

Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von  
Breccien- und Turbiditserien in den Ostalpen

7 Abbildungen

Peter Faupl

Anschrift des Verfassers:  
Univ.-Doz. Dr. Peter Faupl,  
Institut für Geologie der Universität  
Universitätsstraße 7,  
A-1010 Wien.

### Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung, Abstract, Résumé . . . . .	83
1. Einleitung . . . . .	84
2. Die Breccien- und Turbiditentwicklung des Lias und Dogger . . . . .	84
3. Breccien- und Turbiditbildungen des Oberjura . . . . .	88
4. Die Turbiditsedimentation in der Unterkreide . . . . .	91
5. Das Mittelkreide-Stadium . . . . .	94
6. Das Stadium der Flachwasserentwicklung in der Gosau . . . . .	98
7. Das Stadium der Flyschgosau . . . . .	100
8. Das Wildflyschstadium im Paläogen . . . . .	103
9. Literatur . . . . .	105

## Zusammenfassung

In sieben palinspastischen Skizzen des Ostalpenraumes wird versucht, die Beziehungen von Breccien- und Turbiditserien zur tektonischen Entwicklung des Ostalpenorogens darzustellen. Es ist dabei besonders auf die Verbindung zu plattentektonischen Ereignissen bedacht genommen worden. Ausgehend von der Entstehung der südenninischen Zone während des Lias und Dogger (Abb. 1) über eine beginnende Riftentwicklung im Bereich des Nordpenninikums im Malm (Abb. 2) wird zur beginnenden kretazischen Einengungstektonik übergeleitet. Die Entwicklungsstadien während der Kreide sind durch den Zeitabschnitt der tieferen Unterkreide (Abb. 3), durch das Mittelkreide-Stadium im Cenoman (Abb. 4), die Tiefere Gosau im Santon (Abb. 5) und durch das Einsetzen der Flyschgosau im Campan/Maastricht (Abb. 6) veranschaulicht. Dem Hervortreten von besonders grobklastischen, wildflyschartigen Gesteinsserien in verschiedenen Gebirgszonen im Paleozän ist die Abb. 7 gewidmet.

## Abstract

In seven palinspastic diagrams of the East Alpine realm the relations of breccias and turbiditic sequences to the tectonic evolution of the East Alps, especially to the plate tectonic events, are demonstrated. Fig. 1 illustrates the opening of the south penninic trough during Lower and Middle Jurassic times. In the Upper Jurassic (Fig. 2) the connections between breccias and rifting in the north penninic zone are shown. Four maps are dedicated to the Cretaceous development characterized by the beginning of compressional tectonics in the Early Cretaceous (Fig. 3). The distributions of turbiditic facies during Mid-Cretaceous (Cenomanian, Fig. 4), during an early stage of Gosau sedimentation (Santonian, Fig. 5) and after the intragosauic event (Campanian/Maastrichtian, Fig. 6) are schematically given in paleogeographical reconstructions. Fig. 7 shows the predominant occurrence of very coarse-grained, wildflysch-like series in different tectonic zones during the Paleocene and Eocene.

## Résumé

On démontre, dans sept esquisses palinspastiques de la région orientale des Alpes, la relation des brèches et des séquences turbiditiques à l'évolution tectonique des Alpes Orientales, surtout aux événements de tectonique de plaques. La figure 1 démontre l'ouverture de l'auge penninique méridionale durant le Jurassique inférieur et moyen. Dans le Jurassique supérieur (figure 2) est montrée la relation entre brèches et le rift dans la zone penninique septentrionale. Quatre cartes montrent le développement durant le Crétacé, qui est caractérisé par le début de tectonique de compression dans le Crétacé inférieur (figure 3). La distribution des faciès turbiditiques durant le Crétacé moyen (Cénomanien, figure 4), durant une période au début de la sédimentation gosauique (Santonien, figure 5) et après un événement intragosauique (Campanien/Maastrichtien, figure 6) est présentée de façon schématique dans des reconstructions paléogéographiques. La figure 7 montre la présence prédominante de séries à très gros grains, pareils au wildflysch, dans de différentes zones tectoniques durant le Paléocène et l'Eocène.

## 1. Einleitung

Im Laufe der mesozoisch-paläogenen Entwicklung der Ostalpen haben Breccien- und Turbiditserien innerhalb der Schichtfolgen der verschiedenen tektonischen Einheiten immer wieder eine bedeutende Rolle gespielt. Zonen, wie die Rhenodanubische Flyschzone, werden fast ausschließlich von Turbiditablagerungen aufgebaut, während in anderen Bereichen nur zu bestimmten Zeitabschnitten solche Sedimenttypen auftreten. So etwa im Oberostalpin, wo es in der Kreide in drei zeitlichen Abschnitten zur Ausbildung von turbiditischer Sedimentation kam.

Turbiditische Serien geben Zeugnis für paläogeographische und tektonische Veränderungen. Besonders bei der Erstellung von plattentektonischen Modellen kommt ihrer räumlichen und zeitlichen Verbreitung insofern Bedeutung zu, als sie doch vielfach direkte Anzeiger von Riftvorgängen, Aktivitäten an Plattenrändern und Subduktionsvorgängen sind. Aus der Analyse von Materialtransportrichtungen läßt sich das vorherrschende Paläogefälle abschätzen. In Verbindung mit Detritusuntersuchungen besteht die Möglichkeit der Abgrenzung fossiler Liefergebiete. Kenntnis über die Beschaffenheit des hemipelagischen Materials ermöglichen auch Aussagen über die Ablagerungstiefe, bezogen auf das lokale Calcit-Kompensationsniveau.

