

Zur paläogeographischen Stellung des Rhenodanubischen Flysches (Neokom-Eozän) der Ostalpen

Von HANS EGGER*)

Mit 4 Abbildungen

*Tertiär
Flysch
Biostratigraphie
Lithostratigraphie
Paläogeographie*

Inhalt

Zusammenfassung	147
Abstract	147
1. Einleitung	147
2. Biostratigraphie und Lithostratigraphie der alttertiären Schichtfolge des Rhenodanubikums	148
3. Vergleich des Salzburger Flyschprofils mit anderen alpinen Flyschablagerungen aus dem Alttertiär	151
4. Zur Frage der Einwurzelung des Rhenodanubikums	153
Literatur	154

Zusammenfassung

Die alttertiäre Schichtfolge des Rhenodanubikums ist im Bundesland Salzburg mit einer Mächtigkeit von rund 500 m aufgeschlossen; sie umfaßt stratigraphisch das gesamte Paläozän und noch das tiefste Eozän, wie mit Hilfe von zahlreichen Nannoplanktonanalysen nachgewiesen werden konnte. Im Alttertiär sind vier lithofazielle Abschnitte unterscheidbar, von denen zwei langandauernde Zeiten turbiditischer Mangel-sedimentation belegen. Annähernd synchron sind derartige markante Ablagerungen auch aus der schweizerischen Gurnigel-Decke bekannt. Die Flysche dieser Einheit (Schlieren-Flysch, Gurnigel-Flysch, Wägital-Flysch) wurden schon früher aufgrund ihrer Kreideschichtfolge und ihres Schwermineralgehalts als laterale Äquivalente des Rhenodanubischen Flysches betrachtet – eine Annahme, die sich durch die Ähnlichkeit der alttertiären Schichtfolgen jetzt weiter erhärtet hat. Von großer Bedeutung ist diese Korrelation deswegen, weil in letzter Zeit die Zugehörigkeit der Gurnigel-Decke zum Südpenninikum nachgewiesen werden konnte. Dementsprechend muß auch das Rhenodanubikum im Südpenninikum eingewurzelt werden. Der Rhenodanubische Flysch wurde vermutlich in einem remanenten südpenninischen Ozeanbecken abgelagert. Als Konsequenz daraus kann angenommen werden, daß der Bereich des heutigen Tauernfensters erst im Alttertiär vollständig abgedeckt wurde.

The Palaeogeographic Position of the Rhenodanubic Flysch (Neocomian-Eocene) of the Eastern Alps

Abstract

In the county of Salzburg the Lower Tertiary deposits (Paleocene and Lower Eocene) of the Rhenodanubic Flysch obtain a thickness of approximately 500 m. They can be divided

into four lithostratigraphic units; two of them show a hemipelagic rich facies which indicates very low sedimentation rates in the Middle Paleocene and around the Paleocene/Eocene boundary. Similar intercalations of the same age are known from the flysch deposits of the Gurnigel nappe (Gurnigel Flysch, Schlieren Flysch, Wägital Flysch) in Switzerland. Several times before these deposits were considered as lateral equivalents of the Rhenodanubic Flysch because of their Cretaceous lithofacies and their heavy mineral contents. This comparison is supported by the similarity of the Tertiary sequences, too. The Gurnigel nappe originates in the South Penninic realm; therefore the Rhenodanubic Flysch should also be of South Penninic origin. Most probably it was deposited in a remanent ocean basin. As a consequence of this we can conclude, that some parts of the Penninic Tauern Window were not overthrust before the Eocene.

1. Einleitung

Zwischen dem Rheintal im Westen und dem Donautal bei Wien im Osten liegt am Nordrand der Ostalpen das Verbreitungsgebiet des Rhenodanubischen Flysches (OBERHAUSER, 1968, 121). RICHTER (1957, 173) und ALLEMANN (1957 – fide HERB, 1962, 88ff) ordneten diese rund 500 km lange, aber höchstens 25 km breite, wurzellose Decke dem Penninikum zu. Aufgrund von tektonischen und paläogeographischen Rekonstruktionen gliederte TRÜMPY (1960) das Penninikum in den Westalpen in drei Abschnitte: das nordpenninische Becken (Valaistrog), die mittelpenninische Schwelle (Briançonnais) und das südpenninische Becken (Piemontaistrog). Der genannte Autor (1960, 852) betrachtete dabei den Rhenodanubischen Flysch als östliche Fortsetzung des schweizerischen Nordpenninikums.

Im Gegensatz dazu endet bei TOLLMANN (z. B. 1986, 81 und 39) der nordpenninische Trog bereits im Be-

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

reich des Unterengadiner Fensters, während das Briançonnais nach Osten bis in die Karpaten hinein weiterstreicht. Aufgrund einer schräg zu den alten Fazieszonen verlaufenden Subduktionsfront wäre später der Rhenodanubische Flysch in einer neugebildeten Tiefseerinne im Westen über nordpenninischen Untergrund im Osten aber über ultrahelvetischen Sockel abgelagert worden. Die Vermutung, daß die fraglichen Flyschablagerungen aus dem südlichsten Teil des Ultrahelvetikums stammen könnten, findet sich auch schon bei PREY (1980, 86).

Andere Autoren (z. B. DIETRICH & FRANZ, 1976, 364; OBERHAUSER, 1983, 74) nehmen hingegen an, daß das Briançonnais etwa im Bereich der heutigen Ost-Westalpengrenze endete; d.h. das nord- und südpenninische Becken hätten sich dort zu einem einzigen Trog vereinigt. Demnach wäre es müßig, den Rhenodanubischen Flysch einem nord- oder südpenninischen Ablagerungsraum zuzordnen zu wollen.

WINKLER et al. (1985, 18f) dagegen weisen auf die Möglichkeit einer südpenninischen Herkunft des Rhenodanubikums hin: die Rhenodanubische Schichtfolge soll vergleichbar sein mit jener des Wägital-Flysches (worauf schon BLASER, 1952, hinwies) und dies wieder mit jenen des Gurnigel- und Schlieren-Flysches; letztere stammen aber allem Anschein nach aus dem südpenninischen Raum, da CARON et al. (1980) nachweisen konnten, daß diese Einheiten nordvergent das Mittelpenninikum überfahren haben.

Die Schwierigkeit beim letztgenannten Vergleich liegt darin begründet, daß in den genannten schweizerischen Flyschablagerungen die kretazischen Schichtanteile weitgehend basal abgeschert wurden; andererseits sind im vorarlbergischen und bayerischen Rhenodanubikum bislang keine alttertiären Ablagerungen bekannt geworden. In der Salzburger Flyschzone hingegen konnten vom Verfasser (EGGER, 1989) alttertiäre Schichtglieder in weiter Verbreitung und in – für die Verhältnisse der Flyschzone – hervorragenden Auf-

schlüssen auskartiert werden. Diese jetzt detailliert untersuchten Ablagerungen lieferten weitere wichtige Hinweise für die Korrelation von Rhenodanubischem Flysch und Schlierenflysch und damit für die Einwurzelung des Rhenodanubikums im Südpenninikum. Im zweiten Teil der Arbeit werden aus der neueren Literatur weitere Daten kompiliert, welche in ihrer Gesamtheit zur Klärung des Herkunftgebietes des Rhenodanubischen Flysches beitragen.

