

Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 132	Heft 2	S. 375-395	Wien, August 1989
-----------------	----------------	----------	--------	------------	-------------------

Zur Geologie der Flyschzone im Bundesland Salzburg

Von HANS EGGER*)

Mit 6 Abbildungen

*Salzburg
Oberösterreich
Südostbayern
Rhenodanubikum
Stratigraphie
Tektonik*

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 63, 64, 65

Inhalt

Zusammenfassung	375
Abstract	375
1. Einleitung	376
2. Schichtfolge	376
2.1. Tristelschichten	376
2.2. Gaultflysch	376
2.3. Untere Bunte Schiefer und Reiselsberger Schichten	377
2.4. Seisenburger Schichten	377
2.5. Zementmergelserie	377
2.6. Pernecker Schichten	378
2.7. Altengbacher Schichten	379
2.7.1. Zur Lage der Kreide-/Tertiär-Grenze	383
3. Tektonik	383
3.1. Überblick	383
3.2. Pfaffenberg-Schuppenzone	385
3.3. Obertrumer Decke	386
3.4. Irrsberg-Decke	388
3.5. Kolomannsberg-Decke	390
3.6. Hochplett-Decke	392
3.7. Bruchtektonik	392
4. Schlußbemerkungen	393
Dank	394
Literatur	394

Zusammenfassung

Die Hauptflyschdecke im Bundesland Salzburg, welche hier die verhältnismäßig große Breite von rund 18 km erreicht, wird aus mehreren Teildecken aufgebaut. Von Süden nach Norden sind dies: die Hochplett Decke, die Kolomannsberg Decke, die Irrsberg Decke und die Obertrumer Decke. Am Nordrand des Rhenodanubikums befindet sich eine Schuppenzone von marginalem, grobklastikaführendem Flysch, welcher die Bezeichnung Pfaffenberg Schuppenzone gegeben wurde; an den Bewegungsbahnen dieser Schuppenzone ist mehrfach geringmächtige Buntmergelserie des Südultrahelvetikums hochgeschürft. Auch an den Überschiebungsbahnen der Hochplett Decke und der Irrsberg Decke treten ultrahelvetische Schürflinge auf: es sind dies das Heubergfenster, das Lengfeldfenster und das Windbachfenster bzw. das Stoifelbachfenster, das Ramsau fenster und das Sulzbergfenster.

Als jüngste Anteile der Schichtfolgen der Obertrumer Decke und der Irrsberg Decke sind untereozäne (NP 11 und NP 10) Altengbacher Schichten erhalten geblieben. Weit verbreitet sind in diesen Einheiten oberpaläozäne Gesteine (NP 9), welche auch in der Kolomannsberg-Decke nachgewiesen werden konnten. Vor der Anlage des internen Überschiebungsbaues

des Rhenodanubikums scheint es bereits zu Erosion gekommen zu sein, denn die einzelnen Teildecken liegen jeweils unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus auf (Reliefüberschiebungen).

Die aus den Kalkalpen heranreichende Saalachstörung ist auch im Rhenodanubikum und im Ultrahelvetikum nachzuweisen; es handelt sich daher um einen spät- bis postorogenen Bruch, welcher sich vermutlich aus dem kristallinen Untergrund durchpaust. Im Gegensatz dazu sind die Salzachtalstörung und die Wolfgangseestörung der Nördlichen Kalkalpen transportierte Strukturen, welche im Rhenodanubikum nicht wirksam waren.

Abstract

In the county of Salzburg the big Rhenodanubic Flysch nappe, which rests on the Ultrahelvetic Nappe, consists of four subordinate nappes: from north to south these are the Hochplett Decke, the Kolomannsberg Decke, the Irrsberg Decke and the Obertrumer Decke. On the northern border of the Rhenodanubic zone an intensely deformed unit is situated (Pfaffenberg Schuppenzone); it is composed of imbricated slices. These show a marginal flysch facies containing conglomerates with exotic boulders. Slice-windows with ultrahelvetic rocks occur between the lobes. Along the thrust planes of the Hochplett Decke and of the Irrsberg Decke such slice win-

*) Anschrift des Verfassers: Dr. HANS EGGER, Lindenweg 1, A-5061 Elsbethen.

dows also exist: the Heubergfenster, the Lengfeldfenster and the Windbachfenster, respectively the Stoifelbachfenster, the Ramsaufenster and the Sulzbergfenster.

The youngest sediments which could be discovered in the Obertrumer Decke and in the Irrsberg Decke are of Lower Eocene age (NP 10 and NP 11). In the Kolomannsberg Decke Upper Paleocene rocks (NP 19) were proved with nannofossils. Before the Rhenodanubic nappe was affected by thrusting erosion seems to have taken place. Therefore each nappe lies above different stratigraphic levels of the lower unit.

The effectiveness of a big fault of the Northern Calcareous Alps, of the Saalachstörung, could be demonstrated also in the Rhenodanubic and in the Ultrahelvetic nappe. So this fault must have been created after the thrusting had been finished; therefore this fault is of relatively young age.

1. Einleitung

Die vorliegende Arbeit ist die erweiterte Fassung eines Vortrages, welcher im September 1988 anlässlich der Wandertagung der Österreichischen Geologischen Gesellschaft in Salzburg gehalten wurde.

Die Geländearbeiten in der Flyschzone auf Blatt Straßwalchen (ÖK 64) wurden im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt vom Jahr 1983 bis zum Jahr 1988 durchgeführt. Aus Eigeninitiative wurde im gleichen Zeitraum die stratigraphische und tektonische Gliederung des Rhenodanubikums auf Blatt Salzburg (ÖK 63) – soweit eine solche nicht schon durch die Arbeiten von PREY (1969 und 1980c) bekannt war – herausgearbeitet. Daher ist es nun erstmals seit der Pionierleistung von RICHTER & MÜLLER-DEILE (1940) möglich, eine geschlossene neue Darstellung der Salzburger Flyschzone zu geben, in welcher vor allem die Internektone des Rhenodanubikums einen Schwerpunkt bildet. Eine tektonische Karte des rund 50 km langen Abschnittes der Flyschzone von Bergen (Oberbayern) bis nach Mondsee wird vorgestellt und erläutert.

Die Schichtfolge des Rhenodanubikums in Salzburg wurde detailliert von PREY (1980c) beschrieben, im angrenzenden Bayern von FREIMOSER (1972). Diesbezügliche Ausführungen werden daher in der vorliegenden Arbeit kurz gehalten. Weiters wird auf eine Beschreibung der langen Erforschungsgeschichte des hier vorgestellten Gebietes verzichtet, weil ausführliche Beiträge zu diesem Thema bereits in den Arbeiten von FREIMOSER (1972), PREY (1980c) und TICHY (1987) enthalten sind.

2. Schichtfolge

2.1. Tristelschichten

Im Süden des Salzburger Rhenodanubikums stehen neokome Tristelschichten im Vorland des Schober an: im tief eingeschnittenen Graben beim Gehöft Schwandbauer in 680 m Seehöhe. Dort werden bis zu 0,5 m mächtige Kalksandsteinbänke, welche vereinzelt Hornsteinknollen führen, durch graue Mergel voneinander getrennt. Letztere lieferten eine unterkretazische Nannoflora. Dieses kleine Vorkommen von Tristelschichten liegt in der streichenden Fortsetzung der zwischen Mondsee und Attersee häufigen Neokomablagerungen, welche auch eine vergleichbare Lithofazies aufweisen.

Weit verbreitet sind die Tristelschichten am Nordrand der Salzburger Flyschzone, in der Pfaffenberg Schup-

penzone (s. Kap. 3.2.). Von dort beschreiben bereits ABERER & BRAUMÜLLER (1958, 18ff) unterkretazische Aptychen. Der schönste der jetzt begutachteten Aufschlüsse befindet sich an der Westflanke des Buchberges, im Graben südlich vom Weiler Pfaffenberg. Dort stehen hellgraue Kalkarenite, ebensolche Kalkmergel und vereinzelt auftretende spätig gebundene Kalklithitbänke („Tristelbrekzie“, [s. MÜLLER-DEILE, 1940, 332]) an. Im hangendsten Abschnitt dieser Abfolge schaltet sich eine etwa 2 m mächtige polymikte Brekzienbank ein, deren Komponentenspektrum MÜLLER-DEILE (1940, 333) beschreibt. Die grauen Mergel im Liegenden dieser Bank lieferten eine neokome Nannoflora (BA74/88):

Nannoconus steinmannii KAMPTNER

Micrantholithus hoschulzii (REINHARDT)

Zeugrhabdodus embergeri (NOEL)

Cruciellipsis cuvillieri (MANIVIT)

Lithraphidites carniolensis DEFLANDRE

Stradneria crenulata (BRAMLETTE & MARTINI)

Watznaueria barnesae (BLACK)

Die somit eindeutig zu den unterkretazischen Gesteinen des Rhenodanubikums gehörende Brekzienbank vermittelt bereits zu den hangenden Gaultgesteinen, in welchen Psephite wesentlich häufiger auftreten als im Neokom.

2.2. Gaultflysch

Bei den Gaultablagerungen handelt es sich um eine karbonatarmer Gesteinsabfolge. Dementsprechend ist es am Tannberg und am Buchberg nicht gelungen, sichere paläontologische Altersbelege zu bekommen. Die vorherrschenden dunkelgrauen bis schwarzen Tonsteine, siltigen Tonsteine und Siltsteine lieferten nämlich weder altersweisende Nannofloren noch Foraminiferen, noch Pollen oder Sporen.

Die eben erwähnten Pelitgesteine stehen meist in Wechsellagerung mit glaukonitführenden, splitterig brechenden Psammiten, welche nicht selten Übergänge in Psephite zeigen. Grobklastikalagen, deren Komponentenbestand jenem der neokomen Brekzie entspricht, sind besonders in den Gräben an der Nordflanke des Buchberges häufig; dort ist erkennbar, daß diese Lagen zum Teil schon im Aufschlußbereich wieder auskeilen; diese linsenförmigen Grobklastikavorkommen werden als Rinnenfüllungen interpretiert. Neben den harten Brekzienbänken treten vereinzelt auch Geröllpelithorizonte auf.

Während am Buchberg und Tannberg die Komponenten der erwähnten Psephitgesteine bestenfalls Faustgröße erreichen, können sie am Haunsberg manchmal Durchmesser bis zu 4 m aufweisen; die Proben aus dieser Wildflyschfazies lieferten keine Alter jünger als Alb (s. FRASL, 1987, 74).

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß sich am Haunsberg, Buchberg und Tannberg in die übliche unterkretazische Schichtfolge des Rhenodanubikums auch grobklastische Ablagerungen einschalten. Aufgrund der heutigen Position dieser Gesteine am Nordrand des Rhenodanubikums ist anzunehmen, daß die Anlieferung des grobklastischen Materials von Norden her erfolgte. Es handelt sich dabei also um eine marginale Flyschfazies (s. BUTT & HERM, 1978, 89f), um eine Hang- und Hangfußfazies, die bereits im Neokom einsetzt. Wie im folgenden ausgeführt werden soll (s.

Kap. 3.2.), dauert diese Fazies auch in der Oberkreide weiter an, da die bisher zum Ultrahelvetikum gerechnete Eschbannhauser Serie jetzt als stratigraphische Fortsetzung der eben beschriebenen Fazies angesehen wird.

Im Südtail der Flyschzone konnten westlich von den neokomen Tristelschichten des Schwandbauerngrabens (s. o.) Blöcke von harten, splitterig brechenden, kieselig gebundenen Quarzareniten („Ölquarzite“) entdeckt werden; typisch ist die auf den Glaukonitgehalt zurückgehende grüne Farbe. Während von hier keine Altersbelege vorliegen, konnte PREY (1980c, 284) für die Gaultflyschvorkommen vom Heuberg ein Alb-Alter belegen.

2.3. Untere Bunte Schiefer und Reiselsberger Schichten

Im Gegensatz zur südwestbayerischen und vorarlbergischen Flyschzone, wo mächtige Reiselsberger Schichten weit verbreitet sind („Hauptflyschsandstein“) ist dieses Schichtglied im Arbeitsgebiet und östlich davon nur selten anzutreffen. Wie die Gesteine des Unterkreideflyschs sind auch die Unteren Bunten Schiefer und die Reiselsberger Schichten hier meist nur als isolierte Vorkommen – also nicht in einem ungestörten Schichtverband – erhalten. Die Ursache dafür ist, daß die Überschiebungseinheiten des Rhenodanubikums in höheren stratigraphischen Niveaus basal abgesichert wurden.

Da die Unteren Bunten Schiefer und die Reiselsberger Schichten aufgrund ihrer Fossilarmut biostratigraphisch oft nicht einstuftbar sind, war für manche Autoren aber dennoch die Lage im Profil ausschlaggebend für die Zuordnung von Gesteinen zu diesen beiden Schichtgliedern. So rechneten ABERER & BRAUMÜLLER (1958, 24ff) mehrere Sandsteinvorkommen im Liegenden der Zementmergelserie des Haunsberges, Buchberges und Tannberges zu den Reiselsberger Schichten; diese Sandsteinabfolgen mit dünnen Pelitzwischenlagen erwiesen sich jetzt aufgrund ihrer Nanofloren aber als Altenglbacher Schichten des Maastricht (s. Kap. 3.3.). Auch die von FREIMOSER (1972, 37) beschriebenen Reiselsberger Schichten des Zinnkopfes erfuhren diese Einstufung nur wegen ihrer Stellung im Profil; Fossilbelege stehen von hier ebenfalls noch aus.

PREY (1980c, 285) beschreibt obercenomane graue Tonmergel aus dem Gebiet des Heuberges, welche er zur Schichtfolge der Reiselsberger Schichten rechnet; die für dieses Schichtglied typischen dickbankigen, glimmerführenden Sandsteine waren hier allerdings nicht aufgeschlossen. PREY (s. o.) macht noch auf ein weiteres Vorkommen von Reiselsberger Schichten bei Oberaschau östlich vom Mondsee aufmerksam, wo aus den Reiselsberger Schichten stratigraphische Hinweise auf höheres Cenoman bis Unterturon vorliegen. Die dortigen Reiselsberger Schichten, welche bis zu 160 m mächtig werden, lassen sich entlang des ganzen Nordfußes des Hochplettzuges verfolgen (BRAUNSTINGL, 1986, 402); auch die Unterlagerung der dickbankigen Quarzsandsteinabfolge durch die grünen, grauen und roten pelitdominierten Unteren Bunten Schiefer war hier vereinzelt aufgeschlossen. Diese Vorkommen von Unteren Bunten Schiefen und Reiselsberger Schichten sind ohne Zweifel die bedeutendsten im gesamten hier betrachteten Gebiet.

2.4. Seisenburger Schichten (Obere Bunte Schiefer)

In den Seisenburger Schichten herrschen bunte Pelitgesteine in Form von grauen, grünen und roten Tonsteinen vor. Die in diese Ablagerungen eingeschalteten Hartbänkchen werden meist nur dezimetermächtig.

Im Arbeitsgebiet treten Seisenburger Schichten in einem Antiklinalkern östlich des Steinwandls, im Bereich des Schönfeichtplatzls, auf: sie sind hier intensiv gefaltet und werden allseitig, mit umlaufendem Streichen, von den Zementmergelbasisschichten umgeben. Aus dem höchsten Abschnitt der Seisenburger Schichten, knapp unter der Unterkante der Zementmergelserie, stammt eine Foraminiferenfauna, welche in dankenswerter Weise von Herrn Dr. K. F. WEIDICH (frdl. mündl. Mitt.) bestimmt wurde (BA 14/87):

Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY)
Rhizammina algaeformis BRADY
Rhizammina indivisa BRADY
Psammosphaera fusca SCHULZE
Nodellum cf. *velascoense* (CUSHMAN)
 „*Trochamminoides*“ *proteus* (KARRER)
Trochammina globigeriniformis (PARKER & JONES)
Rhabdammina cylindrica GLAESSNER
Ammodiscus cretaceus (REUSS)
Lituotuba sp.