Die Begriffe „Turbiditserien“ und „Turbiditfazies“ wurden hier in einem weiteren Sinne gebraucht, wie dies von MUTTI & RICCI LUCCHI (1972, 1975) und WALKER & MUTTI (1973) vorgeschlagen wurde. Neben „echten Turbiditen“ (Turbiditfazies C, D), die mit Hilfe der von BOUMA (1962) gegebenen strukturellen Abfolge beschrieben werden können, und die auch den Hauptanteil in den Turbiditserien bilden, werden noch eine ganze Reihe weiterer Sedimenttypen diesen Begriffen zugerechnet. Sie sind alle durch sediment gravity flow-Mechanismen entstanden. Für die Transport- und Sedimentationsmechanismen dieser Ablagerungen ist die direkte Wirkung der Schwerkraft ohne Beteiligung eines Transportmediums kennzeichnend, wobei hier ausschließlich marine Serien betrachtet werden. Hierher gehören vor allem grobklastische Bildungen (Fazies A) sowie Sandsteinfolgen, welche aus dichten Suspensionen unter Beteiligung von grain flow- und Entwässerungsvorgängen entstanden sind (Fazies B). Ebenfalls werden Rutsch- und Gleitabsätze zugezählt (Fazies F).

Zweck dieser Zusammenschau ist es, die Verteilung solcher turbiditischer Gesteinsserien während markanter Entwicklungsabschnitte des Ostalpenorogens darzustellen, und so ihre Beziehungen zu diesen orogenetischen Vorgängen zu veranschaulichen. Es ist dem Verfasser bewußt, daß die dabei zugrunde gelegten palinspastischen Rekonstruktionen für die einzelnen orogenen Entwicklungsschritte ungemein hypothetischer Natur sind. So sind vor allem in den palinspastischen Skizzen die Nord-Süd-Erstreckungen nicht maßstäblich zu verstehen. Auch laterale Verschiebungen und Rotationen zwischen einzelnen Großeinheiten, wie etwa zwischen dem Ostalpin und Penninikum, die auf Grund von paläomagnetischen Daten vermutet werden können (BIJU-DUVAL et al. 1977; FRISCH 1977), haben in diesen Skizzen keine Berücksichtigung gefunden. In großen Zügen folgen die hier dargestellten Ereignisse den plattentektonischen Vorstellungen von FRISCH (1977).

## 2. Die Breccien- und Turbiditentwicklung des Lias und Dogger

### 2.1 Die paläogeographische Situation

An der Wende Trias/Jura wurde der ostalpine Raum von einer bedeutenden paläogeographischen Umstellung erfaßt. Es kam nicht nur zu einer völligen faziellen Neu-

ordnung im Kalkalpin, sondern auch insgesamt zu einer beträchtlichen Ausweitung des Geosynklinalgebietes unter Einbeziehung weiter Bereiche des vindelizisch-böhmischen Vorlandes. Besonders die Transgressionsschichtfolge in der Grestener Klippenzone (TRAUTH, 1909; FAUPL 1975a) mit ihren fluviatilen Grestener Arkosen an der Basis, einer paralischen Kohlenfolge und dem allmählichen Übergang in eine marine Flachwasser-Serie sowie deren Fortsetzung in den Dogger belegen uns dieses paläogeographische Ereignis.

Eine analoge transgressive Serie ist im autochthonen Mesozoikum des Untergrundes der östlichen Molassezone überliefert (KAPOUNEK et al., 1967; BRIX et al., 1977). Die Transgression des Lias im Schweizer Helvetikum ist mit diesem paläogeographischen Geschehnissen ebenfalls zu vergleichen. Beträchtliche fazielle Analogien zur Grestener Entwicklung fand FRISCH (1975) in der mesozoischen Hülle der westlichen Tauernzentralgneise. Es erscheint daher naheliegend, den gesamten mittelpenninischen Bereich als paläogeographisch südliches Nachbarlement der jurassischen helvetischen Zone zu betrachten (Abb. 1).

Der Schwerpunkt der Bildung von turbiditischen Breccienserien lag in südlicher gelegenen Zonen, im Unterostalpin und im südpenninischen Raum. Dieser südpenninische Raum, der in der Trias noch nicht faziell abgrenzbar war, begann sich während des Lias und Dogger als eigenständige paläogeographische Einheit abzuzeichnen. Im Laufe des Dogger entwickelte sich daraus die penninische Eugeosynklinale. In den Ostalpen werden dem Südpenninikum die Bündnerschiefer- und Ophiolithserien der Hohen Tauern sowie analoge Serien der Bernsteiner, Rechnitzer und Meltener Schieferinseln im Nordostsporn der Ostalpen zugeordnet. Äquivalente Gesteinsfolgen finden sich auch in den höchsten tektonischen Einheiten des Unterengadiner Fensters. Diese werden mit der Arosa-Zone der West-Ostalpengrenze gleichgesetzt (TRÜMPY, 1972; OBERHAUSER, 1976). Dieses so umgrenzte Südpenninikum bildet die Fortsetzung des piemontaischen Troges der Westalpen. Für den Ostalpen-Anteil des Südpenninikums haben FRISCH (1974), ANGENHEISTER et al. (1975) und TOLLMANN (1975) ozeanische Kruste als Basis für die Bündnerschiefererien vermutet. Die unterostalpine Entwicklung bildet den paläogeographischen Südrand zu diesem südpenninischen Trog.

Die erste Phase der Entstehung der südpenninischen (= piemontaischen) Eugeosynklinale kann als Riftbildung zwischen dem mittelpenninischen und dem ostalpinen kontinentalen Krustenbereich vorgestellt werden. Durch diesen Vorgang wurde die ostalpin-adriatische Platte von der europäischen Platte abgetrennt. Der Aufreißvorgang selbst spiegelt sich in den Gesteinsserien der Randbereiche, besonders im unterostalpinen Südrand, wider.

Die eigentlich breite Entwicklung als Eugeosynklinale mit der Ausbildung von ozeanischer Kruste dürfte sich erst im späteren Dogger vollzogen haben. Die für die Altershinweise in den metamorphen Bündnerschiefererien wichtigen radiolaritverdächtigen Quarzite (? tiefer Malm) liegen in den basalen Abschnitten der Glocknerdecke (HÖCK, 1969; FRISCH, 1976). Für das tatsächliche Erreichen größerer Trogbreiten sind nur verhältnismäßig kurze geologische Zeiträume vonnöten. Bereits bei einer angenommenen Spreadingrate von nur 1 cm/Jahr ergeben sich in 10 mio. Jahren immerhin 100 km Ozeanbodenausdehnung.