2. Biostratigraphie und Lithostratigraphie der alttertiären Schichtfolge des Salzburger Rhenodanubikums

Für die Biostratigraphie des Rhenodanubischen Flysches hat das kalkige Nannoplankton eine herausragende Bedeutung, da ansonsten kaum altersweisende Fossilien in dieser Einheit zu finden sind. Für die Datierungen mit Nannofossilien wurden – soweit vorhanden – hellgraue karbonathaltige Pelitgesteine (Mergel und Kalkmergel) herangezogen, welche vermutlich aus Hang- und Schelfgebieten stammen und schon kurze Zeit nach ihrer Erstablagerung resedimentiert wurden (synchron allochthone Floren). Dunkelgraue, d. h. an terrestrischem organischem Material reiche, turbiditische Pelite enthielten dagegen oft auch einen hohen Anteil an kretazischen, vor allem campanen, Florenelementen. In diesen Proben wurden Minimalalter dadurch ermittelt, daß jeweils sorgfältig und lange nach den jüngsten Formen gesucht wurde. Die Zoneneinteilung erfolgte dann nach der Standardgliederung von MARTINI (1971), welcher im Alttertiär 25 Nannoplanktonzonen (NP 1 bis NP 25) unterscheidet.

Erst kürzlich (EGGER, 1989) wurde darauf aufmerksam gemacht, daß im Bundesland Salzburg alttertiäre Abla-

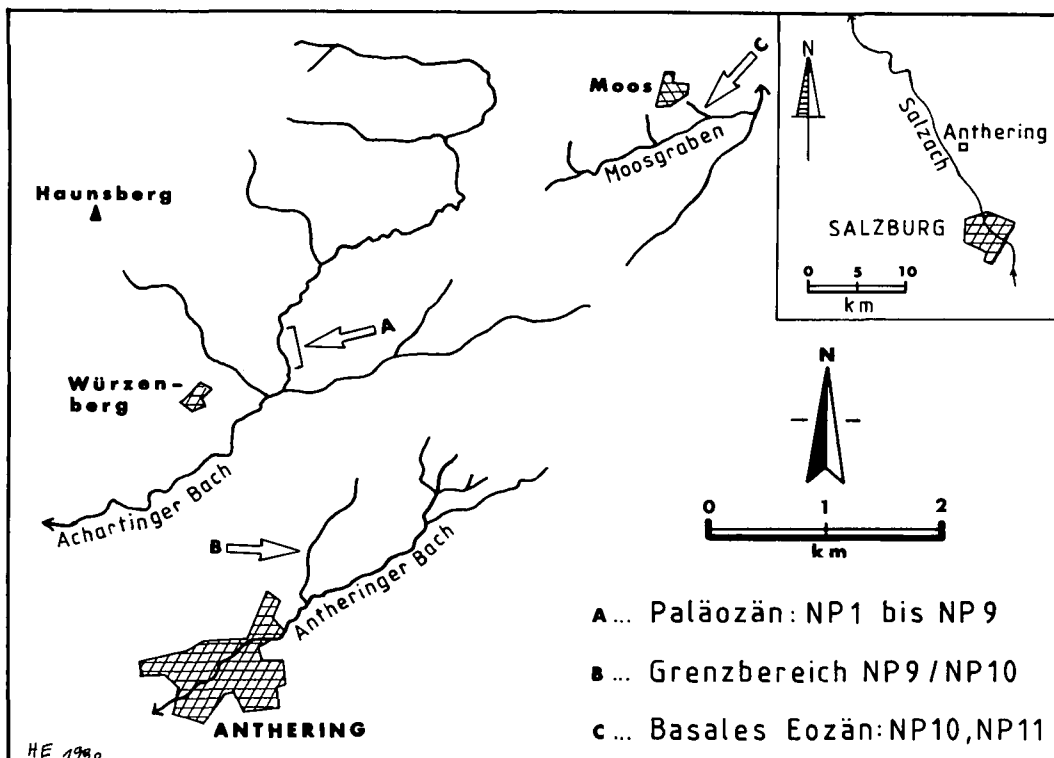


Abb. 1.
Die Lage der wichtigsten Alttertiäraufschlüsse im Salzburger Rhenodanubikum.
NP = Nannoplanktonzonen nach MARTINI.

gerungen im Rhenodanubikum weite Verbreitung besitzen. Den Ausgangspunkt für die jetzt abgeschlossenen neuen Untersuchungen bildete das Phänomen, daß in Salzburg und Oberösterreich trotz hunderter Nannoplanktonanalysen aus diesen tertiären Ablagerungen nicht ein einziges Mal das Mittelpaleozän (NP 4 bis NP 7) nachgewiesen werden konnte; unter- und oberpaleozäne Nannofloren wurden dagegen häufig und in sehr guter Erhaltung gefunden. Um dem Fehlen mittelpaleozäner Nannofloren auf den Grund zu gehen, wurden die am besten aufgeschlossenen Tertiärprofile neuerlich detailliert beprobt.

Einhergehend mit diesen biostratigraphischen Untersuchungen konnten auch wichtige sedimentologische Beobachtungen gemacht werden, welche in einem Übersichtsprofil durch die alttertiäre Schichtfolge in Salzburg vorgestellt werden (s. Abb. 2). Die Erstellung dieses Profils war möglich aufgrund der hervorragenden Aufschlußverhältnisse im Einschnitt des Achartinger Bachs (s. Abb. 1), wo die Schichtfolge von der Basis des Tertiärs bis in die jüngste paleozäne Nannoplanktonzone (NP 9 – *Discoaster multiradiatus*-Zone fast durchgehend einsehbar war. Da die Gesteine der NP 9 hier aber im Hangenden tektonisch abgeschnitten waren, konnte ihre Gesamtmächtigkeit nur aufgrund weiterer Vorkommen im Salzburger Flachgau und im angrenzenden Teil Oberösterreichs abgeschätzt werden. Die pelitreiche Fazies des Grenzbereichs Paleozän/Eozän ist am besten in einem kleinen nördlichen Seitengraben des Antheringer Bachs aufgeschlossen, die untereozänen Ablagerungen (NP 10 und NP 11) wurden im Grabeneinschnitt südlich vom Weiler Moos angetroffen.

Die alttertiäre Schichtfolge des Rhenodanubikums kann in Salzburg in vier lithofazielle Abschnitte unterteilt werden, in welchen jeweils verschiedenen Subfazies der Turbiditfazies D (nach MUTTI et al., 1975, 26f) vorherrschen; diese Fazies ist durch unvollständige Turbidite mit fehlendem Basalabschnitt T_a ausgezeichnet, welche durch Trübestrome geringer Dichte abgelagert wurden. Nach dem Psammit/Pelit-Verhältnis unterscheidet man dabei drei Subfazies: in D_1 ist das genannte Verhältnis größer oder gleich 1, in D_2 kleiner 1 und Subfazies D_3 besteht nur aus pelitischem Material. Neben diesen dominierenden Faziesausbildungen treten in den einzelnen Profilabschnitten in untergeordnetem Maß auch noch andere Turbiditfazies auf. Besonders die Fazies C (Turbidite, die mit dem Bouma-Abschnitt T_a beginnen) ist nicht selten anzutreffen und ist wegen ihrer häufigen Kolkungsmarken wichtig für die Bestimmung der Paläoströmungsrichtungen. Daneben tritt – vor allem gemeinsam mit der Subfazies D_3 – auch die Fazies G auf, welche nichtturbiditische Hemipelagite beinhaltet. Diese liegen in Form von grünen und schwarzen Tonsteinen vor, welche im betrachteten Profil durchwegs eine Ablagerung der Flyschsedimente unterhalb der CCD belegen. Im untersten Profilabschnitt sind zudem auch massige, bis 2 m mächtige, mürb verwitternde Sandsteinbänke ohne erkennbare bankinterne Strukturen nicht selten zu beobachten, Diese Mürbsandsteinbänke, die im Streichen über weite Strecken anzuhalten scheinen, lassen sich mit der Bouma-Abfolge nicht beschreiben und besitzen auch im Fazieschema von MUTTI et al. (1975) keine Entsprechung.

