKER, K. (1987): Faziesanalyse der Oberjura bis Neokomschichtfolgen der Grestener und Ybbsitzer Klippenzone im westlichen Niederösterreich. — Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ., 248 S, Wien.
- DECKER, K. (1990): Plate tectonics and pelagic facies: Late Jurassic to Early Cretaceous deep sea sediments of the Ybbsitz ophiolite unit (Eastern Alps, Austria). — *Sedimentary Geology*, **67**: 85–99, Amsterdam.
- EGGER, H. (1990): Zur paläogeographischen Stellung des Rhenodanubischen Flysches (Neokom-Eozän) der Ostalpen. — *Jb. Geol. B.-A.*, **133**: 147–155, Wien.
- ELIAS, M. & WESSELY, G. (1990): The autochthonous Mesozoic on the eastern flank of the Bohemian Massif - an object of mutual geological efforts between Austria and CSSR. — In: MINARIKOVA, D. & LOBITZER, H. (Eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia: 78–83, Wien-Prag.
- FAUPL, P. (1980): Über turbiditische und nicht-turbiditische Pelite in den Sieveringer Schichten (Maastricht, Wienerwald-Flyschzone). — *Verh. Geol. B.-A.*, **1979**: 285–293, Wien.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (im Druck): Cretaceous flysch and pelagic sequences of the Eastern Alps: correlation, heavy minerals and

- palaeogeographic implications. — *Cretaceous Research*.
- FREIMOSER, M. (1972): Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der Südostbayerischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Bergen/Obb. und Salzburg. — *Geologica Bavarica*, **66**: 7–91, München.
- GRÜN, W., KITTLER, G., LAUER, G., PAPP, A., SCHNABEL, W. & CORNA, O. (1972): Studien in der Unterkreide des Wienerwaldes. — *Jb. Geol. B.-A.*, **115**: 103–186, Wien.
- HALLAM, A. (1987): Mesozoic marine organic-rich shales. — *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **26**: 251–261, Oxford.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. — *Science*, **235**: 1156–1167.
- HESSE, R. (1973): Flysch-Gault und Falknis-Tasna-Gault (Unterkreide): Kontinuierlicher Übergang von der distalen zur proximalen Flyschfazies auf einer penninischen Trogebene der Alpen. — *Geologica et Palaeontologica*, **Sb. 2**: 1–90, Marburg.
- HESSE, R. (1975): Turbiditic and non-turbiditic mudstone of Cretaceous flysch sections of the East Alps and other basins. — *Sedimentology*, **22**: 387–416, Oxford.
- HOLLISTER, C. D. & HEEZEN, B. C. (1972): Geological effects of bottom currents: western North Atlantic. — *Studies in Physical Oceanography – A tribute to George Wüst on his 80 Birthday*, GORDON, A. L. (ed.), **II**: 37–66, New York.
- IMMEL, H. (1987): Die Ammoniten der Nördlichen Kalkalpen. — *Zitteliana*, **15**: 3–163, München.
- LAUER, G. (1970): Der Kalkalpennordrand im Raume von Ybbsitz. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustudenten*, **19**: 103–130, Wien.
- LOVELL, J. P. B. & STOW, D. A. V. (1981): Identification of ancient sandy contourites. — *Geology*, **9**: 347–349, Boulder.
- LÜDIN, P. (1987): Flysche und tektonische Melanges im südpenninisch/unterostalpinen Grenzbe-  
reich (Arosazone, Mittelbünden und Rätikon, Schweiz). — 281 S., Diss. Phil. Naturw. Fak. Univ. Basel, 281 S., Basel.
- MÜLLER, A. (1987): Zur Lithofazies und Stratigraphie der Kahlenberger Schichten der Flyschzone des Wienerwaldes. — Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 191 S., Wien.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1975): Turbidite facies and facies associations. — IX. Internat. Congress of Sedimentology, Guide to field trip **A 11**: 21–36, Nice.
- PICKERING, K., HISCOTT, R. N., HEIN, F. J. (1986): Deep-water facies, processes and models: A review and classification scheme for modern and ancient sediments. — *Earth Sci. Rev.*, **23**: 75–174, Amsterdam.
- PICKERING, K. T., HISCOTT, R. N., HEIN, F. J. (1989): Deep-marine environments: Clastic sedimentation and tectonics. — 416 S., London (Unwin Hyman).
- POBER, E. & FAUPL, P. (1988): The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. — *Geol. Rdsch.*, **77**: 641–670, Stuttgart.
- PREY, S. (1973): Der südöstlichste Teil der Flyschzone in Wien, ausgehend von der Bohrung Flötzersteig 1. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1973**: 67–94, Wien.
- PREY, S. (1975): Neue Forschungsergebnisse über Bau und Stellung der Klippenzone des Lainzer Tiergartens in Wien (Österreich). — *Verh. Geol. B.-A.*, **1975**: 1–25, Wien.