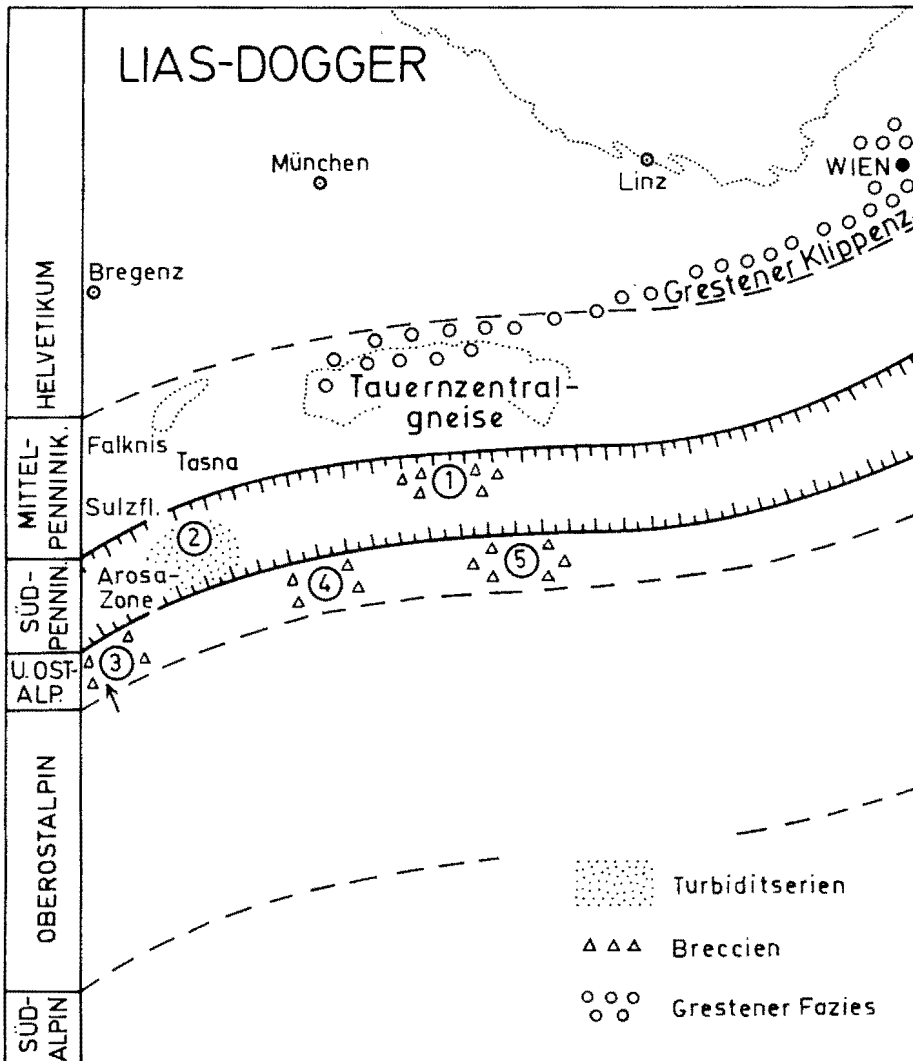


Abb. 1: Palinspastische Skizze des Ostalpenraumes für den Zeitabschnitt des Lias und Dogger.

1 – Breccien der Brennkogelfazies in den Hohen Tauern. 2 – Flyschartige Fazies des Idalp-Sandsteines (Dogger) in der Arosa-Zone des Unterengadiner Fensters (OBERHAUSER, 1976). 3 – Breccien- und Turbiditserien des Err-Bernina-Gebietes. 4 – Breccien der Tarntaler Berge. 5 – Türkenkogelbreccie der Radstädter Tauern.

Die Breitenentwicklung der einzelnen Zonen, besonders der penninischen, ist in den Skizzen nicht maßstäblich zu verstehen. Die heutigen Umriss und Positionen der Böhmisches Masse sowie des Tauernfensters und des Unterengadiner Fensters sind zur Orientierung in alle Abbildungen eingetragen.

## 2.2 Die unterostalpinen Lias- und Doggerbreccien

In jüngster Zeit wurden die Lias- und Doggerbreccien des unterostalpinen Err-Bernina-Deckensystems an der West-Ostalpengrenze durch FINGER (1975), TRÜMPY (1975 b) und SCHÜPBACH (1973) eingehend sedimentologisch bearbeitet. Diese Breccienserien wurden dabei als marine scarp breccias erkannt, die sich im Gefolge der Entstehung des südpenninischen Troges gebildet hatten.

Die Liasbreccien bleiben auf den südlichen Bereich, der Bernina-Decke, beschränkt. Die größte Mächtigkeit wurde in der paläogeographisch südlichsten Teilschuppe (Pardella-Schuppe) erreicht. Es handelt sich um die über 100 m mächtige Alv-Breccie, eine reine Karbonatschuttbreccie mit bis hausgroßen Komponenten. In ihrem proximalen Teil ist sie ungeschichtet. Gegen Norden zu geht sie in eine geschichtete Fazies über (SCHÜPBACH, 1973)\*

Die Mächtigkeit der Liasbreccien nimmt gegen die nördlich gelegenen Schuppen hin (Clavadatsch- und Schlattain-Schuppe) rasch ab. Auf der nördlichen Err-Decke herrscht an Stelle der Breccien eine Crinoiden- und Hornsteinkalkfazies (Agnelli-Schichten der Bardella-Schuppe) vor.

Im Dogger verlagerte sich die Breccienbildung im Err-Bernina-Gebiet auf nördlichere Einheiten, in das Gebiet der Nair-, Bardella- und Basalschuppe. Die etwa 300 m mächtigen Saluver Schichten setzen sich überwiegend aus kristallinem Material zusammen. Sie bauen sich aus kleinräumigen submarinen Fächerablagerungen auf. Zwischen den einzelnen Breccienlagen finden sich rote, völlig kalkfreie Pelite. Überlagert werden die Saluver Schichten von Radiolariten.