Der tiefste Teil des Profils, Profilabschnitt I, besitzt eine Mächtigkeit von etwa 120 m und umfaßt die

Nannoplanktonzonen NP 1, NP 2 und gerade noch die Basis der NP 3. Die Unsicherheit in der Mächtigkeitsangabe ergibt sich aus der schlechten Erfäßbarkeit der ältesten paläogenen Nannoplanktonzone: der einzige Hinweis auf diese Zone besteht meist nur im gehäuften Auftreten der Gattung *Thoracosphaera*, während die Leitform *Biantholithus sparsus* nur überaus selten zu finden ist. Gegen das liegende Obermaastricht hin zeigen sich keine bedeutenden Änderungen der Turbiditfazies, allerdings ist eine starke Zunahme des Karbonatgehaltes der turbiditischen Pelitgesteine in diese Richtung zu beobachten. Die Mächtigkeit der Hartbänke liegt in Profilabschnitt I meist unter 50 cm, aber auch bis zu 120 cm mächtige Bänke treten gelegentlich auf. Vorwiegend liegen die Bouma-Sequenzen T_{bcde} , T_{cde} , T_{de} vor. Das Verhältnis von Psammiten zu Peliten ist annähernd ausgeglichen (Subfazies D_1). Einzelne Bänke der Fazies C_2 zeigen an ihren Sohlflächen Kolkungsmarken, welche eine einheitliche Bewegungsrichtung der Suspensionsströme von Osten nach Westen belegen. Dieser Bewegungstrend ist auch typisch für die liegenden Altenglbacher Schichten des Maastricht, wie auch die von Granat dominierten Schwermineralspektren jenen der Altenglbacher Schichten völlig gleichen. Erst im obersten Zehnermeter von Profilabschnitt I, etwa an der Wende von NP 2 zu NP 3, treten erstmals von Zirkon dominierte Schwermineralspektren auf, wie sie auch für das ganze noch folgende Profil typisch sind. Dieser Umschwung hat seine Ursache in einem Wechsel der Paläoströmungsrichtungen um 180°; d.h. von dieser Zeit an bewegten sich die Trübestrome von Westen nach Osten, wie aus den beobachteten Kolkungsmarken ersichtlich war.

Profilabschnitt II zeigt eine Mächtigkeit von rund 60 m und wird fast ausschließlich von pelitischen Gesteinen aufgebaut, wobei graue siltige Tonsteine vorherrschend sind; diese entsprechen vermutlich dem Abschnitt T_e des Bouma-Zyklus (Subfazies D_3). Daneben sind nichtturbiditische Hemipelagite öfters zu beobachten (Fazies G). Beide Faziesausbildungen belegen eine länger andauernde Zeit stark herabgesetzter Sedimentation. Charakteristisch ist weiters, daß auch die turbiditischen Pelitgesteine karbonatfrei sind, woraus auf eine Herkunft der schwachen Suspensionsströme aus tiefgelegenen Hangteilen (unterhalb der CCD) geschlossen werden kann. Dadurch konnte bislang auch trotz intensiver Beprobung kein kalkiges Nannoplankton in diesem Profilabschnitt nachgewiesen werden. Die biostratigraphische Einstufung mußte daher mittels der Floren aus dem Liegenden und dem Hangenden durchgeführt werden: im Liegenden konnte mit *Chiasmolithus danicus* gerade noch die NP 3 nachgewiesen werden; im Hangenden ist mit *Heliolithus riedelii* bereits die NP 8 belegt. Daraus ergibt sich, daß hier die Mangelsedimentation knapp über der Basis der NP 3 einsetzte und bis in die NP 8 hinein andauerte; das entspricht einem Zeitraum von rund 5 Millionen Jahren (s. HARLAND et al., 1983, 36), in welchem die Sedimentationsrate durchschnittlich nur knapp über 1 cm/1000 Jahren lag (dieser Wert bezieht sich auf die Mächtigkeit des heute vorliegenden Gesteins; das ursprüngliche, nicht kompaktierte Sediment wies sicher eine mindestens doppelt so große Mächtigkeit auf). Die nannosterile Abfolge ist auch die Erklärung dafür, daß bislang keine mittelpaleozänen Nannofloren im Salzburger Rhenodanubikum gefunden werden konnten (s. o.).