Durch diese Fauna ist der Zeitraum Santon – Maastricht belegt; aufgrund der regionalen stratigraphischen Verhältnisse ist für die Seisenburger Schichten hier nur die Einstufung in das Santon möglich. Im Heuberggebiet, dem zweiten wichtigen Verbreitungsraum der Seisenburger Schichten in Salzburg, konnte PREY (1980c, 286) in diesem Schichtglied das Coniac nachweisen. Der stratigraphische Umfang der Seisenburger Schichten umfaßt daher in etwa den Zeitraum Coniac bis Untersanton.

Wegen ihrer intensiven Kleinfaltung ist es nur möglich, größenordnungsmäßig die Mächtigkeit der Seisenburger Schichten abzuschätzen: sie dürfte im Bereich von einigen Zehnermetern liegen.

2.5. Zementmergelserie

Gesteine der Zementmergelserie haben im Salzburger Flachgau weite Verbreitung und bauen sehr oft verhältnismäßig steile Hänge und auch Geländerippen in der Flyschzone auf. Ein markantes Beispiel dafür ist der Steilabbruch des Steinwandls bei Henndorf, welcher den schönsten Aufschluß der Zementmergelserie in Salzburg bildet; dieses Vorkommen wurde bereits von HOFER & TICHY (1983, 73 und Profil B) beschrieben, von diesen Autoren aber unrichtigerweise den Altenglbacher Schichten zugeordnet. Weitere gute Aufschlüsse von Gesteinen der Zementmergelserie befinden sich an der Großen Plaike, am Nordhang des Kolomannsberges und am Heuberg. Die jüngsten Anteile (Hällritzer Serie) sind besonders gut im Achartinger Bach und im Antheringer Bach aufgeschlossen.

Die Mächtigkeit der Zementmergelserie kann wegen der oft vorhandenen engen Faltung nur grob abgeschätzt werden: sie liegt im Norden bei etwa 150 m (Profil im Haldingerbach bei Wallester südöstlich von Neumarkt am Wallersee), weiter im Süden bei rund 400 m (Umgebung Steinwandl). PREY (1980, 289) gibt die Mächtigkeit der Zementmergelserie am Südrand

der Flyschzone mit 300–500 m an. In diesen Angaben sind auch die in Bayern als eigene Schichtglieder aus-
geschiedenen Piesenkopfschichten (Zementmergelba-
sissschichten) und die Hällritzer Serie enthalten.

Die Zementmergelbasisschichten konnten am besten östlich vom Steinwandl in der Umgebung des Schön-
feichtplatzls studiert werden. Dort streichen im Kern einer Antiklinale die Seisenburger Schichten an der Oberfläche aus. Im Hangenden davon, intensiv mit den bunten Seisenburger Schichten verfalltet, befindet sich eine dünnbankige Abfolge, welche einen rhythmischen Wechsel von Hartbänken mit grauen Kalkmergeln zeigt. Die Hartbänke werden selten mächtiger als 10 cm, nur einzelne Ausnahmen sind bis zu 30 cm dick. Oft können vom Boumazzyklus noch die Abschnitte T_{bc} erkannt werden, während die Basis T_a üblicherweise fehlt. Die Kalkmergel, deren jeweilige Mächtigkeit in etwa jener der Hartbänke entspricht, bilden den Abschnitt T_d des Boumazzyklus. Wie es für die gesamte Zementmergelserie typisch ist, treten auch schon hier an der Basis der Serie Spurenfossilien vor allem in Form von Chondriten und Helminthoideen auf.

Gegen das Hangende werden sowohl die Hartbänke als auch die Kalkmergel mächtiger; in beiden Fällen sind Mächtigkeiten von 1 m keine Seltenheit. Besonders schön ist diese Fazies im erwähnten Aufschluß des Steinwandls beobachtbar. Die Boumaabfolgen sind dort vollständig entwickelt, denn auch der basale Abschnitt ist vorhanden. Die Anwitterungsfarbe der im frischen Anschlag grauen Hartbänke ist meist ein helles Gelb und damit verschieden von jener der petrographisch ähnlichen aber dunkler anwitternden Gesteine der Altenglbacher Schichten. Nicht selten sind dünne Lagen von grünen dünnblättrigen Tonsteinen, welche mit scharfer Grenze (Karbonatsprung!) den hellgrauen, weiß anwitternden Kalkmergeln auflagern. Bei diesen Tonsteinen handelt es sich um das hemipelagische, nicht-turbiditische Sediment. Dieses belegt im vorliegenden Fall die Ablagerung der Zementmergelserie unter der Kalzitkompensationstiefe. Teile dieser grünen Lagen bilden häufig feste Überzüge auf den Schichtflächen der Hartbänke: dieses Phänomen, welches bislang in der Flyschzone nur an Gesteinen der Zementmergelserie beobachtet wurde, erleichtert manchmal die häufig notwendige Lesesteinkartierung.

Im jüngsten Abschnitt der Zementmergelserie verschwinden die zuvor charakteristischen Kalkmergel fast völlig; in Bayern hat sich für diese Abfolge daher der Name Hällritzer Serie eingebürgert. Gute Aufschlüsse davon wurden in Salzburg vor allem im Antheringer Bach und im Achartinger Bach angetroffen. Die Hällritzer Serie bildet dort die basalen Teile von Flyschdecken und überschiebt paläozäne Altenglbacher Schichten. Charakteristisch sind meist um 0,5 m mächtige Kalksandsteine mit vollständigen Boumazzyklen, welche durch dünne Pelitlagen getrennt werden. Aufgrund eines Gehaltes an Glaukonit zeigen die Kalksandsteine im frischen Anschlag meist eine graugrüne Farbe. Besonders bemerkenswert an den erwähnten Aufschlüssen ist, daß Kolkungsmarken an den Sohlflächen der Hartbänke nicht selten sind; diese verweisen auf eine einheitliche Bewegungsrichtung der Trübeeströme von Westen nach Osten.

Die Pelitgesteine liefern meist reiche Nannofloren, wie ein Beispiel aus dem Antheringer Bach zeigen soll, welches das untere Campan belegt (GB59/88):

Aspidolithus parvus constrictus (HATTNER)
Quadrum gothicum (DEFLANDRE)
Quadrum gartneri PRINS & PERCH-NIELSEN
Calculites obscurus (DEFLANDRE)
Eiffellithus eximius (STOVER)
Lithraphidites carniolensis DEFLANDRE
Lucianorhabdus cayeuxi (DEFLANDRE)
Microrhabdulus decoratus DEFANDRE
Prediscosphaera cretacea (ARKHANGELSKY)
Cyclagelosphaera margerelii NOEL
Micula decussata VEKSHINA
Stradneria crenulata (BRAMLETTE & MARTINI)
Watznaueria barnesae (BLACK)
Nannoconus sp.

2.6. Pernecker Schichten (Oberste Bunte Schiefer)

Aufgrund seines Reichtums an weichen pelitischen Gesteinen ist dieses Schichtglied meist nur schlecht aufgeschlossen. Verhältnismäßig gute Aufschlüsse wurden an der Fischach bei Lengfelden, im Diesengraben südlich vom Irrsberg, im Henndorfer Wald und im Sulzberggraben am Haunsberg angetroffen.

Es handelt sich dabei um dünnbankige Abfolgen von grauen, grünen und roten Pelitgesteinen, welche mit dezimetermächtigen Feinsandstein- und Siltsteinbänken wechsellagern. Die Hartbänke sind aufgrund ihrer geringen Glaukonitführung meist grüngrau gefärbt. Auf den Sohlflächen finden sich häufig Fucoiden; ein von VOGELTANZ (1971) beschriebenes Massenvorkommen von Spurenfossilien der Gattung Subphyllochora stammt vermutlich ebenfalls aus den Pernecker Schichten, welche beim Bau der Salzach-Sohlstufe Lehen (Stadt Salzburg) angefahren wurden.

Interessant ist die räumliche Verbreitung der Pernecker Schichten: wie auch in anderen Teilen des Rhodanubikums (s. PREY, 1980b, 198) scheinen die Pernecker Schichten auch im südlichen Teil der Salzburger Flyschzone nur untergeordnet entwickelt zu sein. Manchmal fehlen sie auch vollständig: so schalten sich im Fuschler Achenal (E von Plainfeld) in die obere Zementmergelserie grobkörnige Sandsteinbänke ein, welche vermutlich bereits zu den Altenglbacher Schichten überleiten. Im zentralen Teil der Flyschzone (z. B. im Altenbach SE von Henndorf) werden die dünnbankigen Pernecker Schichten von den dickbankigen Basissandsteinen der Altenglbacher Schichten unmittelbar überlagert. Im Norden der Flyschzone dagegen (im Diesengraben und Sulzberggraben) entwickelt sich aus den Pernecker Schichten allmählich eine dünnbankige Basisabfolge der Altenglbacher Schichten. Die Pernecker Schichten weisen hier oft einen etwas höheren Karbonatgehalt als im Süden auf, sodaß nicht nur Tonsteine sondern auch Tonmergel vorliegen. Auch die Farben sind im Vergleich zu den weiter südlich gelegenen Vorkommen anders: während dort neben grünen und grauen Peliten vor allem braunrote Tonsteine vorliegen, sind diese im Norden oft heller, nämlich ziegelrot.

Vermutlich ist auch die Mächtigkeit der Pernecker Schichten im Norden größer als im Süden: wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse und der meist zu beobachtenden Faltung dieser Gesteine können aber dazu keine konkreten Angaben gemacht werden; größenordnungsmäßig kann die Mächtigkeit der Pernecker

Schichten aber mit einigen Zehnermetern angegeben werden.

Das Alter der Pernecker Schichten in Salzburg gibt bereits PREY (1980c, 290) mit Obercampan bzw. Wende Campan – Maastricht an. Diese Einstufung bestätigte sich auch jetzt sowohl durch die Nannofloren als auch durch die Foraminiferenfaunen: Eine reiche Nannoflora, die stellvertretend für viele untersuchte Proben steht, wurde aus einem Tonmergel bestimmt, welcher östlich des Toten Mannes (Henndorfer Wald) aufgesammelt wurde (BA37a/84; det. H. STRADNER):

Aspidolithus parvus constrictus (HATTNER)
Quadrum gothicum (DEFLANDRE)
Quadrum trifidum (STRADNER)
Calculites obscurus (DEFLANDRE)
Eiffellithus eximius (STOVER)
Chiastozygus litterarius (GORKA)
Cribrosphaerella ehrenbergii (ARKHANGELSKY)
Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA
Zygodiscus spiralis (BRAMLETTE & MARTINI)
Vekshinella crux (STOVER)
Stradneria crenulata (BRAMLETTE & MARTINI)
Petrarhabdus copulatus (DEFLANDRE)

Diese Probe belegt das oberste Campan (Zone CC 22).

Aus dem Diesengraben stammt eine Foraminiferenfauna, welche auch kleinwüchsige Kalkschaler enthielt (frdl. mündl. Mitt. K. F. WEIDICH; BA27/85):

Globotruncana fornicata (PLUMMER)
Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY)
Globotruncana arca (CUSHMAN)
Globotruncana rugosa MARIE
Globotruncana ventricosa WHITE
Archaeoglobigerina cretacea (D'ORBIGNY)
Globotruncanella cf. havanensis (VOORWIJK)
Hedbergella ex gr. planispira (TAPPAN)
Globigerinelloides sp.
Gyroldina cf. globosa (HAGENOW)

Diese Fauna belegt den Zeitraum des oberen Campan bis Maastricht.

Im Gegensatz zu den eben aufgelisteten Fossilien, welche vermutlich umgelagert sind, steht eine reine Sandschalerfauna aus dem kleinen Grabeneinschnitt bei Berggassing (SE von Anthering), welche wiederum in dankenswerter Weise von Herrn Dr. K. F. WEIDICH (frdl. mündl. Mitt.) bestimmt wurde (GB4a/87):

Psammosphaera fusca SCHULZE
Saccamina placenta (GRZYBOWSKI)
Hormosina ovulum (GRZYBOWSKI)
Ammodiscus cretaceus (REUSS)
Ammodiscus siliceus (TERQUEM)
Ammodiscus tenuissimus (GÜMBEL)
Lituotuba lituiformis BRADY
Trochammina globigeriniformis (PARKER & JONES)
Reophax minutus TAPPAN
Nodellum cf. velascoense (CUSHMAN)
Cystammina pseudopauciloculata MJATLIUK
Rzehakina epigona epigona (RZEHAK)
Rzehakina epigona lata CUSHMAN & JARVIS
Rhabdammina sp.
Rhizammina sp.
Recurvoides sp.

2.7. Altenglbacher Schichten (Mürbsandsteinführende Oberkreide und Alttertiär; Muntigler Serie; Bleicherhornserie)

Mit bis zu 2 km Mächtigkeit bilden die Altenglbacher Schichten das bedeutendste Schichtglied im Ostteil des Rhenodanubikums zwischen Bergen und Wien; sie bauen damit hier weit mehr als die Hälfte der gesamten Flyschabfolge auf. Im benachbarten Bayern weist FREIMOSER (1972, 47f) darauf hin, daß diese Serie gelegentlich in drei Abschnitte gegliedert werden kann (Basis-Sandstein; Übergangsschichten; Rhythmitgruppe). In Österreich machte MAURER (1972, 151ff) zur gleichen Zeit ebenfalls auf eine lithologische Gliederung dieser Gesteinsabfolge aufmerksam, welche er als „Mürbsandsteinführende Serie“ beschreibt (basale Feinbrekzien und Sandsteine, im Hangenden davon Kalksandsteine und graue harte Mergel). SCHNABEL (1979, 36f und frdl. mündl. Mitt.) betont gleichfalls, daß die Altenglbacher Schichten in kartierbare lithostratigraphische Einheiten unterteilt werden können. Die von SCHNABEL in Niederösterreich erkannte Gliederung wurde mit Erfolg auch in Oberösterreich angewandt (BRAUNSTINGL, 1988a; EGGER, 1987a). Diese Einteilung erwies sich auch in der Salzburger Flyschzone als brauchbar (EGGER, 1986, 402), allerdings nur in der Südhälfte des Arbeitsgebietes. Es gelang hier nämlich, fazielle Unterschiede in der meridionalen Verbreitung der Altenglbacher Schichten festzustellen, wie im Folgenden ausgeführt wird:

Am deutlichsten lassen sich diese Faziesunterschiede an der Basis der Altenglbacher Schichten beobachten. Wie bereits aus den oben zitierten Arbeiten hervorgeht, setzt dieses Schichtglied oft mit einer markanten Sandstein- bis Feinbrekzienfolge ein, in welcher pelitische Zwischenlagen und Einschaltungen fast zur Gänze fehlen; als Erster machte PREY (1957, 325) auf diesen Umstand aufmerksam.