Die Bardella-Schichten sind ebenfalls als Ablagerungen eines submarinen Fächersystems zu betrachten. Die einzelnen Breccienbänke gehen im Hangenden in turbiditische Kalkarenite über. Solche Bänke konnten bis über 1 km weit verfolgt werden. FINGER (1975) konnte dabei aus der Bankmächtigkeits- und der Korngrößenabnahme sowie aus der Einregelung von Komponenten eine Materialtransportrichtung von Süden nach Norden belegen. Auch die anderen Breccien sind von Süden nach Norden, also gegen den sich allmählich entwickelnden südpenninischen Trog, geschüttet.

Vergleichbare Breccien sind sowohl aus den Tarntaler Bergen als auch aus den Radstädter Tauern bekannt. So hat ENZENBERG-PRAEHAUSER (1976) die Tarntaler Breccie (Dogger) der Hippold-Einheit neu bearbeitet, wobei sich gezeigt hat, daß das Material zum größten Teil der Tarntaler Schichtfolge selbst entstammt, einschließlich der bemerkenswerten Riesenkompenten von Quarzit und Dolomit. Auch in der ursprünglich weiter südlich gelegenen Reckner Einheit treten Jurabreccien auf.

In den Radstädter Tauern gehört die im Liegenden des Radiolaritniveaus auftretende bis 200 m mächtige Türkenkogelbreccie der Hochfeindfazies diesem unterostalpinen Breccientyp an (TOLLMANN, 1964). Es handelt sich um eine Karbonatschuttbreccie, die sich intern in eine Reihe von Grobbreccien-, Feinbreccien-, Karbonatarenit- und Pelitlagen gliedert.

Auch die Tarntalerbreccie, wie auch die Türkenkogelbreccie, lassen sich genetisch als submarine scarp breccias deuten, die in direktem Zusammenhang mit der Entwicklung des piemontaischen Troges stehen.

Folgende Eigenschaften sind für diese unterostalpinen scarp breccias charakteri-

\* SCHÜPBACH nahm für die Alvbreccie einen terrestrischen Ablagerungsbereich an. TRÜMPY stellte auf Grund der Fauna anlässlich eines Workshops (1976) die Breccien als submarine scarp breccia vor.

stisch. Sie bilden kleinräumige submarine Schuttkegel bis -fächer am Fuße von Bruchtreppen. Grobklastisches Material dominiert bei weitem gegenüber echten Trübungsstromabsätzen. Es muß sich daher um ein hochenergetisches Abtragungsgebiet gehandelt haben. Abtragungs- und Bereitstellungsräume waren auf Grund der geringen kompositionellen und strukturellen Sedimentreife eng benachbart oder teilweise überhaupt ident. Unter den gravitativen Sedimenttransportmechanismen scheint Schuttströmen (debris flows) die größte Bedeutung zugekommen zu sein.

Die völlig karbonatfreien roten Pelitlagen in den Saluver Schichten werfen die Frage auf, ob es sich bei diesen um hemipelagisches Material handeln könnte, und ob in diesem Öffnungsstadium des südpenninischen Troges bereits Ablagerungstiefen unter der damaligen Karbonatkompensationsgrenze erreicht worden sind. Es ist hier insofern Vorsicht geboten, als die Saluver Schichten fast ausschließlich siliziklastisches Material führen, so daß ein zugehöriger turbiditischer Pelitanteil ebenfalls eine weitgehende Karbonatfreiheit erwarten ließe, was dann jedoch kein Hinweis auf eine Ablagerung unter der CCD wäre.

### 2.3 Penninische Breccien des Lias und Dogger

Aus dem penninischen Raum des Tauernfensters sind die Breccien der Brennkogelfazies zu erwähnen, die altersmäßig in den tieferen bis mittleren Jura gestellt werden. Nach den paläogeographischen Vorstellungen von FRASL & FRANK (1966) würde es sich bei der Brennkogelfazies um den nördlichen Faziesbereich des Schieferhülltroges handeln, so daß diese Klastika genetisch mit der Entwicklung des Mittelpenninikums in Verbindung gebracht werden könnten. Ob hier gravitative Sedimentgleitungen eine Rolle gespielt hatten, wie im Unterostalpin, ist zur Zeit nicht untersucht.

Aus dem Bereich des Unterengadiner Fensters, in der Arosa-Zone, hat OBERHAUSER (1976) eine flyschartige Entwicklung des Dogger, den Idalp-Sandstein, beschrieben, der durch Cromspinell-Funde in den Schwermineralspektren charakterisiert ist.

### 2.4 Helvetikum und Kalkalpin

In beiden paläogeographischen Räumen spielen Breccienserien bezogen auf die gesamte Schichtfolge keine bedeutende Rolle. In der Schichtfolge der Grestener Klippenzone gibt es einige wenige marine Breccienvorkommen, die als lokale Rinnenfüllungen gedeutet werden können. Erst im Bathon der Zeller Schichten machen sich Breccienlagen und einige turbiditische Partien bemerkbar (FAUPL, 1975 a).

Aus dem Bereich der Nördlichen Kalkalpen sind ebenfalls nur wenige Breccien, wie die Oberseebreccie an der Basis des Hierlatzkalkes zwischen Dürnstein und Ötscher (TOLLMANN, 1976) und unbedeutende Sedimenteingleitungen bekannt. Erste allodapische Kalkeinschaltungen in der Rotfazies sind auf die fazielle Neugliederung in Schwellen und Becken zurückzuführen.

In beiden Gebieten, dem Helvetikum als auch dem Kalkalpin, machte sich in der Schichtfolge dieses Zeitabschnittes eine zunehmende Absenkung bemerkbar, die ihren Höhepunkt im tieferen Malm erreicht hatte.