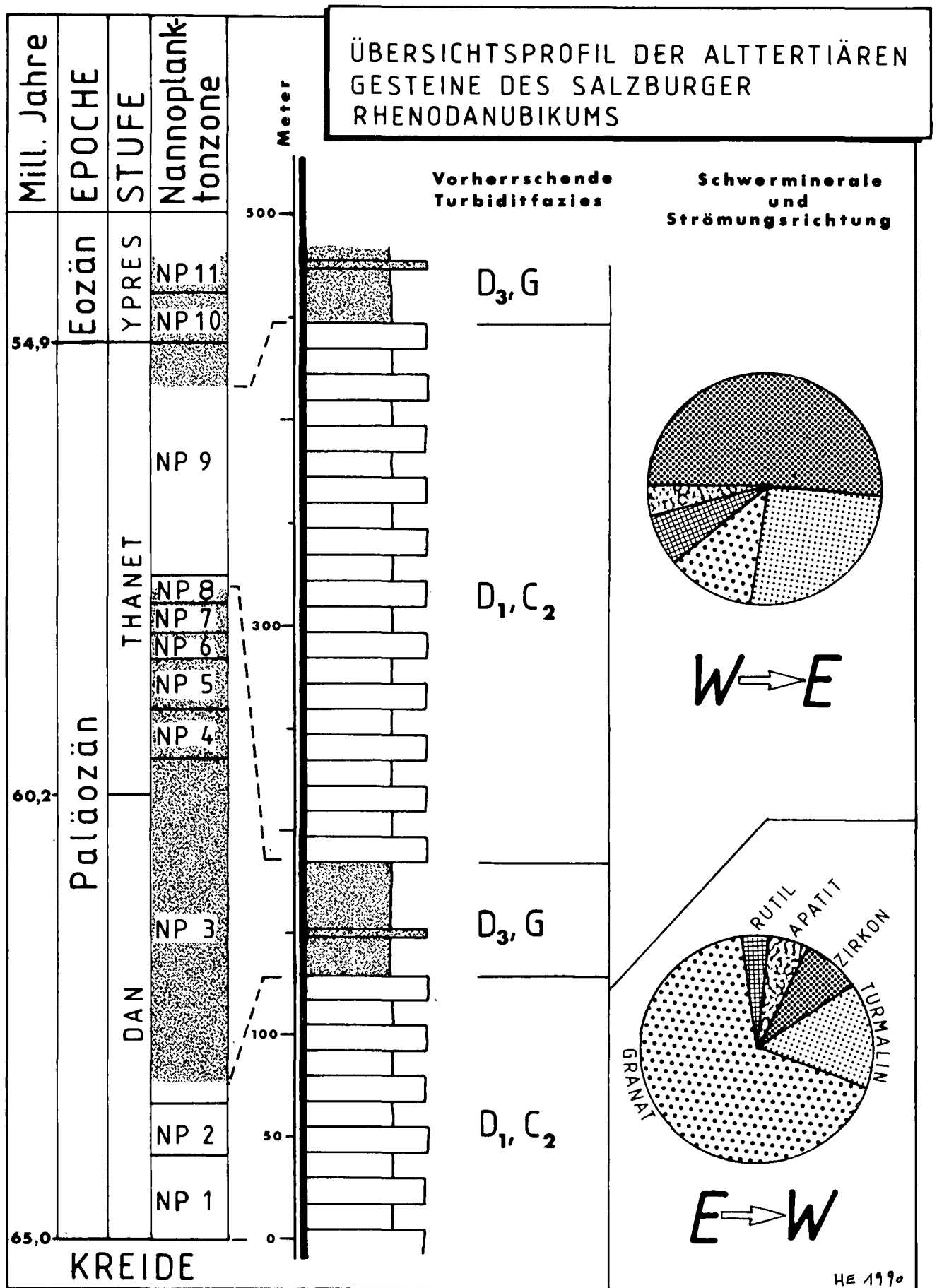


Abb. 2.
 Das rhenodanubische Alttertiär in Salzburg.
 Stratigraphische Standardgliederung nach HARLAND et al., 1982.

Profilabschnitt III besitzt eine Mächtigkeit von etwa 250 m und umfaßt den oberen Teil der NP 8 und fast die gesamte NP 9; die Zonenleitfossilien *Heliolithus riedelii* und *Discoaster multiradiatus* treten häufig und gut erhalten auf. Lithofaziell gleicht dieser Teil der rhenodanubischen Schichtfolge wieder weitgehend dem ersten Profilabschnitt; allerdings treten jetzt keine Mürlsandsteine mehr auf. Psammite und Pelite sind anteilmäßig wieder etwa gleich stark vertreten und dem Großteil der Hartbänke fehlt die Basis des Boumazykus. Somit ist wiederum die Subfazies D₁ vorherrschend. Einzelne vollständige Turbiditbänke (C₂-Fazies) weisen Kolkungsmarken auf, welche eine Bewegungsrichtung der Trübeströme von Westen nach Osten belegen.

Profilabschnitt IV beinhaltet die jüngsten erhalten gebliebenen Gesteine des Rhenodanubikums im betrachteten Gebiet, welche noch mit einer Mächtigkeit von rund 70 m anstehen. Biostratigraphisch konnte daraus die höhere NP 9 (*Discoaster multiradiatus* gemeinsam mit *Rhombaster cuspis*), die NP 10 (*Tribrachiatius bramlettei*) und die NP 11 (*Tribrachiatius orthostylus*) nachgewiesen werden. Lithofaziell ist die ausgeprägte Vorherrschaft der Pelitgesteine (Subfazies D₃) bemerkenswert, die meist die höchsten Abschnitte der Boumazyklen repräsentieren. Im Gegensatz zu Profilabschnitt II sind die Pelite aber hier oft karbonathaltig. Auffällig ist im Gelände die rötliche Anwitterungsfarbe mancher Mergellagen. Daneben gibt es auch wieder grüne und schwarze, karbonatfreie Hemipelagite (Fazies G). Einen weiteren Typ von Pelitgesteinen bilden in Profilabschnitt IV weiße bis hellgelbe, krümelig zerreibbare Bentonit- und Montmorillonitlagen. Derartige bis 4 cm mächtige Lagen, welche auf einen synorogenen Vulkanismus hinweisen, wurden bisher im österreichischen Rhenodanubikum nur im Bundesland Salzburg entdeckt. Psammite liegen meist nur in Form von Feinsandstein vor, sehr vereinzelt treten aber auch vollständige Turbidite auf, deren Kolkungsmarken Paläoströmungsrichtungen von Westen nach Osten bzw. von Südwesten nach Nordosten belegen. Der Anteil der Hartbänke nimmt gegen das Hangende rasch zu und deutet so auf den Beginn einer Zeit neuerlich verstärkter Turbiditsedimentation hin.

3. Vergleich des Salzburger Flyschprofils mit anderen alpinen Flyschablagerungen aus dem Alttertiär

Östlich von Salzburg bot sich die Schichtfolge der Greifensteiner Teildecke des Wienerwaldflysches für einen Vergleich mit dem oben beschriebenen Profil an, da diese Einheit ebenfalls sicher zum Rhenodanubikum gehört. Obwohl die Greifensteiner Decke rund 300 km östlich von Salzburg liegt, weist sie eine völlig gleiche Kreideschichtfolge wie das Salzburger Rhenodanubikum auf. Auch die Fazies der unterpaläozänen Altlenzbacher Schichten (Profilabschnitt I) ist in beiden Einheiten noch vergleichbar entwickelt. Über diesen folgen aber in der Greifensteiner Decke die dickbankigen und grobkörnigen Sandsteine der Greifensteiner Schichten, welche unlängst von HÖSCH (1985) monographisch bearbeitet wurden: demnach bauen diese Gesteine eine Schuttfächerfazies auf, deren Material aus Norden und Nordwesten geliefert wurde. Diese Schüttungsrichtungen belegen eindeutig, daß kein sedimentärer Zusammenhang zwischen den Greifensteiner Schichten und den altersgleichen Gesteinen der Hauptflyschdecke bestanden haben kann, weil letztere ihrerseits – obwohl weit westlich von den „proximalen“ Greifensteiner Schichten gelegen – Paläoströmungsrichtungen von Westen nach Osten erkennen lassen.

Die laterale, von Norden kommende Einschüttung des Greifensteiner Schuttfächers brachte kein Material in den westlich anschließenden Teil des Rhenodanubikums ein. Die Ursache dafür liegt vermutlich in dem nach Osten gerichteten Gefälle dieses Sedimentationsbeckens im Thanet begründet, welches aus den Kolkungsmarken abgeleitet werden kann.