Im Salzburger Flysch liegen die besten Aufschlüsse dieser Basisabfolge im Altenbachgraben südöstlich von Henndorf und etwas südlich davon im kleinen aufgelassenen Steinbruch beim Gehöft Pichl. Gute Aufschlüsse fanden sich aber auch im Henndorfer Wald und an der Forststraße an der Ostflanke des Kolomannsberges. Lithologisch überwiegen 2–3 m mächtige, braun anwitternde Sandsteinbänke, welche weder eine Gradierung, noch andere bankinterne sedimentäre Strukturen, noch Sohlmarken erkennen lassen; lediglich gegen die Bankoberkante kommt es manchmal zu einer Zunahme des pelitischen Bindemittels und zu einer Aufspaltung der Bänke in cm-dicke Platten. Tonsteinflatschen innerhalb der Sandsteinbänke (Tongallen) belegen sowohl die Erosionskraft der Resedimentströme, als auch deren hohe Dichte, d. h. deren große Auftriebskräfte, durch welche die bis zu mehrere Zentimeter langen Tongallen in die Grob- bis Mittelsandfraktion gelangten.

Diese Sandsteinbänke können nicht mit Hilfe der Bouma-Abfolge beschrieben werden, vielmehr handelt es sich um Fluxoturbidite; nur gelegentlich sind klassische Turbidite in die Abfolge eingeschaltet. Die Fluxoturbiditbänke scheinen im Streichen über weite Strecken verfolgbar zu sein, und die an ihrem Aufbau beteiligten Komponenten wurden somit allem Anschein nach beckenparallel transportiert. Nach den bisherigen Geländebeobachtungen des Verfassers scheint die Korngröße und die Bankmächtigkeit der Basissandsteine

gegen Osten hin zuzunehmen; so sind z. B. im östlichen Oberösterreich und in Niederösterreich bis zu 5 m mächtige Fluxoturbiditbänke keine Seltenheit (s. EGGER, 1989: 64). Es kann daher vermutet werden, daß die Anlieferung des Materials aus Osten erfolgte. Allerdings muß zur Absicherung dieser Vermutung erst der Zusammenhang dieser Sandsteinzüge im Streichen überprüft werden.

Nördlich von den eben beschriebenen Vorkommen im Altenbachgraben bilden die Basissandsteine noch gute Aufschlüsse im Bereich des Henndorfer Waldes, und zwar am Nordhang des Klausbachgrabens und an der deutlichen Geländerippe des Hasenkopfes. Die Unterlagerung durch die Pernecker Schichten ist hier gut erkennbar. Noch weiter nördlich konnten keine Basis-sandsteine mehr beobachtet werden. Südlich des Irrsberggipfels, in den Gräben E und SE vom Gehöft Wimmer (oberlauf des Seitzbaches) befindet sich unmittelbar hangend von den Pernecker Schichten eine dünnbankige Flyschabfolge. Deren Hartbänke sind meist nur dezimetermächtig, nur vereinzelt treten Bänke mit bis zu 25 cm Mächtigkeit auf. Diese Sandstein- und Siltsteinbänke, welche gelegentlich Gradierung, Parallelschichtung und Sohlmarken erkennen lassen, wechsel-lagern mit grünen und grauen, oft siltigen Tonsteinen und Tonmergeln. Kohlehäcksel wurden auf den Schichtflächen der Hartbänke mehrfach beobachtet, nicht selten ist auch eine auffällige Dunkelfärbung der Klufflächen.

Auch an der Ostseite des Buchberges im Graben SE vom Weiler Feichten tritt die dünnbankige Basisabfolge der Altenglbacher Schichten wieder auf, hier allerdings stärker verrutscht. Die wiederum typischen graugrünen siltigen Tonmergel enthielten keine Nannofossilien, wohl aber eine reiche Sandschalerfauna der Oberkreide, welche große Ähnlichkeiten mit den Foraminiferenfaunen aus dem alten Steinbruch bei Muntigl aufweist und vermutlich ins Maastricht zu datieren ist (BA160/86; det. K. F. WEIDICH:

Kalamopsis gryzbowskii (DYLZANKA)
Lituotuba lituiformis BRADY
Saccamina placenta (GRZYBOWSKI)
Rzehakina epigona epigona (RZEHA)
Rzehakina epigona incusa (GRZYBOWSKI)
Ammodiscus cretaceus (REUSS)
Ammodiscus siliceus (TERQUEM)
Glomospira gordialis (JONES & PARKER)
Reophax pilulifer BRADY
Reophax scalaria GRZYBOWSKI
Reophax splendidus (GRZYBOWSKI)
Rhabdammina cylindrica GLAESSNER
Haplophragmoides concavus (CHAPMAN)
Haplophragmoides sp.
 „*Trochamminoides*“ *proteus* (KARRER)
Rhizammina sp.

Eine vergleichbare Abfolge wurde auch weiter westlich am Südrhang des Haunsberges, im Sulzberggraben, angetroffen. Dort folgt über den gut aufgeschlossenen Pernecker Schichten ebenfalls eine pelitreiche Faziesausbildung, wie sie eben oben beschrieben wurde; hier treten aber sehr vereinzelt auch mürb anwitternde Sandsteinbänke von bis zu 1 m Mächtigkeit auf. Dieselbe Fazies wurde auch noch etwas weiter südlich im Hauserbachgraben (ENE Acharting, knapp unter 500 m Seehöhe) angetroffen, wo aus einer Sandstein-

bank auch ein größerer Inoceramenrest aufgesammelt werden konnte.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die Basis der Altenglbacher Schichten im Süden fast zur Gänze aus dickbankigen Sandsteinen aufgebaut wird, während im Norden geringmächtige Hartbänkchen mit weicheren Pelitgesteinen etwa im Verhältnis 1:1 wechsellagern.

Über den dickbankigen Basissandsteinen folgt eine mehrere 100 m mächtige Abfolge, welche durch ihren hohen Gehalt an karbonatreichen Gesteinen ausgezeichnet ist: es überwiegen Kalksandsteine und graue, harte Kalkmergel vom Typus der „Zementmergel“; Tonsteine treten selten auf. Die Hartbänke sind meist gradiert und zeigen an ihrer Basis nicht selten Feinbrekzien- oder Grobsandsteinlagen. Vereinzelt wurde Amalgamation beobachtet. In diese karbonatreiche Abfolge schalten sich in Abständen von mehreren Zehnermetern einzelnen Mürbsandsteinbänke von bis zu 2 m Mächtigkeit ein. Die besten Aufschlüsse dieser Lithofazies der Altenglbacher Schichten liegen im Bereich des Thalgauberges und des Henndorfer Waldes.

In Oberösterreich (s. EGGER, 1987, 144) folgt über dieser durch ihren hohen Karbonatgehalt charakterisierten Abfolge erneut ein völlig von Sandsteinen beherrschter Profilschnitt. Dieser schient in geringmächtiger Ausbildung auch am Thalgauberg entwickelt zu sein; hier verhindern aber Störungen und schlechte Aufschlußverhältnisse genauere Einblicke.

Am weitesten verbreitet von den verschiedenen Lithofaziestypen der Altenglbacher Schichten ist eine pelitreiche Fazies; pelitische Gesteine bauen dabei im Durchschnitt etwa 50 % der Schichtfolge auf, manchmal auch wesentlich mehr. Diese Faziesausbildung ist typisch für das gesamte Profil der Altenglbacher Schichten des Nordteiles des Rhenodanubikums. Im Südtel setzt sie erst über den oben beschriebenen Faziestypen ein. Hervorragende Aufschlüsse davon finden sich am Thalgauberg (Vetterbachgraben und Ölgraben), im Antheringer- und Achartingerbachgraben und im Einschnitt des Prossingerbachgrabens bei Elixhausen.

Die dominierenden Pelitgesteine liegen in verschiedenen Ausbildungsformen vor: Neben harten Kalkmergeln (Typ „Zementmergel“) wurden auch mikritische, splitterig brechende, hellgraue Mergelkalke beobachtet. Weiche hellgraue Mergel und Kalkmergel sind, wie auch die oben aufgelisteten Gesteine, ein weiterer Hinweis auf Hang- und Schelfgebiete mit hoher Karbonatproduktion, die vor allem im obersten Maastricht und im Untereozän Höhepunkte erreichte.

Neben den karbonatreichen Peliten haben mittel- bis dunkelgraue, feinelamierte Tonsteine und Tonmergel, welche oft einen Gehalt an Silt aufweisen, weite Verbreitung. Im Liegenden gehen diese Ablagerungen häufig in turbiditische Hartbänke über. Die meist nicht sehr reichen Nannofloren dieser Pelitgesteine weisen einen hohen Gehalt an umgelagerten Formen auf (heterochron allochthone Floren), wobei bemerkenswert ist, daß vor allem campane Fossilien umgelagert wurden, während Unterkreidearten nur äußerst selten beobachtet wurden.

Bei den bisher beschriebenen Pelitgesteinen handelt es sich durchwegs um resedimentierte Ablagerungen, welche aus Trübeströmen abgesetzt wurden; sie können in Verbindung mit turbiditischen Hartbänken stehen, liegen aber auch sehr häufig isoliert vor. Große Bedeutung für die Erkennung dieser Pelitturbidite hat

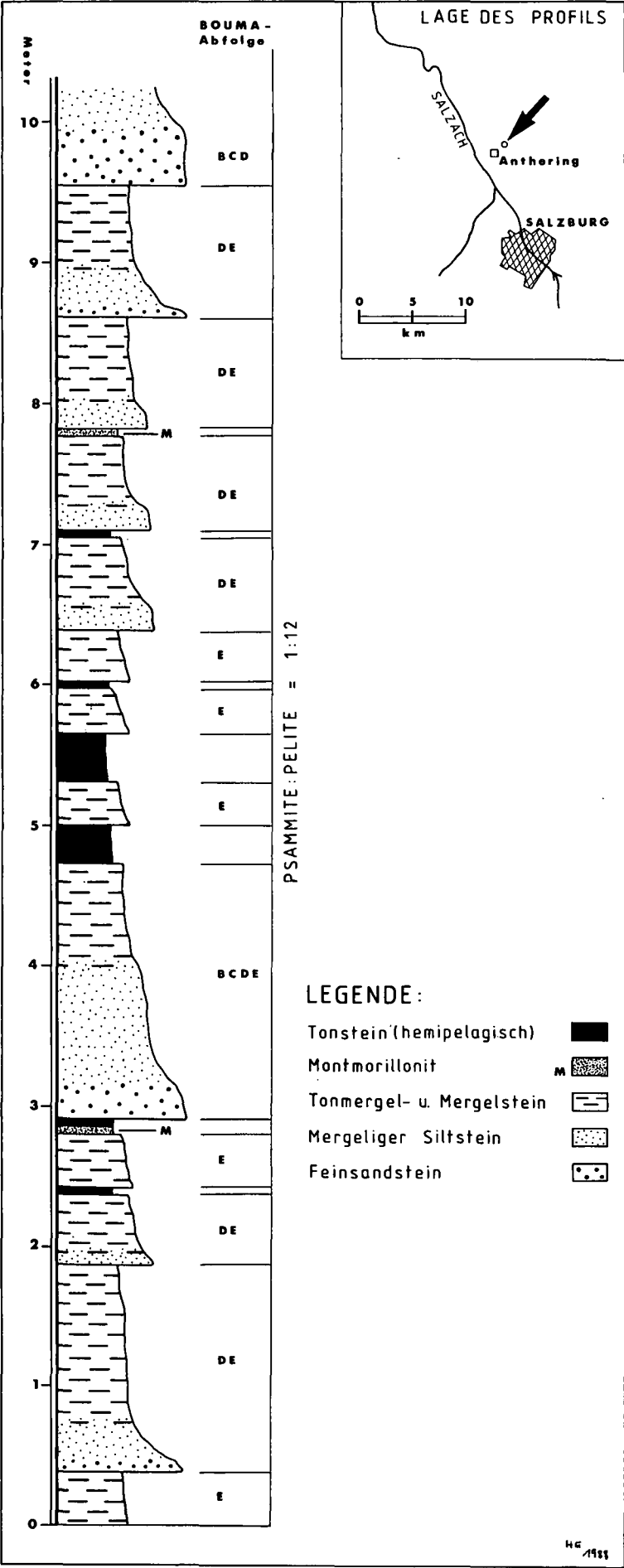


Abb. 1.
Die pelitreiche Lithofazies der Altenglöbinger Schichten im Oberpaläozän und Untereozän“.

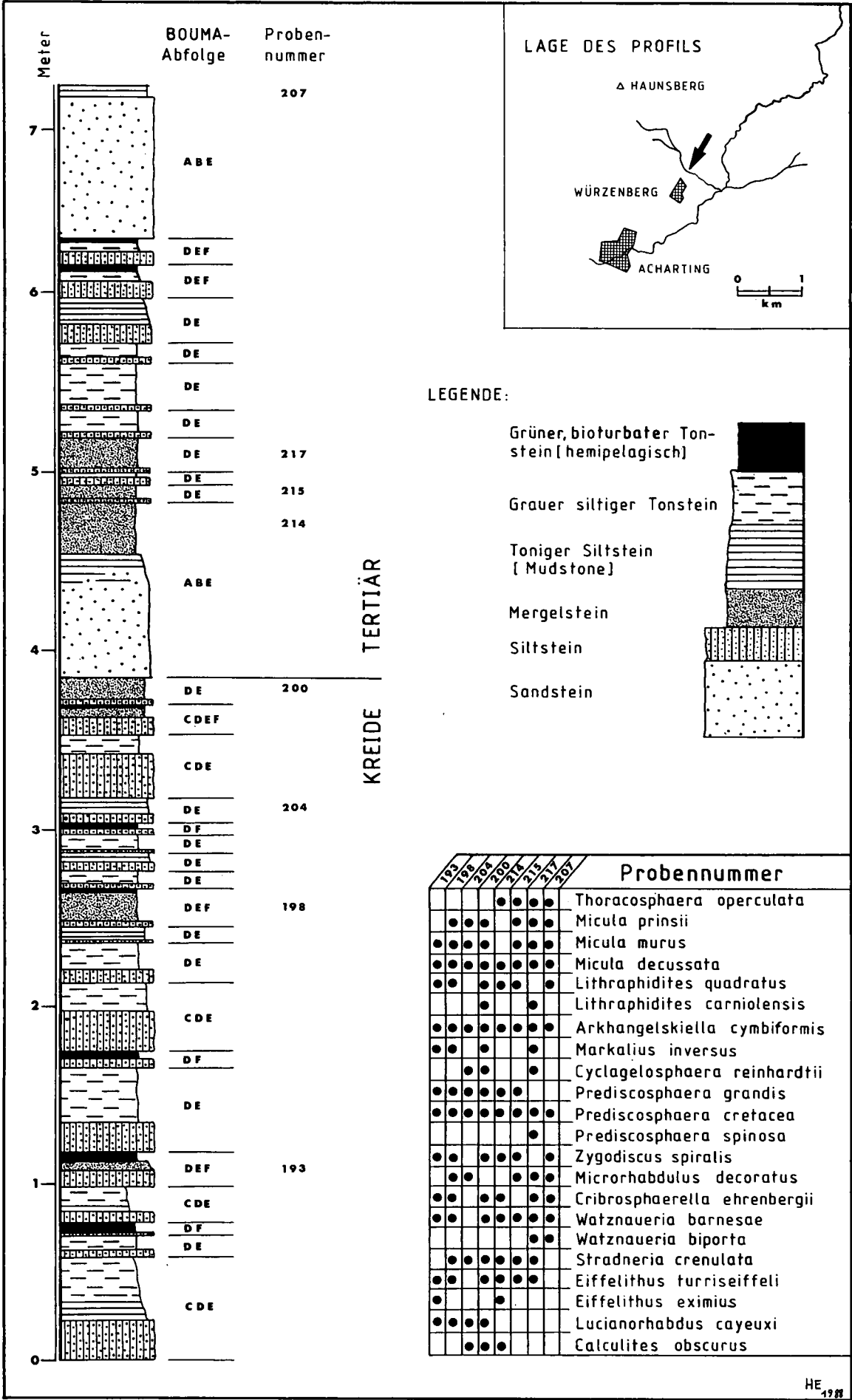


Abb. 2.
Die Altenglbacher
Schichten im Be-
reich der Kreide-
Tertiär-Grenze im
Maunitzbachgra-
ben .

ein weiterer Typus von Pelitgesteinen, nämlich hellgrüne, stark bioturbate, nannosterile Tonsteine. Gemäß den von HESSE (1975) herausgearbeiteten Kriterien (z. B. fehlender Karbonatgehalt; Bioturbation; helle Farbe aufgrund des geringen Gehaltes an organischem Kohlenstoff) handelt es sich dabei um das hemipelagische, nicht-turbiditische „Normal“-Sediment. Diese Tonsteine belegen damit die Sedimentation der Altenglbacher Schichten unter der Kalzit-Kompensationstiefe.