## 3. Breccien- und Turbiditbildungen des Oberjura

Während im Oberjura ein breiter südpenninischer Faziesraum entwickelt war, bildete sich im Westabschnitt des Mittelpenninikums die Sulzfluh-Schwelle als paläogeographisches Element heraus. Am Nordabhang dieser Schwelle, in der Falknis-Decke,



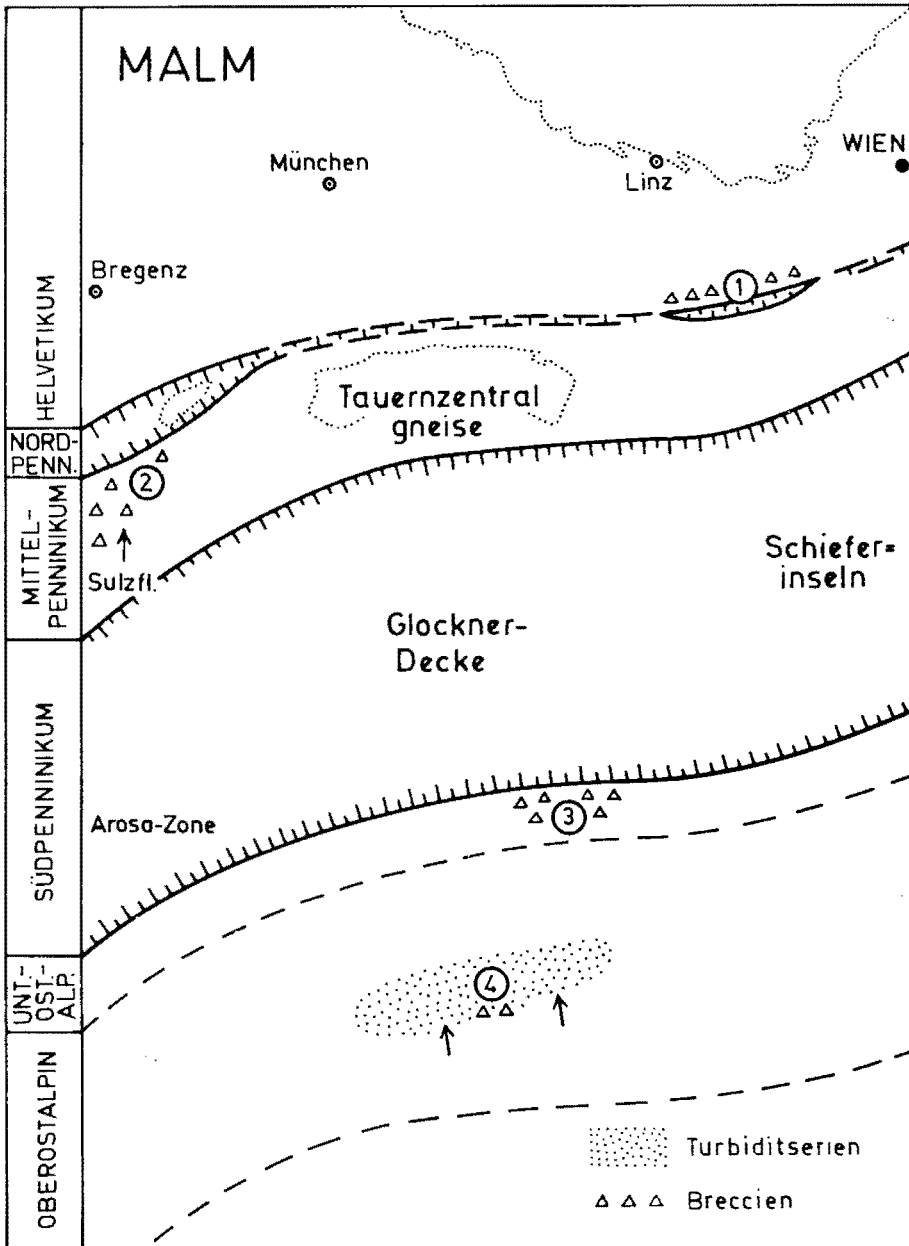


Abb. 2: Palinspastische Skizze des Ostalpenraumes für den Zeitabschnitt des Malm  
 1 – Konradshheimer Breccienkalk (Fluxorturbidite) in der Grestener Klippenzone. 2 – Falknis-Breccie. 3 – Schwarzeckbreccie der Radstädter Tauern. 4 – Karbonatturbiditeinschlaltungen in die Aptychenkalkfazies.  
 Inwiefern am Aufbau der Bündnerschiefererien des südpenninischen Raumes auch Turbidite beteiligt sind, läßt sich noch nicht abschätzen. Ebensowenig ist über die tatsächliche Breite dieser Zone Näheres bekannt. Als Basis wird eine breit entwickelte ozeanische Kruste angenommen.

lagerten sich Breccien- und Turbiditserien ab. Die untertithone Falknisbreccie ist das bekannteste Schichtglied. Auf Grund der lithofaziellen Entwicklung konnte GRUNER (1976) Abfolgen des mittleren und äußeren Fächerbereiches sowie der Beckenebene unterscheiden. Im Obertithon hatte sich mit dem Absatz der Calpionellenkalke eine relative Sedimentationsruhe eingestellt, obwohl auch darin immer wieder turbiditische terrigene Einschaltungen festzustellen sind. Aus der Rekonstruktion des Schüttungskörpers und an Hand von Korngrößenabnahmen innerhalb der Falknisdecke konnte GRUNER eine Materialtransportrichtung von Süden nach Norden belegen.

Die Breccien- und Turbiditserien der Falknis-Decke geben in ihrer paläogeographischen Position einen ersten Hinweis auf eine Rift-Bildung zwischen der helvetischen Zone und dem Mittelpenninikum. Aus diesem Rift entwickelte sich dann im Bereich der Ostalpen während der Unterkreide der nordpenninische Trog. Durch die Öffnung des nordpenninischen Troges wurde der mittelpenninische kontinentale Krustenteil, bestehend aus den tektonischen Einheiten Falknis- und Sulzfluh-Decke, Tasna-Decke und den Tauernzentralgneisen (Venedigerdecke, FRISCH, 1974), vom Helvetikum abgespalten.