Paläoströmungsrichtungen von Westen nach Osten konnten vom Verfasser im Thanet außer in Salzburg auch in Oberösterreich (z. B. bei Grünau – s. EGGER, 1990) und im westlichen Niederösterreich bei Waidhofen und Ybbsitz beobachtet werden. Obwohl diese Gesteine im selben Sedimentationsbecken wie die altersgleichen Greifensteiner Schichten abgelagert wurden, können sie nicht mit diesen korreliert werden, da die

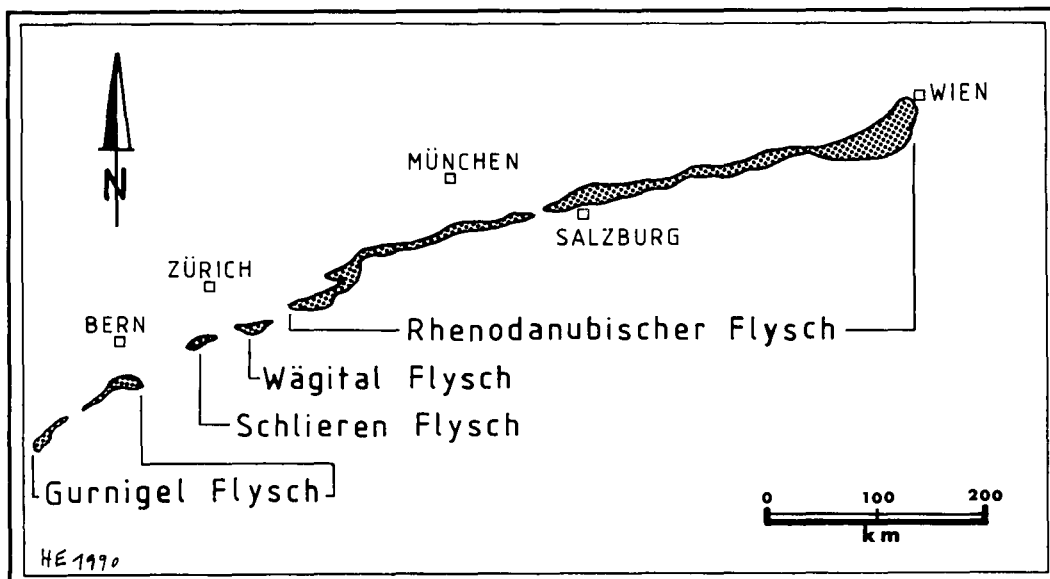


Abb. 3.
Lageskizze der im Text erwähnten Flyschablagerungen.

Greifensteiner Schichten eine völlig eigenständige laterale Schüttung repräsentieren. Diese Schuttfächerfazies baut sich vom nördlichen Beckenrand her in das Sedimentationsbecken vor.

Westlich von Salzburg sind altertäre Ablagerungen im Rhenodanubischen Flysch nur aus dem unmittelbar angrenzenden südostbayerischen Raum bekannt geworden (FREIMOSER, 1972, 51). Ansonsten wur-

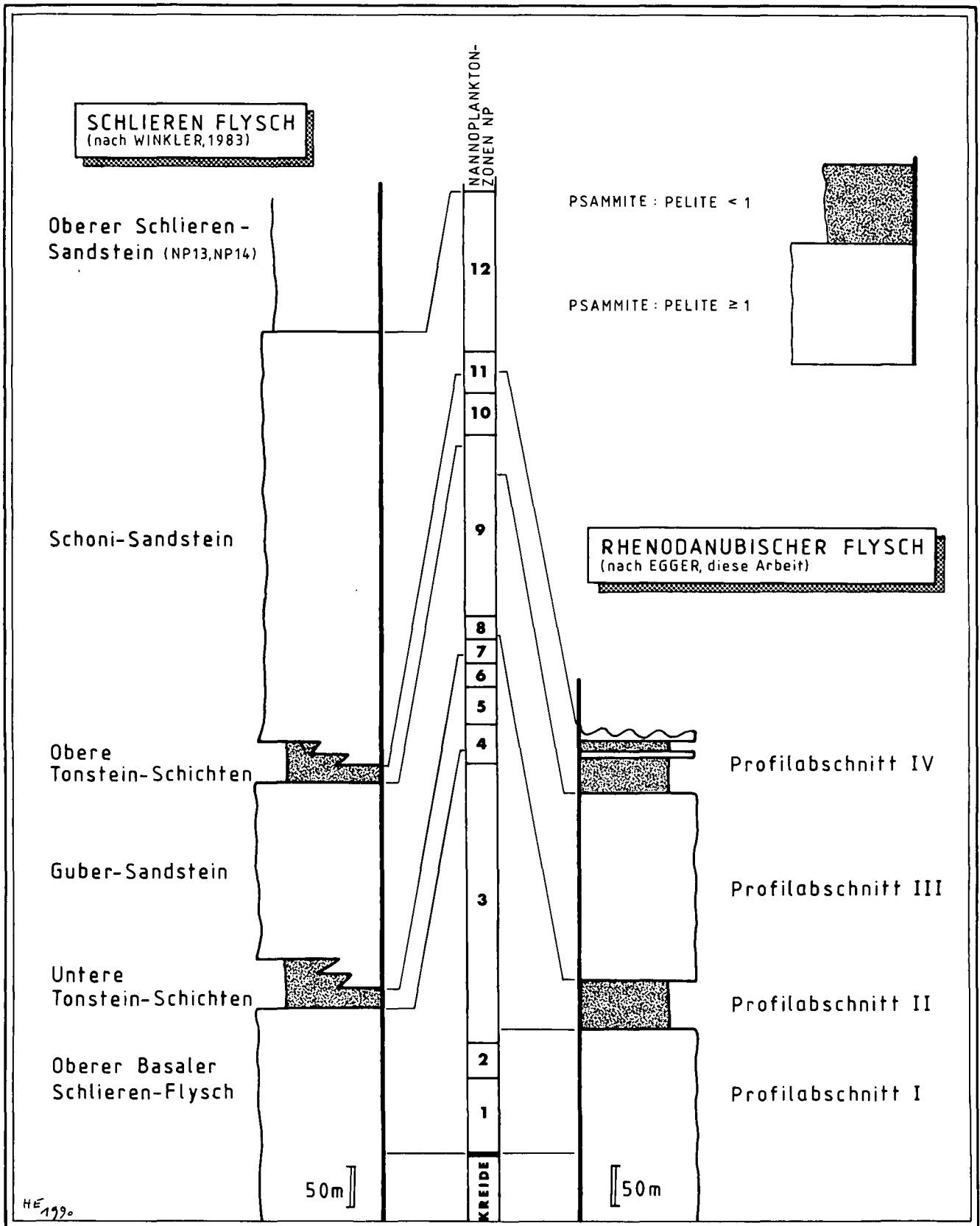


Abb. 4. Gegenüberstellung der tertiären Schichtfolgen des Rhenodanubischen Flysches und des Schlieren-Flysches.

den in den bayerischen und vorarlbergischen Anteilen des Rhenodanubikums noch keine Tertiärschichtglieder entdeckt. Vermutungen, daß im Trauchgauflysch östlich von Füssen (Grübelsgraben – s. REICHEL, 1960, 73) auch noch alttertiäre Gesteine erhalten geblieben wären, wurden durch die jetzt durchgeführten Nannoplanktonuntersuchungen des Verfassers nicht bestätigt: aus den Aitlengbacher Schichten (= Bleicherhorn-Serie in Bayern) konnten dort nur Fossilien des Obercampan (ab CC 22 – *Quadrum trifidum*-Zone) und des Maastricht gewonnen werden. Den einzigen Hinweis auf einen ehemals vorhandenen alttertiären Schichtbestand im westbayerischen Flysch bilden entsprechende Gerölle, welche von HAGN (1976, 127ff) in der Molassezone entdeckt wurden.