Ein weiterer Pelittypus innerhalb der Altenglbacher Schichten wird von Bentonitlagen gebildet, welche sicher auf pyroklastische Sedimente zurückgehen (s. Abb. 1). Die Röntgendiffraktometraufnahmen ergaben einen reinen monomineralischen Montmorillonit (frdl. Mitt. E. Ch. KIRCHNER, Salzburg). Diese nun erstmals in der Rhenodanubischen Flyschzone nachgewiesenen Ablagerungen treten in Form von bis zu 3 cm dicken, hellgrauen bis weißen, krümelig zerreibbaren Lagen im Grenzbereich Paläozän/Eozän auf.

Entsprechend der vielfältigen Ausbildung der Pelitgesteine ist auch jene der durchwegs turbiditischen Hartbänke: mit den harten Kalkmergeln genetisch verbunden treten Kalksandsteine auf. Im Tertiär fehlen aber die Kalkmergel meist und die Kalksandsteinbänke zeigen dort sehr häufig eine intensiv gelbbraune Anwitterungsfarbe und überaus deutlich herauswitternde Boumaabfolgen. Die charakteristischen Hartbänke dieser Faziesausbildung sind aber die mürb anwitternden Sandsteine, die sehr oft lithologische Übergänge zu den erwähnten siltigen Tonmergeln zeigen.

Wie auch aus dem abgebildeten Profil (s. Abb. 2) ersichtlich ist, sind die Mächtigkeiten der Hartbänke sehr unterschiedlich: sie reichen von wenigen Zentimetern bis zu 2 m. Neben vollständigen Boumaabfolgen treten sehr häufig auch solche ohne die basalen Abschnitte auf. Nach MUTTI (1975, 25f) handelt es sich um die Faziesausbildungen D1 und C2. Möglicherweise erfolgte die Anlieferung des Materials aus verschiedenen Richtungen. Aus der Fazies D1 liegen allerdings bislang noch keine Hinweise auf die Bewegungsrichtung der Trübestrome vor; die Kolkungsmarken auf den Sohlflächen der mächtigeren Sandsteinbänke (Fazies C2) verweisen einheitlich auf eine Transportrichtung des resedimentierten Materials von Osten nach Westen.

In den jüngsten Ablagerungen des Salzburger Rhenodanubikums, welche aus dem Oberpaläozän (NP9) und Untereozän (NP10 und NP11) stammen, erreichen die Pelitgesteine die völlige Vorherrschaft. Im abgebildeten Profil (s. Abb. 1) liegt das Verhältnis von Psammiten zu Peliten bei 1 : 12. Die Pelitgesteine bilden oft die obersten Abschnitte (T_{b-e} , T_{c-e} , T_{de}) des Boumazylus. Diese Faziesausbildung entspricht sehr gut der Fazies D2 von MUTTI et al. (1975, 26f). Mehrere Kolkungsmarken belegen hier eine einheitliche Bewegungsrichtung der Trübestrome von Westen nach Osten.

Obwohl der hier besprochene Teil des Rhenodanubikums vermutlich die Fortsetzung der Greifensteiner Decke bildet, kann die zuletzt erwähnte Fazies (D2) nicht mit den altersgleichen Greifensteiner Schichten verglichen werden; sowohl das Fehlen von markanten Sandsteineinschlüssen als auch die Heranlieferung des resedimentierten Materials aus Westen sprechen gegen einen solchen Vergleich. Nach dem derzeitigen Kenntnisstand scheint es am günstigsten zu sein, diese Schichtfolge noch zu den Altenglbacher Schichten zu

rechnen. Deren Schichtumfang reicht daher von der Basis des Maastricht bis mindestens in das Untereozän; es muß in diesem Zusammenhang aber darauf aufmerksam gemacht werden, daß in der Bohrung Oberhofen (WAGNER et al., 1986, 14) auch noch obereozäne Flyschsandsteine angetroffen wurden.

2.7.1. Zur Lage der Kreide-Tertiär-Grenze

Diese wichtige biostratigraphische Zäsur liegt im oberen Abschnitt der Altenglbacher Schichten (s. Abb. 2). Das oberste Maastricht ist dabei durch seinen Karbonatreichtum ausgezeichnet. Die oben erwähnten weichen, gut mit dem Fingernagel ritzbaren Mergel enthalten überaus reiche Nannofloren mit den Leitformen *Micula murus* (MARTINI) und *Micula prinsii* PERCH-NIELSEN. Diese Floren wurden vermutlich schon kurze Zeit nach ihrer Erstablagerung (vor der Lithifizierung des Karbonatschlammes) resedimentiert (synchron allochthone Floren).

Als Kriterium für die Position der Kreide-Tertiär-Grenze gilt allgemein (s. PERCH-NIELSEN, 1985, 430) das plötzliche gehäufte Auftreten der Gattung Thoracosphaera. Einen weiteren wichtigen Hinweis liefert der rapide Rückgang des biogenen Karbonatgehalts unmittelbar über der Grenze, eine Folge des Massensterbens des marinen Planktons an dieser Grenze (s. THIERSTEIN, 1981, 364).

Im Profil im Maunitzbachgraben wurden die ersten Thoracosphaeren (Bruchstücke und mehrere vollständige Exemplare) im hangendsten Abschnitt eines relativ mächtigen Turbidits nachgewiesen; sie sind hier sicher umgelagert. Da im Liegenden der Turbiditbank aber keine Thoracosphaeren mehr auftreten, wurde die Basis des Turbidits als die Unterkante des Tertiär angesehen; die eigentliche Grenzschicht wurde vermutlich erodiert. Im Hangenden des erwähnten Turbidits treten noch zwei Mergellagen auf, dann folgen mehrere Zehnermeter eines weitgehend karbonatfreien Profilschnittes, in welcher die zuvor so typischen Mergellagen völlig fehlen. Der Zeitunterschied zwischen dem plötzlichen gehäufte Auftreten von Thoracosphaeren und dem Aussetzen der karbonathaltigen Gesteine erklärt sich durch den Resedimentationsvorgang; dadurch wurden auch noch im tiefsten Paläozän Karbonatschlamm-turbidite abgelagert, die aus Material der jüngsten Kreidezeit aufgebaut werden. Der an und für sich geringe Zeitunterschied zwischen der Erstablagerung dieser Sedimente und ihrer Resedimentation erschwert im vorliegenden Fall die Identifizierung der Kreide-Tertiär-Grenze.

3. Tektonik

3.1. Einleitung

Die Hauptflyschdecke, welche als westliche Fortsetzung der Greifensteiner Decke angesehen werden kann, erreicht im Land Salzburg eine maximale Breite von 18 km. Gegen Westen wird sie rasch schmaler, und die tektonischen Strukturen und Schichtgrenzen des Rhenodanubikums streichen von Nordosten kommend schräg an den Kalkalpenrand heran. Bereits RICHTER & MÜLLER-DEILE (1940, 427) machten auf diesen Umstand aufmerksam und betonten infolgedessen,

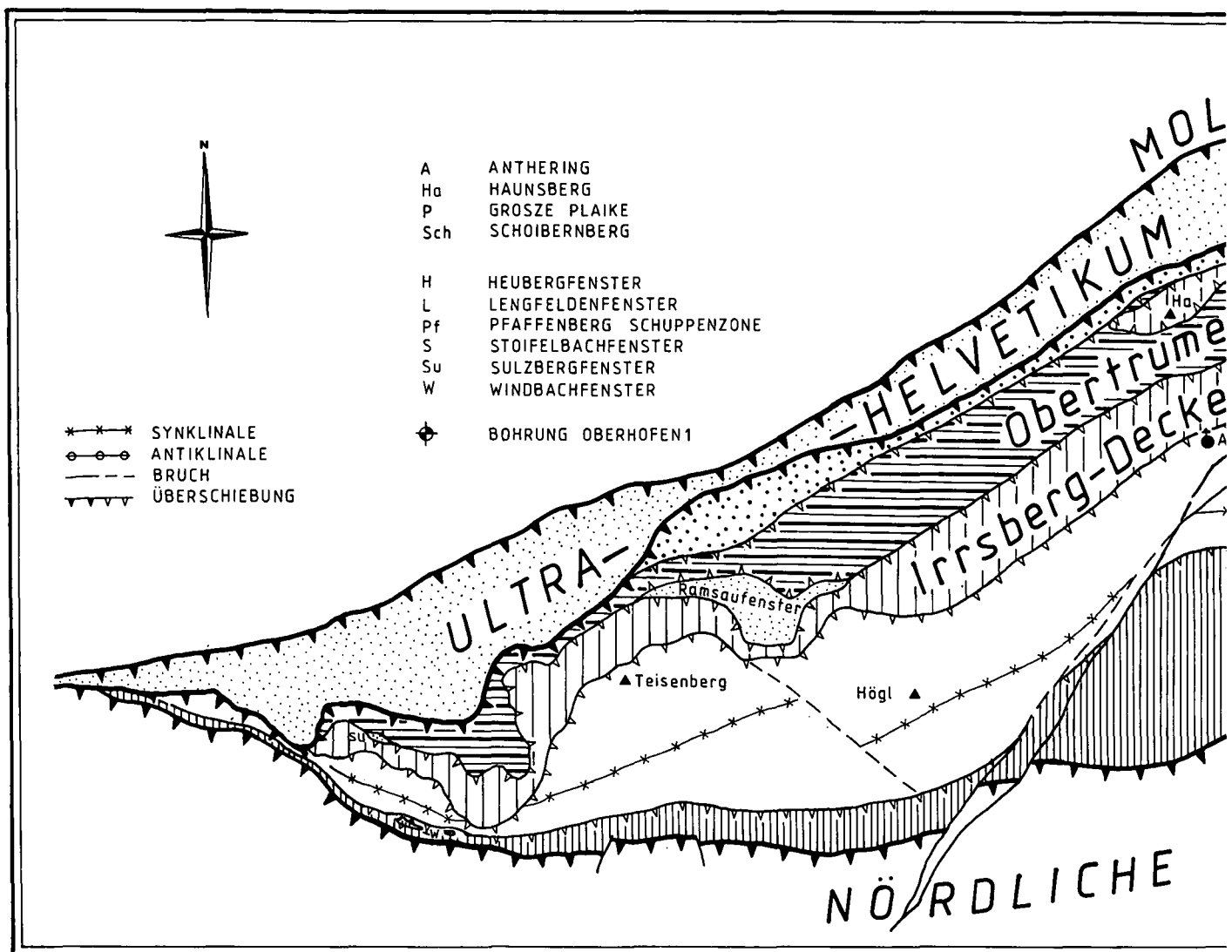


Abb. 3.
Tektonische Übersichtskarte der südostbayerischen und Salzburger Flyschzone.

Erstellt nach eigenen Aufnahmen und nach Unterlagen von ABERER & BRAUMÜLLER (1958), BRAUNSTINGL (unveröff.), FREIMOSER (1972), GÖTZINGER (1955), PREY (1969, 1980c).

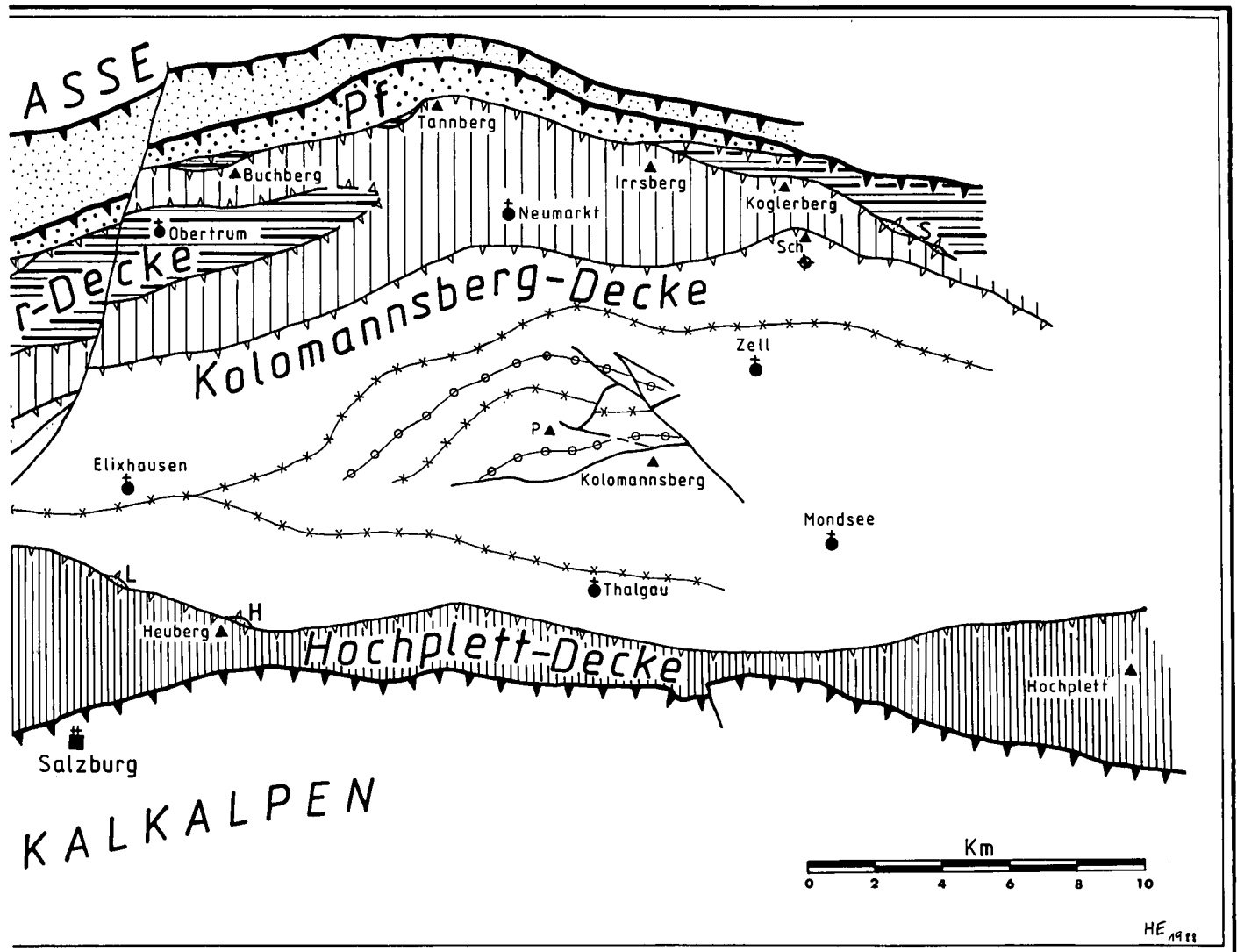
daß die Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch als Reliefüberschiebung zu deuten ist.