Weiter im Osten, aus der Tasna-Einheit und von den Tauernzentralgneisen sind aus dieser Zeit keine vergleichbaren Breccienbildungen bekannt geworden. Vielmehr herrscht dort eine Tiefwasserkarbonatfazies vor. In der Tasna-Decke treten Aptychenkalke auf. Auch der Hochstegenkalk scheint mit seinen Hornsteinen und dünnen Radiolaritlagen (?) am ehesten dieser Fazies zuzuordnen zu sein (FRISCH, 1975).

Eine Tiefwasserkarbonatfazies ist auch in der Grestener Klippenzone verbreitet. Dort sind neben einer untergeordneten bunten Cephalopodenkalkentwicklung Aptychenkalke am weitesten verbreitet. In Verbindung mit den Aptychenkalken kommen Breccienkalke vor. Diese Konradshheimer Breccienkalke sind überwiegend als fluturbiditische Bildungen zu betrachten (FAUPL, 1975 a). Obwohl bis jetzt über deren Transportrichtung nichts bekannt ist, können auch sie mit der nordpenninischen Rift-Bildung in Zusammenhang gebracht werden. Auch jene in den Tithonkalken der Grestener Klippenzone des Wolfgangseegebietes auftretenden basischen Eruptivgesteine (PLÖCHINGER, 1964, 1973) können direkt mit dieser Riftbildung in Verbindung stehen.

Der Tiefwasserkarbonatentwicklung der Grestener Zone steht die Flachwasserentwicklung in der Waschbergzone (Ernstbrunner Kalk) und im Untergrund der östlichen Molassezone gegenüber (KAPOUNEK et al. 1967, BRIX et al. 1977).

Der übrige Geosynklinalraum hatte zu Beginn des Malm eine tiefgehende Absenkung und eine weitreichende sedimentäre Vereinheitlichung erfahren, in deren Gefolge es zur Radiolaritbildung gekommen war. Die anschließend weitverbreiteten Aptychenschichten s. l. mögen auch in etwas mergelreicher Entwicklung die nichtmetamorphen Ausgangsgesteine der kalkreichen Bündnerschiefer gewesen sein.

Im Bereich des unterostalpinen Kontinentalrandes, in der Hochfeinfazies der Radstädter Tauern, setzen über der Radiolaritserie etwa 100 m mächtige, grobe Breccienbildungen in Form der Schwarzeckschichten ein. Ihnen kommt auf Grund ihrer Position über dem Radiolarit Mittelalm bis (?) Unterkreidealter zu (TOLLMANN, 1964, 1977). Im Komponentenmaterial widerspiegelt sich die unterostalpine Schichtfolge einschließlich des unterostalpinen Grundgebirges. Vom Sedimenttyp her sind sie den unterostalpinen scarp breccias des Err-Bernina-Gebietes vergleichbar. So hat R. STAUB (1924) auf die große lithologische Ähnlichkeit mit den Saluver Schichten hingewiesen.

TOLLMANN (1977) deutet die Schwarzeckschichten als mass flow-Ablagerungen. Das Material hatte beim Transport vom Abtragungsgebiet zum Bereitstellungsraum kaum eine Aufbereitung erfahren, so daß sich größere Kristallin-Komponenten vom kristallinen Feinschutt oft nur schwer abgrenzen lassen. Die alpine Metamorphose verstärkt noch diesen Effekt.

Über die Materialtransportrichtungen in der Schwarzeckbreccie gibt es noch keine Untersuchungen. Paläogeographisch leitet TOLLMANN das Material von einer Lungauer Schwelle ab, die eine paläogeographische Position zwischen dem penninischen und unterostalpinen Faziesraum einnimmt. Dieser Auffassung nach wäre das Material von Norden nach Süden transportiert worden. Ein in Analogie zum Err-Bernina-Gebiet nach Norden, gegen den südpenninischen Trog hin geneigter, durch Bruchtreppen gegliederter Hang wäre eine ebenfalls mögliche Lösung.

Im Bereich der oberostalpinen Gesteinsfolge der Nördlichen Kalkalpen hatte sich innerhalb des Radiolaritniveaus im Tirolikum Salzburgs, in den Tauglbodenschichten eine Turbiditserie entwickelt, die auf Grund der sedimentologischen Befunde von M. & W. SCHLAGER (1969, 1973) auf einem nach Norden geneigten Paläohang abgelagert wurde. In der Karwendel- und Thierseemulde weisen Turbiditeinschaltungen in den Aptychenschichten ebenfalls auf einen nordgerichteten Materialtransport (NAGEL et al., 1976). Aus der Tiefwasserfazies der Oberalmer Schichten sind ebenfalls zahlreiche Kalkturbiditlagen, die Barmsteinkalkbänke, belegt. Auch olisthstromartige Gleitmassen sind aus dem Salzburger Raum bekannt geworden (PLÖCHINGER, 1974, 1977). Vom Material her sind alle diese Turbidite durch kalkalpine Komponenten charakterisiert. Der Übergang zu überwiegend exotischem siliziklastisch-terrigenen Material vollzieht sich erst im Neokom.

#### 4. Die Turbiditsedimentation in der Unterkreide

Aus dem im höheren Jura angelegten Rift zwischen Helvetikum und Mittelpenninikum ging in der Unterkreide ein neuer Trog hervor. Er bildete die paläogeographische Fortsetzung des nordpenninischen Valais-Troges der Westalpen. Durch diesen Vorgang wurde der mittelpenninische Kontinentalblock von der nördlichen europäischen Kontinentalplatte völlig abgetrennt, und erhielt dadurch erst in der Unterkreide seine eigentliche „mittelpenninische Position“.