Anstehende alttertiäre Flyschablagerungen sind erst wieder auf dem Gebiet von Liechtenstein und der Schweiz anzutreffen. Die Frage, welche Beziehung der Rhenodanubische Flysch zu diesen Flyschen hat, wird schon seit langem diskutiert, da im Gelände mögliche Zusammenhänge durch den Triesener Bergsturz verhüllt werden. Hinweise auf sedimentäre Beziehungen der verschiedenen Flyschablagerungen lieferten die Schwermineralassoziationen. Aufgrund der Untersuchungen von WOLETZ haben PREY (1968, 165) und OBERHAUSER (1968, 119) darauf hingewiesen, daß im Prättigau-Flysch, im Vaduzer Flysch und im Triesener Flysch Zirkon das vorherrschende Schwermineral ist; dieses Ergebnis wurde auch durch die Arbeit von THUM & NABHOLZ (1972, 47f) bestätigt, welche Granat im Prättigau-Flysch nur akzessorisch in den Schwermineralspektren nachweisen konnten (im Mittel mit einem Anteil von 1,3 %). Im Gegensatz dazu ist im Rhenodanubischen Flysch während der Oberkreide fast immer Granat das dominierende Schwermineral; vergleichbare Schwermineralspektren besitzt in der Schweiz nur der Wägital-Flysch (s. WINKLER, 1985, 18), welcher schon von BLASER (1952, 194) als westliche Fortsetzung des Rhenodanubischen Flysches betrachtet wurde, da die Kreideschichtfolgen beider Einheiten große fazielle Ähnlichkeiten aufweisen.

WINKLER et al. (1985) konnte die tertiäre Schichtfolge des Wägital-Flysches mit jener des Schlieren-Flysches und des Gurnigel-Flysches korrelieren. Die genannten Flyschablagerungen werden heute allesamt zur Gurnigel-Decke (CARON, 1976, 302ff) gerechnet, deren Erosionsrelikte vom Genfer See bis zum Zürich See, d. h. über eine Strecke von über 200 km, verfolgbar sind (s. Abb. 3). Das in der vorliegenden Arbeit beschriebene Profil bildet gegen Osten hin die erste Möglichkeit, die alttertiäre Schichtfolge der Gurnigel-Decke mit jener des Rhenodanubikums zu vergleichen.

Obwohl die betrachteten Profile rund 400 km weit auseinanderliegen, wurde eine Gegenüberstellung der Schichtfolgen versucht (Abb. 4). Bei der großen Entfernung der Profile voneinander war dabei kaum zu erwarten, daß Übereinstimmungen der Schichtfolgen bis in lithofazielle oder biostratigraphische Details hinein vorliegen; wie der zuvor geführte Vergleich mit der Schichtfolge der Greifensteiner Teildecke gezeigt hat, können ja zusätzliche Schüttungszentren zu völlig verschiedenen Faziesmustern innerhalb des gleichen Ablagerungsraumes führen.

Ein derartiges Phänomen könnte auch dafür verantwortlich sein, daß sich der Guber Sandstein der Gurnigel-Decke nicht mit den altersgleichen Sandsteinen

des Salzburger Profils korrelieren läßt: Zwar weisen beide Abfolgen Paläoströmungsrichtungen von Westen nach Osten auf, und der weiter im Westen gelegene Guber Sandstein zeigt auch eine „proximalere“ Fazies als der Sandstein von Profilabschnitt III, die Schwermineralspektren aber sind unterschiedlich; im Guber Sandstein tritt Apatit stark in den Vordergrund, während dieses Mineral im Salzburger Profil nur sehr untergeordnet vorkommt. Das Material des Guber Sandsteins und jenes der altersgleichen Sandsteine des Salzburger Profils stammt daher vermutlich von verschiedenen Schüttungszentren.

Ins Auge fällt bei der Gegenüberstellung der Profile aber sogleich, daß in beiden Einheiten annähernd synchron markante Vorkommen von pelitischen Gesteinen auftreten, welche länger andauernde Zeitspannen turbidischer Mangelsedimentation repräsentieren: die Unteren und Oberen Tonstein-Schichten der Gurnigel-Decke lassen sich sowohl zeitlich als auch faziell mit den Profilabschnitten II und IV des Salzburger Rhenodanubikums korrelieren. Sogar die typischen Bentonitlagen von Profilabschnitt IV treten in den Oberen Tonstein-Schichten wieder auf. Diese pelitdominierten Teile der Flyschserien sind nach WINKLER (1983, 86) Ausdruck eines zeitweilig stärker ansteigenden Beckenreliefs gegen Norden, welches sich infolge von tektonischen Bewegungen ausgebildet haben soll. Als Hinweis auf diese verstärkte tektonische Aktivität können auch die erwähnten Bentonitlagen gewertet werden, welche an der Wende Paleozän/Eozän einen synorogenen Vulkanismus belegen. Die Wechselbeziehung zwischen Sedimentation und Tektonik belegt hier eine vergleichbare Geschichte des Sedimentationsraumes der Flysche der Gurnigel-Decke und des Rhenodanubischen Flysches im Paläozän. Wenn man weiters die faziellen Ähnlichkeiten der Kreideschichtfolgen und ihre jeweils von Granat dominierten Schwermineralspektren (s. o.) in Betracht zieht, so ist es überaus wahrscheinlich, daß die Flysche der Gurnigel-Decke und der Rhenodanubische Flysch dem gleichen Ablagerungsraum entstammen. Weitere Argumente für diese Annahme und die Konsequenzen, die sich daraus ergeben, werden im folgenden Kapitel abgehandelt.

4. Zur Frage der Einwurzelung des Rhenodanubikums

Im vorigen Kapitel wurden die Ähnlichkeiten der Schichtfolgen der Flysche der Gurnigel-Decke und des Rhenodanubischen Flysches beschrieben. Nun soll als nächstes auf die Herkunft dieser wurzellosen Flyschdecken eingegangen werden.

Die Hauptmasse der Gurnigel-Decke liegt vor der Front der präalpinen (= mittelpenninischen) Überschiebung und überschiebt ihrerseits in ihrem Ostteil die dortigen helvetischen Einheiten. Daher wurde die Gurnigel-Decke lange Zeit dem Nordpenninikum zugerechnet. Jüngst aber wurden Teile der Gurnigel-Decke auch als tektonische Auflagerung der mittelpenninischen Decken erkannt (CARON et al., 1981), welchen sie nordvergent aufgeschoben sind. Die Gurnigel-Decke muß daher aus einem südlich des Mittelpenninikums gelegenen Gebiet stammen, sodaß dafür eine Herkunft aus dem südpenninischen Raum anzunehmen ist. Die heutige Position des Großteils der Gurnigel-Decke unter

dem Mittelpenninikum wäre demnach auf jüngere Bewegungen der letztgenannten Einheit zurückzuführen. Gegen eine Einwurzelung der Gurnigel-Decke im Nord- oder Mittelpenninikum sprechen im übrigen auch fa-zielle, sedimentologische und strukturgeologische Argumente (s. HOMEWOOD, 1977, 628f.). Das norpenninische Becken entstand vermutlich – ähnlich wie der heutige Golf von Kalifornien – als „pull apart basin“ infolge einer großen Seitenverschiebung (s. a. KELTS, 1981, 332ff.).