Bislang wurde als dominierender Baustil des Rhenodanubikums ein isoklinaler nordvergenter Faltenbau angenommen, welcher manchmal geringfügige Schuppung aufweisen soll (z. B. ABERER & BRAUMÜLLER, 1958, 34; PREY, 1980c, 298ff). Die nördlichste von ABERER & BRAUMÜLLER (s. o.) erkannte Einheit, welche aus verschuppten Unterkreideschichtgliedern aufgebaut wird, wurde von TOLLMANN (1985, 397) mit dem Begriff Laßbergsschuppe belegt; die nächsthöhere Einheit bekam vom selben Autor den Namen Tannbergsschuppe. Diese Bezeichnungen werden in der vorliegenden Arbeit nicht übernommen, da die tektonischen Verhältnisse am Tannberg komplizierter sind, als von ABERER & BRAUMÜLLER angenommen wurde.

Insgesamt konnten im Rhenodanubikum eine Schuppenzone am Nordrand (diese entspricht der Nordzone der Greifensteiner Decke im Wienerwald) und vier Teildecken erkannt werden. Die Bezeichnung „Teildecke“ erscheint hier gerechtfertigt, weil diese Einheiten bislang im Streichen schon über 40 km weit verfolgt werden konnten und Überschiebungsbeträge von einigen Kilometern vorliegen.

Die kartierungsmäßige Verfolgung der Ausstriche der Bewegungsbahnen machte aufgrund der weitflächigen Quartärbedeckung große Schwierigkeiten. Als günstig erwies es sich, daß sowohl im Westen des Arbeitsgebietes (etwa am Meridian des Haunsberges) als auch im Osten (etwa am Meridian des Irrsberges) verhältnismäßig gut aufgeschlossene N-S-Profile angetroffen wurden. Diese erlaubten, ausgehend vom Nordrand des Rhenodanubikums, eine Korrelation der Strukturelemente. Bei dieser waren auch Faziesvergleiche und vor allem die stratigraphischen Ergebnisse der vielen Nannoplanktonuntersuchungen von großer Bedeutung. Die auf diese Weise erarbeitete Karte und das von FREIMOSER (1972) geschaffene Bild der angrenzenden südostbayerischen Flyschzone ließen sich gut aneinanderpassen. Somit konnte eine tektonische Übersichtskarte der südostbayerischen und der salzburgischen Flyschzone geschaffen werden, die im Folgenden näher erläutert wird.

Auf dieser tektonischen Karte wurde im Norden des Rhenodanubikums auch noch das Ultrahelvetikum in seiner ganzen Ausstrichbreite dargestellt. Die Bezeichnung „Ultrahelvetikum“ ist hier im Sinne von PREY verwendet, welcher nicht nur die Buntmergelserie, son-



den auch die Kressenberger und Adelholzer Fazies zum Ultrahelvetikum rechnet (PREY, 1980b, 191). PREY (1980, 87) begründet diese Zuordnung damit, daß die karbonatreiche helvetische Fazies von Westen kommend nur etwa bis zum Tegernsee reicht und von hier weg gegen Osten faziell durch das pelitreiche Ultrahelvetikum ersetzt wird. Bereits früher machte PREY (1975, 3) darauf aufmerksam, daß in den ultrahelvetischen Ablagerungen Oberösterreichs das Eozän in Adelholzer Fazies dominiert; daraus leitet der genannte Autor die Vermutung ab, daß auch die entsprechenden Vorkommen in Salzburg und Ostbayern zum Ultrahelvetikum gehören könnten und daß hier die stratigraphisch liegende Buntmergelserie nur infolge Abscherung weitgehend fehlt.

3.2. Die Pfaffenberg-Schuppenzone

ABERER & BRAUMÜLLER (1958, 34) unterschieden am Nordrand des Salzburger Rhenodanubikums zwei Flyschschuppen: eine basale Schuppe, welche im wesentlichen aus Neokomflysch aufgebaut wird, und eine höhere Schuppe mit der üblichen Flyschschichtfolge

vom Neokom bis in die Oberkreide. TOLLMANN (1958, 397) gab der liegenden Einheit den Namen Laßberg-Schuppe, der hangenden den Namen Tannberg-Schuppe. Wie die jetzt abgeschlossene Neuuntersuchung allerdings zeigte, ist die tektonische Gliederung von ABERER & BRAUMÜLLER (s. o.) nicht zutreffend, da die Unterkreideablagerungen tatsächlich nirgends in einem stratigraphischen Zusammenhang mit den südlich anschließenden Oberkreidesedimenten stehen (s. Kap. 3.3.). Dementsprechend kann auch die von TOLLMANN vorgeschlagene Nomenklatur nicht aufrecht gehalten werden. Stattdessen wurde für die Schuppenzone am Nordrand des Rhenodanubikums, welche durch eine eigenständige Flyschfazies ausgezeichnet ist, die Bezeichnung Pfaffenberg Schuppenzone (nach dem südlich von Mattsee gelegenen Weiler Pfaffenberg) geprägt.

Bereits RICHTER & MÜLLER-DEILE (1940, 421f) erkannten die fazielle und tektonische Eigenständigkeit der Gesteine der Pfaffenberg Schuppenzone, welche sie aufgrund ihrer Position und ihrer Lithofazies mit den eozänen Unternoggschichten verglichen. ABERER & BRAUMÜLLER (1958, 17ff) konnten dann allerdings das Unterkreidealter der in Frage stehenden Ablagerungen

belegen; außerdem glaubten die genannten Autoren ein durchgehendes Profil von der Unterkreide über die Mittelekreide (Reiselsberger Schichten) bis in die Oberkreide (Zementmergelserie) erkannt zu haben. Diese Ergebnisse führten dazu, daß die vor allem durch ihre Grobklastikaführung ausgezeichneten Unterkreidegesteine am Nordrand der Flyschzone zur Schichtfolge des Rhenodanubikums gerechnet wurden. Daran änderte sich auch nichts, als die Neubearbeitung der Unternoggschichten an ihrer Typlokalität in Bayern eine stratigraphische Reichweite dieser Gesteine vom Apt bis in das Untereozän ergab (REICHEL, 1960, 90).

In jüngster Zeit konnte nachgewiesen werden (EGGER, 1987, 267 und Kap. 3.3. dieser Arbeit), daß es sich bei der als Reiselsberger Schichten angesprochenen Abfolge, welche zwischen Gault- und Campangesteinen liegt, tatsächlich um Altenglischer Schichten des Maastricht handelt. Damit ist eindeutig belegt, daß die Unterkreideablagerungen in keinerlei stratigraphischem Zusammenhang mit den oberkretazischen Schichtgliedern des Rhenodanubikums stehen. Daher muß jetzt aber auch die tektonische Zuordnung dieser Gesteine neu überdacht werden.

Bereits FREIMOSER (1972, 57) betonte die große Ähnlichkeit des Komponentenbestandes der verschiedenen Konglomeratvorkommen im Ultrahelvetikum und in der Flyschunterkreide Südostbayerns; diese geht soweit, daß der genannte Autor in dieser Hinsicht eine gemeinsame Beschreibung der erwähnten Grobklastikavorkommen durchführte. Zudem grenzen im dortigen Gebiet beide Schichtglieder – die dem Ultrahelvetikum zugerechnete Eschbannhauser Serie und die grobklastikaführende Unterkreide – unmittelbar aneinander.

Die Fazies der Eschbannhauser Serie wird nach FREIMOSER (1972, 24) von grauen Kalkmergeln, sandigen Schiefertönen und Tonmergeln dominiert, in die bis dm-dicke Sandsteinbänke und bis mehrere Meter dicke Konglomeratlagen regellos eingeschaltet sind. Die Sandsteinbänke sind überwiegend glaukonitführend und weisen teils ein kalkiges, teils ein kieseliges Bindemittel („Ölquarzite“) auf; die Psammite zeigen oft sedimentäre Übergänge in die Psephite. Die Lithofazies der Eschbannhauser Serie ist somit überaus ähnlich jener der Gaultgesteine in Salzburg. FREIMOSER konnte in der Eschbannhauser Serie das Maastricht sicher nachweisen, vermutet aber, daß in dieser Schichtfolge die gesamte Oberkreide vertreten ist. Sollte aber die Eschbannhauser Serie tatsächlich schon cenomane Anteile enthalten, dann wäre auch ein stratigraphischer Zusammenhang mit den Gaultgesteinen möglich.

Die Ähnlichkeit in der Lithofazies, der idente Komponentenbestand, die stratigraphische Kontinuität und die räumliche Nachbarschaft der Unterkreidegesteine und der oberkretazischen Eschbannhauser Serie legen den Gedanken nahe, daß alle diese Ablagerungen aus ein und demselben Sedimentationsraum stammen. Es ist daher wenig wahrscheinlich, daß – wie bisher angenommen wurde – eine große Überschiebung diese Vorkommen trennt. Damit erhebt sich die Frage, ob die genannten Gesteine zum Ultrahelvetikum oder zum Rhenodanubikum gehören.

Das Ultrahelvetikum kann nach PREY (1980b, 191) unterteilt werden in ein Nordultrahelvetikum (vorwiegend Kalkmergel und Mergel in der Kreide und im Paläozän; Nummulitenkalksandsteine im Eozän) und ein Südultrahelvetikum (vorwiegend bunte Tonmergel und Tonsteine); die Abnahme des Karbonatgehaltes von

Norden nach Süden repräsentiert dabei die in diese Richtung zunehmende Wassertiefe. Vor allem im Altertär des Südultrahelvetikums sind in die Pelitfazies grobklastische Partien eingeschaltet (s. z. B. FAUPL, 1978, 14), welche aber meist nur geringe Mächtigkeit und geringe streichende Erstreckung aufweisen.

Meist rot gefärbte südultrahelvetische Pelitgesteine treten auch am Nordrand des Salzburger Rhenodanubikums auf: Bereits ABERER & BRAUMÜLLER (1948, 33) machen darauf aufmerksam, daß diese Gesteine an der Basalfläche des Rhenodanubikums verschürft sind und im Steinbachgraben (Tannberg) sogar fensterartig innerhalb der Unterkreideablagerungen auftreten. Die oberkretazische Buntmergelserie des Steinbachfensters konnte jetzt im Streichen weiter nach Osten bis in den Mühlbergerbachgraben verfolgt werden. Eine reiche mittelcampäne Nannoflora lieferte ein hellroter Mergel, welcher östlich des Steinbaches in 690 m Seehöhe aufgesammelt wurde (BA 127/86):

Aspidolithus parvus constrictus (HATTNER)
Quadrum gothicum (DEFLANDRE)
Ceralithoides aculeus (STRADNER)
Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA
Cribrosphaerella ehrenbergii (ARKHANGELSKY)
Micula decussata VEKSHINA
Microrhabdulus decoratus DEFLANDRE
Lucianorhabdus cayeuxi (DEFLANDRE)
Watznaueria barnesae (BLACK)
Petrarhabdus copulatus (DEFLANDRE)
Nannoconus sp.

Weitere neue Vorkommen von Buntmergelserie wurden südlich des Reitshamer Baches, im unteren Mühlbergerbachgraben (600 m NN) und im Enhartinger Wald entdeckt. Alle dieser Vorkommen zeigen – wie auch die vergleichbaren Vorkommen am Haunsberg – keinen stratigraphischen Kontakt mit den Unterkreidegesteinen, sondern sind mit diesen verschuppt.

Das Fehlen von bunten Pelitgesteinen in der Schichtfolge der grobklastischen Gesteinsabfolge spricht gegen eine Zuordnung dieser Serie zum Ultrahelvetikum. Vielmehr weist das Auftreten von Tristelschichten und von turbiditischen Psammiten in allen Teilen der Schichtfolge auf eine enge fazielle Beziehung zum Rhenodanubischen Flysch hin. Daher werden im Sinne von BUTT & HERM (1978, 89) diese Gesteine als Nordrandfazies des Rhenodanubikums (als „marginaler Flysch“) betrachtet, welche dadurch ausgezeichnet ist, daß in die übliche Turbiditabfolge auch Grobklastiklagen eingeschaltet sind. Der stratigraphische Umfang der Abfolge scheint im betrachteten Gebiet vom Neokom bis in das Maastricht zu reichen. Der paläozäne Achthaler Sandstein repräsentiert vermutlich den altertären Anteil dieser Fazies.

3.3. Die Obertrumer Decke

Nach ABERER & BRAUMÜLLER (1958, 26) sollen an der Nordwestflanke des Haunsberges, am Buchberg und am Tannberg durchgehende Profile vom Gaultflysch bis zur Zementmergelserie vorliegen. Die von den genannten Autoren als Reiselsberger Schichten eingestufteten Sandsteinabfolgen mit Pelitzwischenlagen enthielten aber am Haunsberg und am Buchberg reiche Nannofloren des Maastricht und erwiesen sich damit als Altenglischer Schichten. Die nachstehende Flora, welche

OD... OBERTRUMER DECKE, ID... IRRSBERG DECKE,
KD... KOLOMANNSBERG DECKE



hier als Beispiel für den Fossilinhalt dieser Gesteine angeführt ist, stammt aus einer Probe vom Buchberg (Grabeneinschnitt rund 300 m ENE vom Gehöft Römersberg, BA55/86):

Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA
Reinhardtites anthophorus (DEFLANDRE)
Eiffelithus turriseiffeli (DEFLANDRE)
Cyclagelosphaera margerelii NOEL
Zygodiscus spiralis (BRAMLETTE & MARTINI)
Cribrosphaerella ehrenbergii (ARKHANGELSKY)
Watznaueria barnesae (BLACK)
Lucianorhabdus cayeuxi (DEFLANDRE)
Microrhabdulus decoratus DEFLANDRE
Prediscosphaera cretacea (ARKHANGELSKY)
Micula decussata VEKSHINA
Lithraphidites sp.

Das von ABERER & BRAUMÜLLER (s. o.) beschriebene Sandsteinvorkommen vom Tannberg (NW vom Gehöft Hallerbauer), welches im Zuge von Straßenbauarbeiten aufgeschlossen war, ist heute leider nicht mehr zugänglich. Aufgrund der am Haunsberg und am Buchberg gemachten Erfahrungen ist es aber überaus wahrscheinlich, daß es sich auch hierbei um Altenglbacher Schichten handelt und nicht um Reiselberger Schichten, wie ursprünglich vermutet wurde.

Es konnten somit an mehreren Stellen zwischen den Unterkreidegesteinen und der campanen Zementmergelserie Altenglbacher Schichten des Maastricht nachgewiesen werden. Die tektonische Interpretation dieser kleinen Vorkommen bereitete zunächst Schwierigkeiten: es war unklar, ob es sich dabei nur um kleine Späne handelt, um Gleitschollen (Divertikel) oder gar um Teile einer größeren Einheit. Erst die weitere Kartierung erbrachte die Entscheidung zugunsten der letztgenannten Annahme, da die erwähnten Aufschlüsse der neu entdeckten Obertrumer Decke (benannt nach dem Ort Obertrum) zugeordnet werden konnten. Der von TOLLMANN (s. o.) eingeführte Begriff „Tannbergsschuppe“ beinhaltet sowohl Teil der Obertrumer Decke als auch der ihr auflagernden Irrsberg Decke; diese Bezeichnung findet daher in der vorliegenden Arbeit keine Verwendung.