- PREY, S. (1979): Der Bau der Hauptklippenzone und der Kahlenberger Decke im Raume Purkersdorf - Wienerwaldsee (Wienerwald). — *Verh. Geol. B.-A.*, **1979**: 205–228, Wien.
- RICCI LUCCHI, F. (1975): Depositional cycles in two turbidite formations of Northern Apennins. — *Jour. Sed. Petrol.*, **45**: 3–43, Tulsa.
- RICCI LUCCHI, F. & VALMORI, E. (1980): Basin-wide turbidites in a Miocene, over-supplied deep-sea plain: a geometrical analysis. — *Sedimentology*, **27**: 241–270, Oxford.
- RUTTNER, A. & SCHNABEL, W. (1988): Geol. Karte der Rep. Österreich 1:50 000, 71 Ybbsitz. — *Geol. B.-A.*, Wien.

- SARNTHEIN, M., SCHNABEL, W., BAUMANN, K.-H., HORNEGE, S. & SIROCKO, F. (1986): Bericht 1983-1985 über geologische Aufnahmen in den westlichen niederösterreichischen Voralpen auf Blatt 55 Obergrafendorf. — *Jb. Geol. B.-A.*, **129**: 399-401, Wien.
- SCHNABEL, W. (1971): Bericht 1970 über geologische Arbeiten auf Blatt Ybbsitz (71). — *Verh. Geol. B.-A.*, A80-A81, Wien.
- SCHNABEL, W. (1979): Arbeitstagung der Geol. B.-A. 1979: Thema Blatt 71 Ybbsitz. — *Geol. B.-A.*, 80 S., Wien.
- SCHNABEL, W. (1979): Bericht 1978 über geologische Arbeiten in der Flyschzone auf Blatt 71 Ybbsitz (Westliche niederösterr. Voralpen). — *Verh. Geol. B.-A.*, **1979**: A96-A97, Wien.
- SCHNABEL, W., SARNTHEIN, M., KASSENS, H. & VOGELANG, E. (1986): Bericht 1983-1985 über geologische Aufnahmen in den westlichen niederösterreichischen Voralpen auf Blatt 54 Melk. — *Jb. Geol. B.-A.*, **129**: 396-399, Wien.
- SCHWENK, H. (1949): Die Kalkalpen-Flyschgrenze zwischen Hainfeld und Gresten. — II. Geologie der Kalkalpen und der Klippenzone westlich der Pielach. — Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 117 S., Wien.
- SCHWINGENSCHLÖGEL, R. (1979): Geologie der Kalkvoralpen und der subalpinen Zone im Raume Kirchberg/Pielach in Niederösterreich. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 177 S., Wien.
- SCHWIZER, B. (1983): Die Tristel-Formation. — Unveröff. Diss. Phil.-Naturw. Fak. Bern, 182 S., Bern.
- SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R. J. (1982): Eustatic control of turbidites and winnowed turbidites. — *Geology*, **10**: 231-235, Tulsa.
- SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R. J. (1991): Types of submarine fan lobes: Models and implications. — *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, **75**: 156-179, Tulsa.
- STOW, D. A. V. (1979): Distinguishing between fine-grained turbidites and contourites on the Nova Scotian deep water margin. — *Sedimentology*, **26**: 371-387, Oxford.
- STOW, D. A. V. & LOVELL, J. P. B. (1979): Contourites: Their recognition in modern and ancient sediments. — *Earth Sci. Rev.*, **14**: 251-291, Amsterdam.
- STOW, D. A. V. & PIPER, D. J. W. (1984): Deep-water fine-grained sediments: Facies models. — In: STOW, D. A. V. & PIPER, D. J. W. (Eds.): *Fine-grained sediments: Deep-water processes and facies*. — *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **15**: 611-646, Oxford.
- TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese. — 256 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Bd. 2, 710 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1987): Neue Wege in der Ostalpengeologie und der Beziehung zum Ostmediterrän. — *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **80**: 47-113, Wien.
- WALKER, R. G. (1978): Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: Models for exploration for stratigraphic traps. — *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **62**: 932-966, Tulsa.
- WIDDER, R. (1987): Zur Stratigraphie, Fazies und Tektonik der Grestener Klippenzone zwischen Ma. Neustift und Pechgraben/O.Ö. — Unveröff. Diss. Formal- und Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 161 S., Wien.
- WIDDER, R. (1988): Zur Stratigraphie, Fazies und Tektonik der Grestener Klippenzone zwischen Ma. Neustift und Pechgraben/O.Ö. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **34/35**: 79-133, Wien.
- WILDI, W. (1985): Heavy mineral distribution and dispersal pattern in Penninic and Ligurian flysch basins (Alps, northern Apennins). — *Giornale di Geologica*, ser. 3a, **47**: 77-99.
- WOLETZ, G. (1967): Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit. — *Geol. Rdsch.*, **56**: 308-320, Stuttgart.