Falls der oben geführte Vergleich des Rhenodanubischen Flysches mit den Flyschen der Gurnigel-Decke richtig ist, dann muß das Rhenodanubikum im Südpenninikum eingewurzelt werden. Von Bedeutung ist dabei, daß PREY (1973, 92 und 1975, 20) einen stratigraphischen Zusammenhang zwischen dem Rhenodanubischen Flysch und der St. Veiter Klippenzone belegen konnte. Diese Zone setzt sich vom Wiener Wald aus weiter gegen Westen hin fort und findet ihre Entsprechung vermutlich in der Ybbsitzer Klippenzone im westlichen Niederösterreich (SCHNABEL, 1979, 29ff.). SCHNABEL (1979 und 1988a) konnte dort bis zu mehrere hundert Meter lange Aufschlüsse von Serpentiniten und Pillowbasalten auskartieren, welche gemeinsam mit Radiolariten, Calpionellenkalken und Flyschgesteinen auftreten. Diese Abfolge wird als Ophiolitserie interpretiert, deren älteste Sedimentgesteine (Radiolarite) eine sedimentäre Fe-Mn-Vererzung zeigen; die geringen Gehalte dieser Imprägnationen an Co, Ni und Cu und hohe Fe_2O_3/TiO_2 - und MnO/TiO_2 -Verhältnisse belegen eine hydrothermale Entstehung im Umfeld eines mittelozeanischen Rückens (s. DECKER, 1989, 16f.). Durch die Plattenbewegung näherte sich der Ablagerungsraum einem Detritus liefernden Kontinentalhang, sodaß es schließlich zur Flyschsedimentation kam. Diese entwickelt sich somit allmählich aus der liegenden Calpionellenkalkfazies: karbonatreicher Neokomflysch, glaukonitführender Gaultflysch, siliziklastischer Mittelkreidflysch mit bunten Schiefern und schließlich die campane Zementmergelserie zeigen eine große Ähnlichkeit mit der bekannten Schichtfolge des Rhenodanubischen Flysches (s. SCHNABEL, 1979, 239ff. und 1988b, 27f.).

Die ultrabasischen Gesteine der St. Veiter-Ybbsitzer Klippenzone liegen meist direkt unter der Überschiebungsfläche der Nördlichen Kalkalpen. In dieser Position – unmittelbar unter der kalkalpinen Trias – durchteufte auch die Bohrung Grünau in Oberösterreich (s. HAMILTON, 1989, 34ff.) mehr als 500 m Serpentin! Erste Fundberichte über Blöcke von Ultrabasiten aus diesem Halbfenster lagen bereits von KIRCHMAYER (1957, 32) vor. Weitere Vorkommen – vor allem von Ophikarbonaten vermutlich jurassischen Alters – konnte der Verfasser (s. EGGER, 1990 und in Vorbereitung) anstehend direkt unter den oberostalpinen anisischen Gutensteiner Schichten des Dachkopfes finden. Einzelne Rollstücke zeigen dort auch blasige (variolithische) Oberflächenstrukturen, was auf das Vorhandensein von Pillowlaven hinweist. Daneben konnten auch Neokom- und Gaultflysch beobachtet werden. Mit größter Wahrscheinlichkeit liegt im Grünauer Halbfenster eine Fortsetzung der St. Veiter-Ybbsitzer Klippenzone vor (daneben belegen aber Grestener Schichten und Buntmergelserie hier auch das Auftreten der Grestener Klippenzone).

Eine Besonderheit der St. Veiter-Ybbsitzer Klippenzone bilden die Chromspinelle in den Schwermineralspektren der mittelkretazischen Sandsteine dieser Ein-

heit, welche im übrigen Rhenodanubikum bislang nicht beobachtet wurden. Dieser Unterschied kann wiederum durch die Annahme verschiedener Schüttungszentren, z. B. innerhalb eines durch Schwellen gegliederten Beckens, leicht erklärt werden. Die St. Veiter-Ybbsitzer Klippenzone bildete den südlichsten Teil dieses Beckens. Interessant ist dabei, daß nach POBER & FAUPL (1988, 666) die chemische Zusammensetzung der Chromspinelle durchaus vergleichbar mit solchen aus dem südpenninischen Bereich ist.

Damit ist ein weiterer Hinweis für die paläogeographische Zuordnung der St. Veiter-Ybbsitzer Klippenzone (und damit auch des Rhenodanubischen Flysches, mit welchem sie z. T. noch stratigraphisch verbunden ist) ins Südpenninikum gefunden. Ein Vergleich mit der südpenninischen Arosa Zone im Bereich der Ost-Westalpengrenze ist naheliegend, zumal die reichlich Ultrabasite führende Arosa Zone die gleiche strukturelle Position wie die St. Veiter-Ybbsitzer Klippenzone besitzt: sie liegt tektonisch eingeklemmt zwischen dem Oberostalpin im Süden und dem Mittelpenninikum bzw. dem Rhenodanubikum im Norden. Der Unterschied in der nördlichen Unterlagerung erklärt sich vermutlich durch das primäre Ende des mittelpenninischen Ablagerungsraumes in diesem Gebiet.

In seiner jüngst erschienenen Arbeit über dieses Gebiet trennt WINKLER (1988, 343f.) die eigentliche Arosa-Zone von der von ihm neu ausgegliederten Walsertal-Zone ab. Erstere soll aus einem ozeanischen Becken stammen, letztere von einem benachbarten distalen Kontinentalhang. Da aber die Abgrenzung beider Einheiten voneinander nicht klar durchführbar zu sein scheint (s. WINKLER, 1988, 344) wird in der vorliegenden Arbeit weiterhin nur der Begriff „Arosa Zone“ verwendet.

Die Vulkanitserien der Arosa-Zone werden von jurassischen bis mittelkretazischen, pelagischen und hemipelagischen Sedimentgesteinen und schließlich von Flysch überlagert. Hervorzuheben ist dabei, daß Radiolarite – wie sie auch in der St. Veiter-Ybbsitzer Klippenzone auftreten – bislang nur im Südpenninikum beobachtet wurden, während sie die nordpenninischen Intrusivgesteine nicht begleiten (s. HOMEWOOD, 1977, 636). Die Schichtfolge der Arosazone endet vermutlich bereits im Turon. Im Gegensatz dazu haben die jüngsten Anteile der St. Veiter-Ybbsitzer Klippenzone santones bis campanes Alter. Die kretazische Konvergenz zwischen penninischem Ozean und ostalpinem Kontinentalhang, welche zu der intensiven Deformation der Arosa Zone und der St. Veiter-Ybbsitzer Klippenzone führte, scheint daher im Osten etwas länger ange dauert zu haben. Erst nach dem Ende dieser Konvergenzphase wurde die Hauptmasse des Rhenodanubischen Flysches in einem remanenten südpenninischen Ozeanbecken abgelagert. Damit erfährt aber auch zwangsläufig die Ansicht, daß das heutige Tauernfenster erst im Laufe des Alttertiärs vollständig abgedeckt wurde (z. B. OBERHAUSER, 1964, 50), weitere Bestätigung.

Literatur

- ALLEMANN, F.: Geologie des Fürstentums Liechtenstein, 3. Teil. – Jb. hist. Ver. Fürstentum Liechtenstein, **56**, 244 S., 21 Abb., 12 Taf., Vaduz 1957.
- BLASER, R.: Geologie des Fürstentums Liechtenstein, 2. Teil: Geologie des nördlichen Gebiets. – 228 S., 19 Abb., 3 Taf., Vaduz 1952.