Daß die Vorkommen von Altenglbacher Schichten am Haunsberg, Buchberg und Tannberg Teile einer tektonisch tiefliegenden Flyscheinheit sind, wird vor allem deutlich, wenn man die Strukturen weiter gegen Osten verfolgt. Östlich der Zellerseefurche, nördlich des Koglerberges und am Rehberg, gewinnt diese Einheit nämlich zunehmend an Bedeutung: Aufgrund eines gegen Osten absteigenden Basalzuschnittes tritt hier dann auch die Zementmergelserie zum Schichtverband der Obertrumer Decke hinzu. Diese Decke erreicht hier eine Ausstreichbreite von 1,5 km (s. Abb. 5). Durch die Tiefbohrung Oberhofen 1 ist erwiesen, daß die Obertrumer Decke noch weiter gegen Süden reicht und mindestens 2 km weit von der Irrsberg Decke überschoben ist. Weiters erbrachte die Bohrung den Nachweis, daß auch noch tertiäre (eozäne) Schichtglieder am Aufbau der Obertrumer Decke beteiligt sind, welche hier im Osten des Arbeitsgebietes an der Oberfläche nicht austreichen.

Tertiäre Gesteine haben aber weite Verbreitung in der Obertrumer Decke südlich des Haunsberges (s. Abb. 4). Dort konnte nicht nur das Paläozän, sondern auch das Untereozän mit Hilfe von Nannofossilien nachgewiesen werden. Durch die Haunsbergdeck-

scholle der Irrsberg Decke ist eine Mindeschubweite dieser Decke auf die liegende Obertrumer Decke von 2,5 km belegt. Die Deckscholle liegt auf dem Maastricht der Altenglbacher Schichten, während weiter südlich die Hauptmasse der Irrsberg Decke oberpaläozäne Anteile der Altenglbacher Schichten überschiebt. Diese Beobachtung und die erwähnten Verhältnisse weiter im Osten (wo Tertiär in der Bohrung Oberhofen, nicht aber unter der an der Oberfläche austreichenden Deckenbahn auftritt) deuten auf eine Reliefüberschiebung hin.

Die größte Ausstreichbreite hat die Obertrumer Decke mit etwa 3 km in ihrem bayerischen Anteil, wo FREIMOSER (1972, 20) den Flysch bei Teisendorf als Fortsetzung der Basisschuppe des nordwestlichen Teisenberges erkannte. Diese „Basisschuppe“ ist der westlichste Teil der Obertrumer Decke. Tertiär konnte hier bislang nicht nachgewiesen werden; auch das von FREIMOSER (1972, 51) erwähnte fragliche Paläozänvorkommen östlich des Gehöftes Thal erwies sich jetzt aufgrund seiner Nannofossilführung als sicheres Maastricht.

3.3. Die Irrsberg Decke

Die Obertrumer Decke wird von der Irrsberg Decke (benannt nach dem Irrsberg bei Straßwalchen) überlagert, deren größte Ausstreichbreite 5 km beträgt. Die Überschiebungsbahn ist deutlich ausgebildet und wird durch mehrere Schürflinge von Ultrahelvetikum markiert: Im Osten des Arbeitsgebietes gehört dazu das von PREY entdeckte Stoifelbachfenster, welches aus kretazischen und alttertiären Gesteinen aufgebaut wird; die Schürflingsnatur dieses Vorkommens ist durch die Bohrung Oberhofen 1 (WAGNER et al., 1986, Abb. 9) eindeutig nachgewiesen (s. Abb. 5). In der gleichen tektonischen Position wie das Stoifelbachfenster liegen in der südostbayerischen Flyschzone das Ramsaufenster südlich von Teisendorf und das kleine Sulzbergfenster nördlich des Zinnkopfes (s. FREIMOSER, 1972, Beil. 1b).

Vermutlich war die Obertrumer Decke ursprünglich zur Gänze von der Irrsberg Decke überlagert. Heute ist diese höhere Decke vor allem in ihrem Westteil zurück-erodiert, wo die Obertrumer Decke einen halbfensterartigen Aufbruch bildet. Einen eindeutigen Hinweis auf die ursprüngliche Überlagerung gibt die Haunsberg-deckscholle der Irrsberg Decke (s. Abb. 4): die den Haunsbergkamm aufbauende Zementmergelserie zeigt eine klare, NE-SW-streichende Muldenstruktur. Unter diese fallen sowohl im Norden als auch im Süden Altenglbacher Schichten des Maastricht ein. Verfolgt man die Strukturen weiter gegen Osten, so zeigen sich ähnliche Lagerungsverhältnisse wieder am Buchberg südlich von Mattsee. Wieder wird eine aus Zementmergelserie aufgebaute Mulde im Norden und im Süden von Altenglbacher Schichten unterlagert. Und die gleiche Muldenstruktur tritt auch östlich des Buchberges am Tannberg auf.

Während bei den erwähnten Vorkommen die Gesteine der Irrsberg Decke auf kretazischen Anteilen der Obertrumer Decke liegen, sind sie weiter im Süden gelegentlich auf alttertiäre Altenglbacher Schichten aufgeschoben. Dadurch fällt es dort leicht, den Ausstrich der Bewegungsbahn zu verfolgen: südlich des Haunsberges verläuft dieser im Einzugsgebiet des Achartin-

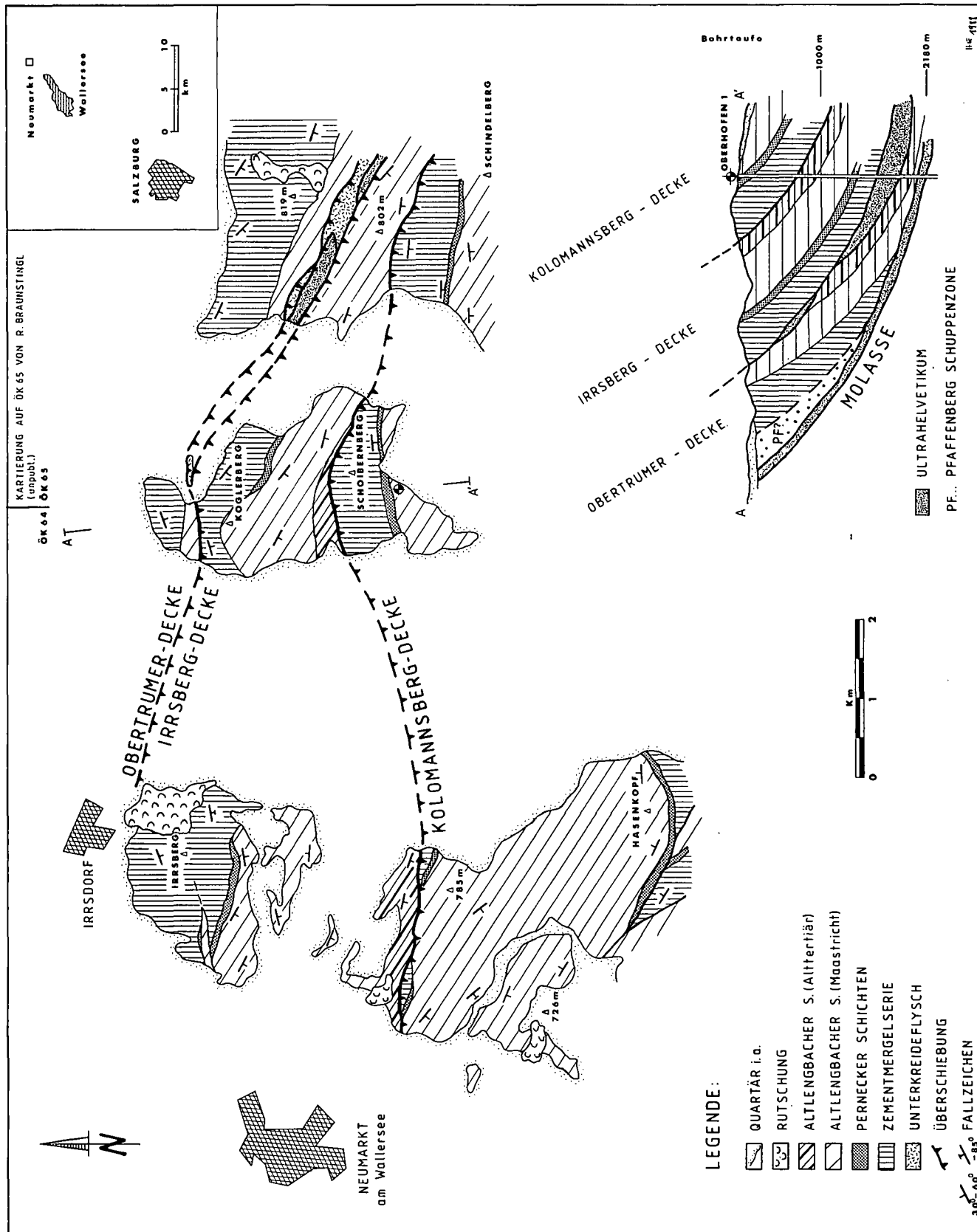


Abb. 5.
Tektonik und Stratigraphie der Flyschzone im Nordostteil des Ar-beitsgebietes.
Bohrung Oberhofen 1 nach WAGNER et al. (1980).

ger Baches; oberstes Paläozän (NP 9 – *Discoaster multiradiatus* Zone) wird von campaner Zementmergelserie (Hällritzer Serie) überschoben. Unmittelbar aufgeschlossen wurde diese Überschiebung im kleinen Graben westlich vom Weiler Wald angetroffen; bemerkenswert ist dabei, daß diese wichtige Störung eine nur etwa 1 m breiten stark zerscherten und dicht mit Kalzitadern durchzogenen Bereich schuf.

In Bayern liegt die Irrsberg Decke (Kachelstein Mulde bei FREIMOSER, 1972, 19) gleich westlich des Raumsau-fensters mit Zementmergelserie den Altenglbacher Schichten auf; westlich des Einschnittes der Roten Traun überlagert der westlichste stark verschuppte Ausläufer der Irrsberg Decke die Zementmergelserie der Obertrumer Decke. Diese Überschiebung ist durch einen kleinen Schürfling von Buntmergelserie und einen weiteren mit Unterkreideflysch, welche beide auf der Karte von FREIMOSER (1972, Beil. 12b) vermerkt sind, markiert.

Aus dem oben Gesagten ergibt sich, daß die Irrsberg Decke, welche selbst einen Schichtumfang von der Zementmergelserie bis in das Alttertiär der Altenglbacher Schichten hat, verschiedenen stratigraphischen Niveaus der Obertrumer Decke auflagert. Möglicherweise handelt es sich dabei um eine Reliefüberschiebung. Das Inkohlungsprofil von der Obertrumer Decke über die Ultrahelvetikumsschürflinge in die Irrsberg Decke zeigt einen einheitlichen Gradienten (WAGNER et al., 1986, 18); die Überschiebung muß daher schon vor der Ausbildung des Reifeprofiles erfolgt sein.

3.5. Die Kolomannsberg Decke

Mit einer Ausstreichbreite von bis zu 12 km ist die Kolomannsberg Decke (benannt nach dem Kolomannsberg nördlich von Thalgaun) die bei weitem ausgedehnteste der Teildecken der Hauptflyschdecke. Östlich der Zellerseefurche liegt der Nordrand der Kolomannsberg Decke knapp nördlich des Schoibenberggipfels. Diese Erhebung wird von Gesteinen der Zementmergelserie aufgebaut, welche oberpaläozäne Altenglbacher Schichten (NP 9) überschoben; letztere waren sehr gut im Grabeneinschnitt an der Nordwestflanke des Schoibenberges aufgeschlossen. Von hier weg weiter gegen Osten gelang R. BRAUNSTINGL (frdl. mündl. Mitt.) die Verfolgung der Deckengrenze bis etwa Straß im Attengau. Die Schichtgrenzen der liegenden Irrsberg Decke streichen schräg unter die Kolomannsberg Decke hinein, sodaß östlich des Schoibenberges die Zementmergelserie Maastrichtgesteine überschiebt. Durch das Inkohlungsprofil der Tiefbohrung Oberhofen 1, welche etwas südlich des Schoibenberges abgeteuft wurde, ist ein eindeutiger Inkohlungsprung an der Basis der Kolomannsberg Decke belegt; diese Decke kann daher erst verhältnismäßig spät, nämlich nach der Ausbildung des Reifeprofiles, auf den schon wesentlich älteren Überschiebungsbau von Obertrumer Decke, Irrsberg Decke und dazwischen verschürftem Ultrahelvetikum aufgeföhren sein (s. WAGNER et al., 1986, 15).

Westlich der mit quartären Sedimenten teilweise verfüllten Zellerseefurche konnte der Nordrand der Kolomannsberg Decke wieder im Einzugsgebiet des Haldingerbaches (SE von Neumarkt am Wallersee) aufgespürt werden. Dort überschiebt Zementmergelserie ebenfalls pelitische Altenglbacher Schichten der *Discoaster multiradiatus* Zone (NP 9). Die gleichen Verhältnisse treten

dann wieder im westlichen Flachgaun auf, wo das Streichen des Antheringer Baches annähernd der Streichrichtung der in Frage stehenden Deckengrenze entspricht.

Im Arbeitsgebiet von FREIMOSER (1972, Beil. 1b) entspricht der Nordrand des „mittleren Muldenbereiches“ dem Ausstrich der Deckengrenze. Die Karte von FREIMOSER zeigt deutlich die diskordante Überschiebung der Stoßer-Ach-Mulde (= Kolomannsberg Decke) über einen gefalteten Untergrund.

Wie bereits aus der oben erwähnten Bezeichnung „mittlerer Muldenbereich“ von FREIMOSER hervorgeht, ist der Internbau der Kolomannsberg Decke durch große Falten charakterisiert (s. Abb. 3 und Abb. 6). Im Kern der von Bayern nach Salzburg herüberstreichenden Mulde haben sich gelegentlich noch paläozäne Schichtanteile erhalten: dazu gehören die Vorkommen im Wiesbachgraben südlich von Ainring (Höglflysch; FREIMOSER, 1972, 51) und die ausgedehnten Aufschlüsse von Alttertiärflysch im Bereich des Hochgitzens (PREY, 1980c, 292). Östlich von Elixhausen scheint diese Muldenzone in zwei Teiläste aufzuspalten. Der nördliche Ast streicht zunächst gegen Nordosten, sein zentraler Teil wird durch die Altpaläozänvorkommen (NP 3) im Eugénbach markiert (s. EGGER, 1987, 268); erst südlich von Neumarkt am Wallersee biegt er wieder in eine annähernd E-W-gerichtete Streichrichtung um. Die Achse der südlichen Teilmulde streicht in Richtung Thalgaun; ihr Kern wird wiederum durch Altpaläozänvorkommen (NP 3) im Stollberggraben nördlich von Thalgaun markiert (das Alttertiär grenzt hier mit einer steilstehenden Störung an das Obermaastricht).