Der neuentstandene nordpenninische Trog nimmt die Turbiditsedimente der Rhenodanubischen Flyschzone auf (OBERHAUSER, 1968). Eine solche paläogeographische Position der Flyschzone, auch was ihre Lage gegenüber den Tauernzentralgneisen betrifft, haben HESSE (1973), ANGENHEISTER et al. (1975, Abb. 4, Lösung 1), BÖGEL & SCHMIDT (1976), FRISCH (1976) und PREY (1977) ihren paläogeographischen Vorstellungen zugrunde gelegt. Im Prinzip entspricht auch die Auffassung von TOLLMANN (1965) mit einer quer über ältere Faziesbereiche hinstreichenden Flyschzone diesem Modell.

Vergleiche zwischen Flysch-Gault und äquivalenten Serien aus der Falknis- und Tasna-Decke durch HESSE (1972, 1973) erbrachten eine direkte paläogeographische Nachbarschaft von Mittelpenninikum und Rhenodanubischer Flyschzone mit übergreifender Turbiditsedimentation (Abb. 3). Der Flysch-Gault findet als distale Fazies der Beckenebene seine proximale Ausbildung im Falknis- und Tasna-Gault. Auch was die Tristelschichten betrifft, bestehen diese paläogeographischen Beziehungen, so daß die nordpenninische Position der Rhenodanubischen Flyschzone gesichert ist.

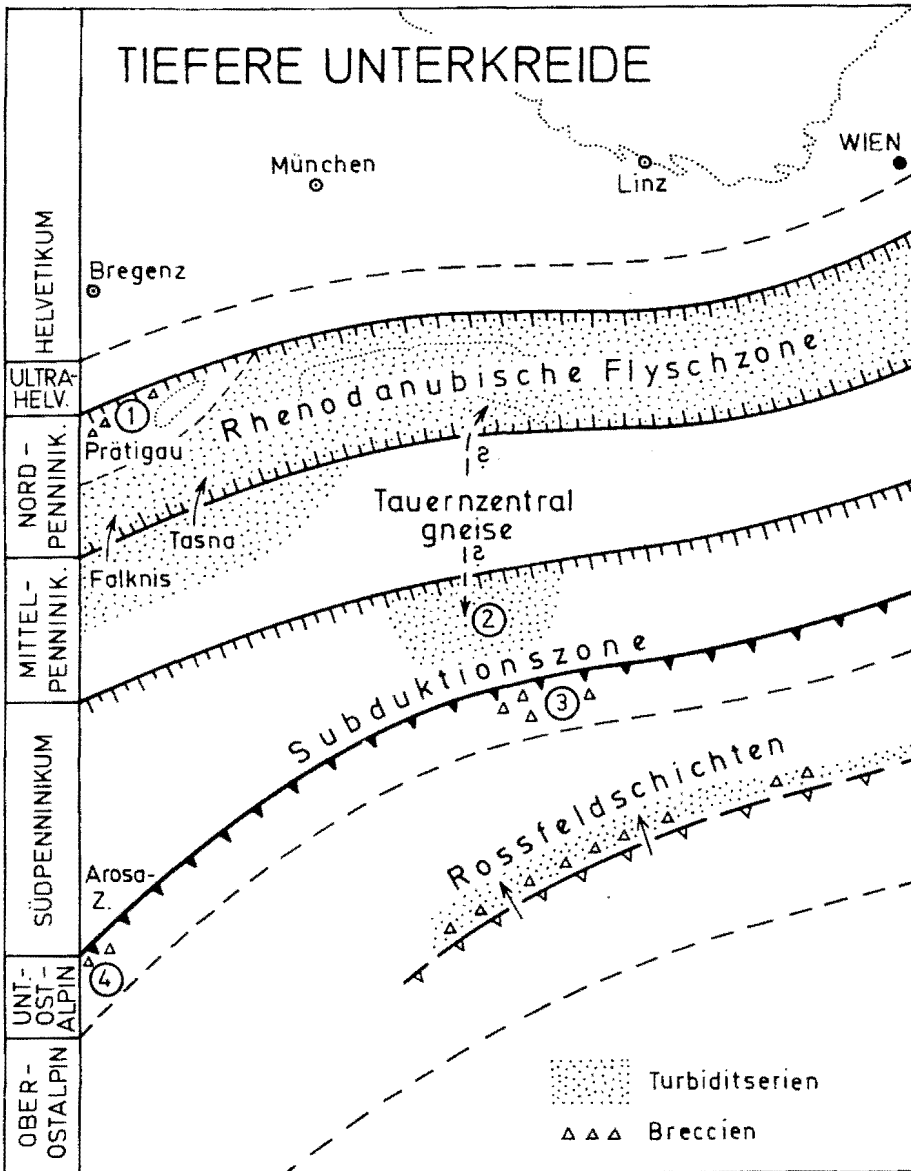


Abb. 3: Paläogeographische Skizze des Ostalpenraumes für den Zeitabschnitt der tieferen Unterkreide. 1 – Untere Junghansenschiefer der Feuerstätter Decke. 2 – Flyschserien am Nordrand der Hohen Tauern (Sandstein-Brecciendecke von BRAUMÜLLER, 1939). 3 – Schwarzeckbreccie der Radstädter Tauern, welche wahrscheinlich mit feinerklastischen Anteilen noch in das Neokom reicht. 4 – Breccieneinschaltungen im Err-Bernina-Gebiet. Der Beginn der Subduktion und der gleichzeitigen Einengung des südpenninischen Raumes werden hypothetisch mit dem Einsetzen der siliziklastikareichen Turbiditssedimentation innerhalb der Kalkalpen parallelisiert. Für die südpenninische Zone wird eine breitentwickelte ozeanische Kruste angenommen, während für den nordpenninischen Raum nur abschnittsweise ozeanische Kruste vermutet wird.