- CARON, C.: La nappe du Gurnigel dans les Préalpes. – *Eclogae Geol. Helv.*, **69**, 297–308, Basel 1976.
- CARON, C. et al.: Témoins de la Nappe du Gurnigel sur les Préalpes Medianes: une confirmation de son origine ultrabriançonnaise. – *Bull. Soc. Fribourg Sci. Nat.*, **69**, 64–79, Fribourg 1980.
- DECKER, K.: Plattentektonische Einflüsse auf die Faziesentwicklung von Tiefseesedimenten: Oberjura und Neokomsegmente der Ybbsitzer Kippenzone (Niederösterreich). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **16**, 16–17, 2 Abb., Innsbruck 1989.
- DIETRICH, V. & FRANZ, U.: Alpidische Gebirgsbildung in den Ostalpen: ein plattentektonisches Modell. – *Geol. Rdsch.*, **65**, 361–374, 1 Abb., Stuttgart 1976.
- EGGER, H.: Zur Geologie der Flyschzone im Bundesland Salzburg. – *Jb. Geol. B.-A.*, **132/2**, 375–395, 6 Abb., Wien 1989.
- EGGER, H.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone, den Klippenzonen und den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau. – *Jb. Geol. B.-A.*, **133**, Wien 1990 (im Druck).
- FREIMOSER, M.: Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der Südostbayerischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Berg/Obb. und Salzburg. – *Geol. Bavar.*, **66**, 7–91, 8 Abb., 2 Tab., 6 Beil., München 1972.
- HAGN, H.: Neue Beobachtungen an Geröllen aus den Bayerischen Alpen und ihrem Vorland (Oberkreide, Alt- und Jungtertiär). – *Mitt. Bayer. Staatssammlung Paläont. hist. Geol.*, **16**, 113–133, 2 Abb., 3 Taf., München 1976.
- HAMILTON, W.: Geologische Ergebnisse von Tiefbohrungen im Flysch und Kalkalpin zwischen Wien und Salzburg. – *Exkursionsführer der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 55 S., 29 Abb., Wien 1989.
- HARLAND, W. B. et al.: A geologic time scale. – 131 S., zahlr. Tab. und Abb., Cambridge (Cambridge University Press) 1982.
- HERB, R.: Geologie von Amden. – *Beiträge geol. Karte Schweiz*, **114**, 130 S., 23 Abb., 4 Tab., 3 Taf., Bern 1962.
- HÖSCH, K.: Zur lithofaziellen Entwicklung der Greifensteiner Schichten in der Flyschzone des Wienerwaldes. – *Unpubl. Diss. naturwiss. Fak. Univ. Wien*, 250 S., 120 Abb., 28 Tab., 5 Taf., Wien 1985.
- HOMEWOOD, P. W.: Ultrahelvetic and North-Penninic Flysch of the Prealps: A general account. – *Eclogae geol. Helv.*, **70/3**, 627–641, 6 Abb., Basel 1977.
- KELTS, K.: A comparison of some aspects of sedimentation and translational tectonics from the Gulf of California and the Mesozoic Tethys, Northern Penninic Margin. – *Eclogae geol. Helv.*, **74/2**, 317–338, 5 Abb., Basel 1981.
- KIRCHMAYER, M.: Die Triasbasis im Becken von Grünau im Almtal (Oberösterreich). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1957/1**, 29–37, 1 Abb., Stuttgart 1957.
- MARTINI, E.: Standard Tertiary and Quarternary calcareous nannoplankton zonation. – In: A. FARINACCI (ed.): *Proceedings II Planctonic Conference*, Roma, 1970, **2**, 739–785, Rom (Edizioni Tecnoscienza) 1971.
- 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.
- OBERHAUSER, R.: Zur Frage des vollständigen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1964/1**, 47–52, 32 Abb., Wien 1964.
- OBERHAUSER, R.: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. – *Jb. Geol. B.-A.*, **111**, 115–145, 2 Abb., 2 Taf., Wien 1968.
- OBERHAUSER, R.: Mikrofossilfunde im Nordwestteil des Unterengadiner Fensters sowie im Verspalaflysch des Rätikon. – *Jb. Geol. B.-A.*, **126**, 71–93, 5 Abb., 6 Taf., Wien 1983.
- POBER, E. & FAUPL, P.: The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. – *Geol. Rdsch.*, **77/3**, 641–670, 16 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1988.
- PREY, S.: Probleme im Flysch der Ostalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **111**, 147–174, 3 Abb., 3 Tab., 1 Taf., Wien 1968.
- PREY, S.: Der südöstliche Teil der Flyschzone in Wien, ausgehend von der Bohrung Flötzersteig 1. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1973**, 67–94, 2 Abb., 1 Tab., Wien 1973.
- PREY, S.: Neue Forschungsergebnisse über Bau und Stellung der Klippenzone des Lainzer Tiergartens in Wien (Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1975**, 1–25, 6 Abb., Wien 1975.
- PREY, S.: Die Geologie Österreichs in ihrem heutigen geodynamischen Entwicklungsstand sowie die geologischen Bauteile und ihre Zusammenhänge. – In: OBERHAUSER, R. (Ed.): *Der geologische Aufbau Österreichs*, 79–117, 1 Abb., Wien 1980.
- REICHEL, R.: Die bayerische Flyschzone im Ammergau. – *Geol. Bavar.*, **41**, 55–98, 12 Abb., 3 Taf., München 1960.
- RICHTER, M.: Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzung nach Westen und Osten. – *Z. dt. Geol. Ges.*, **108**, 156–174, 2 Abb., Hannover 1957.
- SCHNABEL, W.: Geologie der Flyschzone einschließlich der Klippenzonen. – *Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 71 – Ybbsitz*, 17–42, Wien 1979.
- SCHNABEL, W.: Neue Daten zur Geologie der ostalpinen Flyschzone. – *Abstracts. Jahrestagung ÖGG 1988*, 27–28, Salzburg 1988.
- SCHNABEL, W. (Red.): *Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, 71 Ybbsitz*. – Wien (Geologische Bundesanstalt) 1988.
- THUM, I. & NABHOLZ, W.: Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau – Lenzerheide – Oberhalbstein. – *Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F.*, **144**, 55 S., 40 Abb., 1 Tab., 2 Beil., Bern 1972.
- TOLLMANN, A.: *Geologie von Österreich, Band 3*. – 718 S., 145 Abb., 8 Tab., 3 Taf., Wien (Deuticke) 1986.
- TRÜMPY, R.: Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. – *Bull. geol. soc. Amer.*, **71**, 843–908, 14 Abb., 2 Taf., New York 1960.
- WINKLER, W.: Stratigraphie, Sedimentologie und Sedimentpetrographie des Schlieren-Flysches (Zentralschweiz). – *Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F.*, **158**, 105 S., 45 Abb., 6 Tab., 11 Taf., Bern 1983.
- WINKLER, W.: Mid- to Early Late Cretaceous Flysch and Melange Formations in the Western Part of the Eastern Alps. *Palaeotectonic Implications*. – *Jb. Geol. B.-A.*, **131/2**, 341–389, 20 Abb., 9 Taf., Wien 1988.
- WINKLER, W. et al.: Bentonite im Gurnigel-, Schlieren- und Wägital-Flysch: Mineralogie, Chemismus, Herkunft. – *Eclogae geol. Helv.*, **78/3**, 545–564, 6 Abb., 8 Tab., Basel 1985.
- WINKLER, W. et al.: Wägital-flysch et autres flyschs penniques en Suisse centrale: Stratigraphie, sedimentologie et comparaisons. – *Eclogae geol. Helv.*, **78/1**, 1–22, 6 Abb., 1 Tab., Basel 1985.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 26. März 1990.