Die beiden Mulden werden durch eine Antiklinalzone, welche neben einer Internfaltung auch eine ausgeprägte Bruchtektonik aufweist, getrennt. Die ältesten Gesteine dieses Sattels wurden im Bereich des Schönfeichtplatzls (östlich vom Steinwandl) gefunden: es handelt sich dabei um Seisenburger Schichten, welche hier im Antiklinalkern auftauchen und allseitig, mit umlaufendem Streichen, von der Zementmergelserie umgeben werden. Interessant ist dieses Vorkommen auch deswegen, weil die ältesten Gesteine am Nordrand der Kolomannsberg Decke zur Zementmergelserie gehören. Es könnte somit ein gegen Süden absteigender basaler Schrägzuschnitt der Kolomannsberg Decke vorliegen. Nach den bisherigen Erfahrungen ist in dieser Einheit aber nicht mit mächtigem Mittel- oder Unterkreideflysch zu rechnen. Eine Bohrung in der Antiklinale würde mit größter Wahrscheinlichkeit schon knapp unter der Erdoberfläche auf die liegende Irrsberg Decke treffen (s. Abb. 6). Daher kann hier eine Mindestschubweite der Kolomannsberg Decke über die Irrsberg Decke von 7 km angenommen werden.

Die Achse der erwähnten Antiklinale und auch jene der sie begleitenden Mulden scheinen in westliche Richtung abzutauchen; diesen Trend zeigen auch einige Kleinfaltenachsen, welche am Thalgauberg einge-messen werden konnten. Andererseits scheint die Achse der großen Mulde, welche die Kolomannsberg Decke in Bayern bildet, gegen Osten einzufallen. Daher ist es wahrscheinlich, daß eine NE-SW-streichende Achsendepression knapp westlich der Stadt Salzburg vorbeistreicht. Als Hinweise dafür können auch die ausgedehnten Paläozänvorkommen im Bereich des Hochgitzens und die außergewöhnlich große Breite des Rhodanubikums am Meridian von Salzburg gewertet werden.

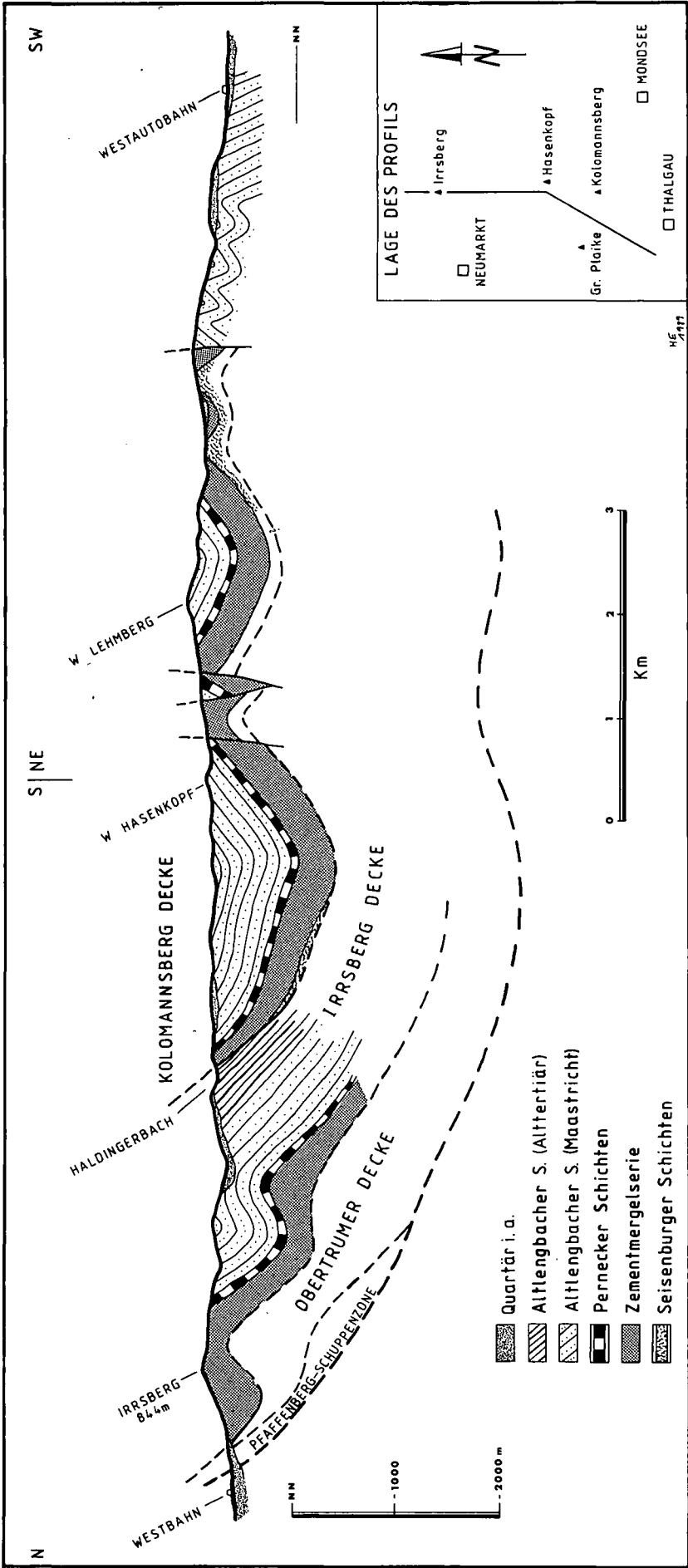


Abb. 6.
Profil durch die Flyschzone im Ostteil des Arbeitsgebietes.

3.6. Die Hochplett Decke

Sieht man von kleinen Schürflingen unmittelbar an der Kalkalpenstirn ab (z. B. die Gaultflyschvorkommen im Alterbach östlich der Stadt Salzburg), so ist die Hochplett Decke die südlichste Baueinheit des hier besprochenen Gebietes. Diese Einheit erreicht ihre größte Breite mit knapp 5 km an ihrer zwischen Mondsee und dem Attersee gelegenen namensgebenden Lokalität und im Stadtgebiet von Salzburg (s. Abb. 3). Das dominierende Schichtglied ist am Hochplett mit einer Mächtigkeit von mindestens 500 m (BRAUNSTINGL, 1986, 402) die Zementmergelserie. Am Nordfuß des Hochplett ist das Liegende dieser Serie in Form von Seisenburger Schichten, Reiselsberger Schichten und Unterkreideflysch aufgeschlossen. Diese Abfolge ist gegen Norden auf gefalteten Oberkreideflysch aufgeschoben (PREY, 1980b, 201), wodurch die starke Verschuppung der erwähnten Unterkreidegesteine eine Erklärung findet.

Im Bereich des Mondseebeckens wird die Nordgrenze der Hochplett Decke von quartären Ablagerungen verhüllt. Westlich des Mondsees konnte aber die streichende Fortsetzung dieser Überschiebung wieder entdeckt werden: Die Grabeneinschnitte im Vorland des Schober zeigen in ihren unteren Abschnitten meist sehr schöne Aufschlüsse von Altlenzbacher Schichten, welche reiche Nannofloren des Maastricht lieferten. Diese zur Kolomannsberg Decke zählenden Gesteine fallen gegen Süden ein. Quartärsedimente (Grundmoräne, Hangschutt- und Bergsturzmassen, Massenbewegungen) stehen meist in den höherliegenden Teilen der erwähnten Gräben an. Eine Ausnahme bildet der Grabeneinschnitt beim Gehöft Schwandbauer (NNW des Schobergipfels: Auch dort ist das Schichtfallen generell gegen Süden gerichtet. Gleich südlich der Straße (in etwa 680 m Seehöhe) stehen im Hangenden der Altlenzbacher Schichten unterkretazische Tristelschichten an. Gegen Hangend nimmt die tektonische Beanspruchung zu, zahlreiche Harnische und kalzitverheilte Klüfte durchziehen das Gestein, und in 710 m Seehöhe treten bunte Pelite aus dem Hang. Diese lieferten eine sehr arme Sandschalerfauna, welche nach K. F. WEIDICH (frdl. mündl. Mitt.) möglicherweise aus der Unterkreide stammt (BA30/87):

Rhizammina algaeformis BRADY
Glomospira charoides (JONES & PARKER)
Reophax cf. minutus TAPPAN
Trochammina sp.
Thalmannammina sp.

Gemeinsam mit diesen bunten Peliten treten kleine Mürbsandsteinvorkommen auf. Nach den im Hochplettgebiet gemachten Erfahrungen, wo in den Reiselsberger Schichten ebenfalls bunte Pelitgesteine auftreten, könnte es sich auch hier um dieses Schichtglied handeln. Ab 720 m Seehöhe wurden im Schwandbauerngraben gute Aufschlüsse von südfallender Zementmergelserie angetroffen.

Aufschlüsse von Zementmergelserie treten auch in der streichenden Fortsetzung der eben erwähnten Vorkommen gegen Westen bis zum annähernd meridional orientierten Tal der Fuschler Ache auf. Der Ausstrich der Überschiebungsfläche selbst ist aber unter mächtigem Quartär verborgen. Noch weiter westlich aber markieren die Ultrahelvetikumfenster am Heuberg und bei Lengfelden die Nordgrenze der Hochplett Decke. Es muß dazu aber bemerkt werden, daß es sich bei

diesen Strukturen nach PREY (19870c, Abb. 1 und 300f) um einigermaßen symmetrisch gebaute Flyschantiklinalen handeln soll, in deren Kern das Ultrahelvetikum zu Tage tritt. Die Verschuppung in diesem Bereich ist allerdings so groß, daß hier auch durchaus eine größere Überschiebung denkbar ist, entlang welcher die auffällige Talung von Lengfelden entstand. Es könnte aber auch die Überschiebung der Hochplett Decke, welche am Hochplett und im Vorland des Schober so deutlich entwickelt ist, gegen Westen allmählich ausklingen.

Im angrenzenden Bayern liegt die „Südliche Aufbruchzone“ (FREIMOSER, 1972, 16ff) in der streichenden Fortsetzung des Lengfeldenfensters. Auch in dieser Struktur liegt ein Ultrahelvetikumsvorkommen, das Windbachfenster. Weit verbreitet ist aber wieder – wie auch im Vorland des Hochplett – der Unterkreideflysch. Dieser wird, soweit erkennbar, sowohl im Norden als auch im Süden von Störungen begrenzt (FREIMOSER, 1972, 16); es dürfte sich daher dabei um Schürflinge handeln, obwohl auch FREIMOSER betont, daß die Südliche Aufbruchzone noch teilweise die Struktur einer Sattelzone hat.

3.7. Bruchtektonik

Aufgrund der mächtigen, oft einförmigen Schichtfolgen und wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse sind Querstörungen im Rhenodanubikum meist schwer nachzuweisen. Daß ausgeprägte Bruchsysteme existieren, zeigen beispielsweise die Verhältnisse im Hennsdorfer Wald, nördlich des Kolomannsberges (s. Abb. 3): die Schichtfolge von Zementmergelserie, Pernecker Schichten und Altlenzbacher Schichten der dort vorliegenden spezialgefalteten Antiklinalzone wird an mehreren Störungen versetzt. Diese Brüche weisen nur geringe Versetzungsbeträge auf und wären in einem lithofaziell einförmigeren Gebiet vermutlich nicht erkannt worden. Am ausgeprägtesten ist eine NW–SE-verlaufende Struktur, welche östlich des Kolomannsberges in die gleichorientierte, mit quartären Sedimenten verfüllte Zellerseefurche hinausstreicht.

Die wichtigste Bruchstruktur des Arbeitsgebiets liegt aber weiter westlich (s. Abb. 3): Bereits ABERER & BRAUMÜLLER (1958, 32 und Karte) zeichnen im Bereich des Obertrumer Sees eine Blattverschiebung ein, auf welche auch schon GÖTZINGER (1931, 62) hingewiesen hatte. Diese Struktur ließ sich vor allem im Ultrahelvetikum gut erkennen, wo die morphologisch oft markant hervortretenden Nummulitenkalksandsteine versetzt werden. ABERER & BRAUMÜLLER (s. o.) vermuteten, daß diese Störung ein NNW–SSE-Streichen aufweist. Die jetzt abgeschlossenen Untersuchungen ergaben allerdings eine dem Obertrumer See parallel verlaufende NNE–SSW-streichende Störung, deren Fortsetzung in südlicher Richtung nun erkannt werden konnte. Südöstlich vom Ort Obertrum treten im Spielberggraben bei Kirchstätt und im unteren Teil des Moosgrabens paläozäne bis untereozäne Gesteine auf (s. Abb. 4). In der Streichrichtung dieser Gesteine gegen Westen befinden sich im oberen Teil des Moosgrabens und im Sulzberggraben campane Pernecker Schichten und Altlenzbacher Schichten des Maastricht. Zwischen den alttertiären und den kretazischen Ablagerungen muß daher eine Bruchstruktur durchstreichen.

Einen weiteren Hinweis auf die Lage dieser Störung liefern die Aufschlüsse im Gebiet von Mödlham: beim Weiler Oberkapelln steht Paläozänflysch an, während etwas weiter östlich beim Weiler Schmiding das Maastricht nachgewiesen werden konnte. Unmittelbar aufgeschlossen wurde der erwähnte Bruch aber im Hochgraben südöstlich vom Ort Anthering angetroffen; dort grenzen in 470 m Seehöhe Pernecker Schichten an oberpaläozäne Altenglbacher Schichten (NP 9). Da im etwas weiter südlich gelegenen Frauengraben nur mehr paläozäne Gesteine beobachtet werden konnten, nicht aber campane Ablagerungen, ergibt sich, daß die Störung vom Hochgraben weg gegen Südwesten streicht. Damit bildet sie die unmittelbare Fortsetzung der Saalachstörung.

Hinweise auf die Wirksamkeit der Saalachstörung im Rhenodanubikum waren schon seit längerem bekannt: so liegt der in der Karte von GÖTZINGER (1955) verzeichnete alte Ölausbiß bei Hammerau direkt an dieser Störung. Auch FREIMOSER (1972, 20) betonte die Wichtigkeit dieser Struktur, deren Bedeutung als wichtige Blattverschiebung am Kalkalpennordrand schon auf der Karte von PREY (1969) deutlich ersichtlich ist.

Die Saalachstörung ist damit bis jetzt in den Nördlichen Kalkalpen, im Rhenodanubikum und im Ultrahelvetikum nachgewiesen worden und ist somit sicher erst nach der Ausbildung des Deckenbaues angelegt worden. Es handelt sich daher um eine spät- bis postorogene Störung, die sich vermutlich aus dem kristallinen Untergrund durchpaust. Im Gegensatz dazu konnten keinerlei Hinweise für die Fortsetzung einer möglichen Salzachtalstörung im Rhenodanubikum entdeckt werden. Das Gleiche gilt auch für die Wolfgangseestörung; dieses bedeutende Lineament ist vermutlich schon vorgesaisch angelegt worden (s. PLÖCHINGER, 1964, 63). Erst während des tertiären Deckentransportes wurden dann Spurschollen des Rhenodanubikums und Gesteine des Ultrahelvetikums an diesem alten Grenzblatt hochgeschürft. Die Störung selbst aber ist, wie auch die Salzachtalstörung, eine transportierte Struktur.

4. Schlußbemerkungen

Wie die bisher in den Nördlichen Kalkalpen abgeteufte Tiefbohrung zeigen (s. Zusammenfassung bei TOLLMANN, 1985, 112f, Tab. 9), ist unter den Kalkalpen das Rhenodanubikum nur in kleinen Resten vorhanden. Diese Spurschollen (EGGER, 1987, 145) sind wichtige Beweise für den meridionalen Transport des Rhenodanubikums; gleichzeitig stellt sich aber die Frage, ob es sich dabei tatsächlich um einen Nordtransport des Rhenodanubikums handelt, oder ob nicht im Zuge einer nach Süden gerichteten Subduktion das Rhenodanubikum gegen Süden unter das Ostalpin unterschoben wurde. Unter dem Einfluß des Subduktionsmodells wurde die letztgenannte Auffassung in jüngster Zeit von verschiedenen Autoren (z. B. FUCHS, 1985; BAUER, 1987) bevorzugt; aufgrund der Lage der Hauptmasse des Rhenodanubikums vor den Nördlichen Kalkalpen wurde die Flyscheinheit als Akkretionskeil interpretiert, welche durch die Abscherung der nordpenninischen Sedimente von ihrer ozeanischen Kruste entlang des Nordrandes der ostalpinen Platte gebildet wurde.

In der vorliegenden Arbeit wurden interne Überschiebungen im Rhenodanubikum vorgestellt, welche im

Streichen über mehrere Zehnerkilometer verfolgt werden konnten. Gleichzeitig wurde betont, daß die Ultrahelvetikumsfenster als Schürflingsfenster interpretiert werden müssen. Damit lassen sich diese Strukturen aber mit einem Subduktionsmodell allein nicht erklären, da das Ultrahelvetikum paläogeographisch im Norden des Rhenodanubikums beheimatet war; somit wäre es erst lange nachdem die Überschiebungen im Rhenodanubikum entstanden waren, in das eigentliche Subduktionsgeschehen miteinbezogen worden.

BRAUNSTINGL (1988, 241f) versuchte dieses Problem zu lösen, indem er die Ultrahelvetikumsvorkommen nicht als Fenster interpretiert: er nimmt an, daß auch am Südrand des Flyschtroges eine der ultrahelvetischen Fazies ähnliche Faziesausbildung existierte. Diese parautochthone Hangsedimente sollen auf dem sich bildenden Akkretionskeil abgelagert und im Zuge der fortdauernden Bewegungen an den Schubbahnen eingeklemmt worden sein. Gegen diese Interpretation spricht aber eindeutig das Alter der Buntmergelserie! MAURER (1972, 143ff) beschreibt aus dem im Westen an das Arbeitsgebiet von BRAUNSTINGL angrenzenden Gebiet eine stratigraphische Abfolge des Ultrahelvetikums vom Coniac bis in das Alttertiär; auch für zahlreiche andere Vorkommen der Buntmergelserie ist ein solcher Schichtumfang nachgewiesen (s. PREY, 1980b, 193). Im Sinne von BRAUNSTINGL müßte diese Buntmergelserie aber dann nicht nur die Altenglbacher Schichten, sondern auch die Zementmergelserie faziell vertreten. Im Gebiet von BRAUNSTINGL ist aber – sowie auch im übrigen Rhenodanubikum – das Santon und Campan in Form der Zementmergelserie und der Pernecker Schichten, das Maastricht und das Paläozän in Form der Altenglbacher Schichten vorliegend. Die Annahme von BRAUNSTINGL kann daher auf keinen Fall richtig sein.

Auch die Möglichkeit, die Ultrahelvetikumsschürflinge erst durch spätere Nachbewegungen in ihre heutige Position gelangen zu lassen, ist nicht praktikabel. Durch den einheitlichen Inkohlungsgradienten (s. WAGNER et al., 1986) von Obertrumer Decke, verschürftem Ultrahelvetikum und Irrsberg Decke ist der frühe Zeitpunkt dieser Bewegungen belegt. Andererseits beweist der Inkohlungssprung an der Basis der hangenden Kolomannsberg Decke, daß diese Einheit erst relativ spät in ihre heutige Position gelangte. In einem zu einer Subduktionszone gehörenden Akkretionskeil wäre aber der genau entgegengesetzte Bewegungsablauf zu erwarten, da dort infolge der Unterschiebung die höchsten Einheiten die ältesten Bewegungen repräsentieren.

Bereits RICHTER & MÜLLER-DEILE (1940, 427) erkannten, daß der Nordrand der Kalkalpen oft nicht parallel zu den tektonischen Strukturen der Flyschzone verläuft (s. a. Abb. 3 dieser Arbeit); die Flyschzone erfuhr ihre erste Deformation und eine darauffolgende Abtragung bereits vor der Überschiebung durch die Nördlichen Kalkalpen. Daher wurde diese Überschiebung in der Folge immer wieder als bestes Beispiel für eine Reliefüberschiebung in den Alpen genannt (z. B. TOLLMANN, 1971, 378).

EGGER (1987, 148) konnte auch im Vorland der Weyerer Bögen zeigen, daß die Kalkalpen nur ein älteres Gefüge der Flyschzone überprägen. Dort treten innerhalb des Rhenodanubikums bemerkenswerte tektonische Diskordanzen auf: so liegt die parallel abgescherter Spadenbergschuppe verhältnismäßig flach auf der viel

steiler gefalteten Knollerbergschuppe, welche zudem noch schräg unter die höhere Einheit hineinstreicht. Es sind daher hier deutlich zwei verschiedene Deformationen erkennbar, von denen die jüngere – die sich hier in der Überschiebung durch die Spadenbergschuppe dokumentiert – vermutlich durch die Kollision mit den Nördlichen Kalkalpen bewirkt wurde. Mit einer Mindestschubweite von 3 km überlagert die Spadenbergschuppe verschiedene stratigraphische Niveaus der Knollerbergschuppe; somit ist es naheliegend anzunehmen, daß die Knollerbergschuppe nach ihrer ersten Faltung bereits erodiert wurde, daß also auch innerhalb des Rhenodanubikums Reliefüberschiebungen vorliegen.

Reliefüberschiebungen belegen vertikale Hebungen und damit in Zusammenhang den Aufbau von Reliefenergie; diese ist wiederum eine Voraussetzung für großräumige Schweregleitungen. Gravitationstektonische Vorgänge des Rhenodanubikums sollten daher als Alternative und als Ergänzung zur Unterschiebungstektonik weiter in Betracht gezogen werden.

Dank

Für anregende Diskussionen und für die Überlassung noch unpublizierter Kartierungsergebnisse bedanke ich mich herzlich bei Herrn Dr. R. BRAUNSTINGL (Salzburg). Frau Prof. Dr. E. Ch. KIRCHNER (Salzburg) schulde ich besten Dank für röntgendiffraktometrische Mineralbestimmungen. Herrn Hofrat Dr. H. STRADNER (GBA) und Herrn Univ.-Doz. Dr. K. F. WEIDICH (München) gilt mein herzlicher Dank für wichtige Fossilbestimmungen.

Literatur

- ABERER, F. & BRAUMÜLLER, E.: Über Helvetikum und Flysch im Raume nördlich von Salzburg. – Mitt. geol. Ges. Wien, **49**, (1956), 1–40, 3 Taf., 1 Kt., Wien 1958.
- BAUER, F. K.: Die Stellung der Nördlichen Kalkalpen in einem Unterschiebungsbau der Alpen. – Jb. Geol. B.-A., **130/2**, 113–131, 4 Abb., Wien 1987.
- BRAUNSTINGL, R.: Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 65 Mondsee. – Jb. Geol. B.-A., **129/2**, 402–403, Wien 1986.
- BRAUNSTINGL, R.: Die Flyschzone südwestlich von Steyr (Oberösterreich): Geologischer Bau und Überlegungen zum Ultrahelvetikum. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 231–243, 4 Abb., Wien 1988a.
- BRAUNSTINGL, R.: Bericht 1987 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 65 Mondsee. – Jb. Geol. B.-A., **131/3**, 420–421, Wien 1988b.
- BUTT, A. & HERM, D.: Paleo-oceanographic Aspects of the Upper Cretaceous Geosynclinal Sediments of the Eastern Alps. – In: CLOSS, H., et al. (Hrsg.): Alps, Apennines, Hellenides, 87–94, 2 Abb., Stuttgart (Schweizerbart) 1978.
- EGGER, H.: Bericht 1985 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 64 Straßwalchen. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 401–402, Wien 1986.
- EGGER, H.: Die Geologie der Rhenodanubischen Flyschzone südöstlich von Steyr (Oberösterreich, Niederösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **130/2**, 139–151, 5 Abb., Wien 1987.
- EGGER, H.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 64 Straßwalchen. – Jb. Geol. B.-A., **130/3**, 267–268, Wien 1987b.
- EGGER, H.: Bericht 1987 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone und den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 64 Straßwalchen. – Jb. Geol. B.-A., **131/3**, 416–417, Wien 1988.

EGGER, H.: Über einige geologische Beobachtungen in der Flyschzone südlich von St. Peter in der Au (Niederösterreich). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **126**, 59–66, 1 Abb., 1 Tab., Wien 1989.

FAUPL, P.: Faziestypen der paläogenen Buntmergelserie der östlichen Ostalpen. – Mitt. österr. geol. Ges., **68**, 13–38, 10 Abb., 5 Tab., Wien 1978.

FRASL, G.: Clasts from the Haunsberg Wildflysch (N of Salzburg – Implications on the Northern Border Zone of the Rhenodanubian Flysch Trough. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P.: Geodynamics of the Eastern Alps; 70–84, 2 Abb., Wien (Deuticke) 1987.

FREIMOSER, M.: Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der Südostbayrischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Bergen/Obb. und Salzburg. – Geol. bavar., **66**, 7–91, 8 Abb., 2 Tab., 6 Beil., München 1972.

FUCHS, W.: Großtektonische Neuorientierung in den Ostalpen und Westkarpaten unter Einbeziehung plattentektonischer Gesichtspunkte. – Jb. Geol. B.-A., **127/4**, 571–631, 9 Abb., 1 Beil. Wien 1985.

GÖTZINGER, G.: Aufnahmebericht über Blatt Salzburg (4850). – Verh. Geol. B.-A., **1931**, 60–63, Wien 1931.

GÖTZINGER, G.: Geologische Karte der Republik Österreich, 1 : 50.000, Blatt Salzburg. – Wien (Geol. B.-A.) 1955.

GÖTZINGER, G. & BECKER, H.: Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches (Neue Fossilfunde). – Jb. Geol. B.-A., **82**, 343–396, 5 Abb., 5 Taf., Wien 1932.

HESSE, R.: Turbiditic and non-turbiditic mudstone of Cretaceous flysch sections of the East Alps and other basins. – Sediment., **22**, 387–416, 11 Abb., 2 Tab., Oxford etc. 1975.

HESSE, R.: Cretaceous – Paleogene Flysch zone of the East Alps and Carpathians: identification and plate-tectonic significance of „dormant“ and „active“ deep-sea trenches in the Alpine-Carpathian Arc. – In: LEGGETT, J. K. (Hrsg.): Trench-Forearc Geology: Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins. – Geol. Soc. Spec. Publ., **10**, 471–494, 12 Abb., Oxford (Blackwell) 1982.

HOFFER, J. & TICHY, G.: Profile aus der unteren Muntigler Serie (Flysch) des Henndorfer Waldes, Salzburg. – Der Karinthin, **89**, 73–94, 2 Abb., 3 Tab., 2 Taf., 2 Beil., Salzburg 1983.

MAURER, H.: Zur Geologie des Helvetikums und der Flyschzone zwischen dem Steyr- und Kremstal. – Mitt. geol. Ges. Wien, **64**, 137–172, 4 Taf., Wien 1972.

MOJSISOVICS, E., v.: Jahresbericht 1889. – Verh. Geol. R.-A., **1890**, 30–31, Wien 1890.

MÜLLER-DEILE, G.: Flyschbreccien in den Ostalpen und ihre paläogeographische Auswertung. – N. Jb. Miner. etc., Beil.-Bd., **84**, Abt. B, 330–378, 7 Taf., Stuttgart 1940.

MUTTI, E. et al.: Examples of Turbidite Facies and Facies Associations from Selected Formations of the Northern Apennines. – IX. International Congr. Sediment., Field Trip A11, 21–36, 3 Abb., Nice 1975.

PERCH-NIELSEN, K.: Cenozoic calcareous nannofossils. – In: BOLLI, H. M. et al.: Plankton Stratigraphy; 427–554, 91 Abb., Cambridge etc. (Cambridge University Press) 1985.

PREY, S.: Geologie der Flyschzone im Gebiete des Perneckerkogels westlich Kirchdorf a. d. Krems (Oberösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **94/1**, 93–165, 1 Tab., 2 Taf., Wien 1950.

PREY, S.: Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (N.Ö.). – Jb. Geol. B.-A., **100**, 299–356, 2 Abb., 1 Taf., Wien 1957.

PREY, S.: Geologische Karte der Umgebung der Stadt Salzburg, 1 : 50.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1969.

PREY, S.: Bemerkungen zur Paläogeographie des Eozäns im Helvetium – Ultrahelvetikum in Ostbayern, Salzburg und Oberösterreich. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, **184**, 1–7, Wien 1975.

- PREY, S.: Die Geologie Österreichs in ihrem heutigen geodynamischen Entwicklungszustand sowie die geologischen Bauteile und ihre Zusammenhänge. – In: OBERHAUSER, R.: Der Geologische Aufbau Österreichs, 79–117, 1 Abb., Wien (Springer) 1980a.
- PREY, S.: Helvetikum, Flysche und Klippenzone von Salzburg bis Wien. – In: OBERHAUSER, R.: Der Geologische Aufbau Österreichs, 189–217, 7 Abb., 5 Tab., Wien (Springer) 1980b.
- PREY, S.: Erläuternde Beschreibung des Nordteiles der Geologischen Karte der Umgebung der Stadt Salzburg, 1 : 50.000. – Verh. Geol. B.-A., **1980**, 281–325, 2 Abb., Wien 1980c.
- PLÖCHINGER, B.: Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **107**, 11–69, 9 Abb., 2 Taf., Wien 1964.
- REICHELT, R.: Die bayerische Flyschzone im Ammergau. – Geol. bavar., **41**, 55–98, 12 Abb., 3 Taf., München 1960.
- RICHTER, M. & MÜLLER-DEILE, G.: Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (Obb.) und der Enns (Oberdonau). – Z. dt. Geol. Ges., **92**, 416–430, 1 Taf., Berlin 1940.
- SCHNABEL, W.: Geologie der Flyschzone einschließlich der Klippenzonen. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 71 – Ybbsitz, 17–42, Wien 1979.
- STURM, M.: Die Geologie der Flyschzone im Westen von Nußdorf (Attersee). – Unpubl. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 302 S., 9 Abb., 11 Taf., 8 Beil., Wien 1968.
- THIERSTEIN, H. R.: Late cretaceous Nannoplankton and the change at the Cretaceous–Tertiary Boundary. – Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., **32**, 355–394, 28 Abb., Tulsa 1981.
- TICHY, G.: Zur Geschichte der paläontologischen Erforschung des Bundeslandes Salzburg. – Jb. Haus der Natur, **10**, 174–195, 2 Abb., Salzburg 1987.
- TOLLMANN, A.: Betrachtungen zum Baustil und Mechanismus kalkalpiner Überschiebungen. – Verh. Geol. B.-A., **1971**, 358–490, 12 Abb., Wien 1971.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Band 2. – 710 S., 286 Abb., 27 Tab., Wien (Deuticke) 1985.
- VOGELTANZ, R.: Scolicien-Massenvorkommen im Salzburger Oberkreide-Flysch. – Verh. Geol. B.-A., **1971**, 1–9, 4 Abb., Wien 1971.
- WAGNER, L. et al.: Neue Ergebnisse zur alpinen Gebirgsbildung Oberösterreichs aus der Bohrung Oberhofen 1 – Stratigraphie, Fazies, Maturität und Tektonik. – Erdöl, Erdgas, Kohle, **102/1**, 12–19, 10 Abb., Wien 1986.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 13. Februar 1989.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1989

Band/Volume: [132](#)

Autor(en)/Author(s): Egger Johann

Artikel/Article: [Zur Geologie der Flyschzone im Bundesland Salzburg 375-395](#)