Die Turbiditsedimentation der Rhenodanubischen Flyschzone beginnt im allgemeinen mit dem Barreme. Die Tristelschichten und der Neokomflysch sind typische Karbonatturbiditfolgen. Der Materialtransport verlief in diesem Zeitabschnitt überwiegend von Westen nach Osten mit zunehmend distalen Turbiditfaziesmerkmalen. Im Flysch-Gault der westlichen Flyschzone sind HESSE (1972, 1973) Profilkorrelationen über 115 km Ost-West-Erstreckung gelungen. Erst im Salzburger Raum scheint ein neues Schüttungszentrum aktiv gewesen zu sein. In den Tristelschichten der Flyschzone sind gröbere Breccienbänke nur aus dem Allgäu bekannt. PREY (1957) berichtet aus der Flyschzone des westlichen Niederösterreich (Scheibbs und Gresten) von Breccieneinschaltungen im Neokomflysch, was ebenfalls auf ein lokales Schüttungszentrum hinweisen würde. Im Wienerwald handelt es sich entgegen der Darstellung bei GRÜN et al. (1972) nach Meinung des Verfassers bei den Wolfpassinger Schichten (Barreme – Apt) als auch bei den Bartbergsschichten (Alb) um eine zum Teil sehr distale Turbiditfazies. Ein Jüngerwerden der Turbiditsedimentation in den basalen Flyschschichtgliedern von Westen nach Osten, wie dies FREIMOSER (1973) vermutet hat, braucht daher nicht angenommen zu werden. Seit dem Alb sind im Rhenodanubischen Flysch-trog Ablagerungstiefen unter dem Calcitkompensationsniveau bekannt (HESSE, 1972).

In der Feuerstätter Decke als nördliche Randfazies des Flyschtroges (RICHTER, 1969) entwickelte sich aus den Aptychenschichten des Hauterive eine ca. 50 m mächtige, grobklastische Serie mit exotischem Material, die Unteren Junghansenschichten, die als olisthostromartige Bildungen gedeutet werden können.

Die paläogeographische Position des Prätigautroges und seiner direkten Fortsetzung nach Osten in den tiefsten Einheiten des Gargellenfensters und Unterengadiner Fensters, ist als nördlich der Flyschzone gelegenes Element durch die lithofazielle Verknüpfung von Mittelpenninikum und Rhenodanubischer Flyschzone vorgezeichnet. Das Einsetzen der Flyschsedimentation scheint in den Prätigauschiefen noch nicht ganz geklärt zu sein. Nach NÄNNY (1946) beginnt die Flyschentwicklung in der Oberkreide. TRÜMPY (1960, 1969) bezeichnet hingegen nur die paläogenen Anteile als typischen Flysch. Die Oberkreideserien nannte er „Präflysch“, weil dort die für Flysche typischen Schichtungsphänomene unvollständig ausgebildet sind. Auf Grund der lithologischen Beschreibung von NÄNNY ist zu vermuten, daß möglicherweise schon in der Valzeina-Serie Turbidite einen bedeutenden Anteil hatten. Es dürfte sich dabei in erster Linie um Karbonatturbidite handeln.

Palynologische Studien von PANTIC & GANSSER (1977) haben in den nordpenninischen Bündnerschiefern der Schweiz noch Mitteljura-Anteile nachweisen können.

Über die Basis der Flyschzone sind uns nur wenige direkte Hinweise bekannt. PREY (1975) konnte im Gebiet des Wienerwaldes (Lainzer Tiergarten) einen direkten Schichtverband von Gesteinen in Grestener Fazies mit den südlichen Elementen der Kahlenberger Decke wahrscheinlich machen. Andererseits sind aus dem tektonischen Grenzbereich zwischen der Grestener Klippenzone zur Flyschzone einige kleine, tektonisch stark beanspruchte Serpentinikörper bekannt, die der Basis der Rhenodanubischen Flyschzone entstammen könnten. Erwähnt seien die Serpentine und Ophicalcite von Gstadt (E' Waidhofen), von Neuhaus (W' Waidhofen) und die Vorkommen um Kilb.

Die im Raume Salzburg – Berchtesgaden festgestellte positive Anomalie des erdmagnetischen Feldes (ANGENHEISTER et al., 1975) könnte möglicherweise durch einen solchen großen Ultrabasitkörper aus der Flyschbasis bedingt sein. Im Unterengadiner Fenster ist im Piz Mondin ein sehr großer Ophiolithstock erhalten. Es stellt

sich nun für das Nordpenninikum die Frage, ob hier ebenfalls, wie im piemontaischen Trog, ozeanische Kruste breit entwickelt war. Die Existenz kontinentaler Kruste muß einerseits aus der bereits erwähnten Auflagerung der südlichen Randelemente der Kahlenberger Decke auf Gesteinen der Grestener Fazies, welche dort mit Keuperquarziten einsetzt, gefolgert werden. Andererseits konnten auch auf Grund von Schwermineralanalysen und Untersuchungen über Materialtransportrichtungen eine flyschinterne Schwelle, die Kaumberger Nordschwelle (FAUPL, 1975 b) rekonstruiert werden, die im Laufe der Oberkreide als Liefergebiet aktiv war. Es handelt sich in erster Linie um kontinentales Krustenmaterial, welches allerdings mit ultrabasischen Gesteinskörpern assoziiert war. Für den Flyschuntergrund wäre daher eine stark ausgedünnte, intensiv abgesenkte kontinentale Kruste denkbar, zwischen der sich nur in begrenzten Abschnitten ophiolithisches Material entwickelt haben mag.

HOMEWOOD (1977, Fig. 6) hat in einer schematischen Rekonstruktion für die Valais-Eugeosynklinale ein solches Modell angenommen, das sich mit diesen Vorstellungen aus den Ostalpen ausgezeichnet vereinbaren läßt.

Auch im Unterostalpin sind aus dem Neokom Turbidit- und Breccienablagerungen bekannt. Im Err-Bernina-Gebiet sind turbiditische Breccienlagen in die Tiefwasserkarbonatfazies eingeschaltet. In den Radstädter Tauern reicht wahrscheinlich die Schwarzeckbreccie bis ins Neokom.

In den Nördlichen Kalkalpen entwickelte sich im Valendis, aus den Schrambachschichten hervorgehend, die turbiditische siliziklastikaführende Gesteinsfolge der Roßfeldschichten, die als ein vorstoßendes Tiefseerinnen-Environment interpretiert werden kann (FAUPL & TOLLMANN, im Druck). Das terrigene Material, das neben Quarz und Feldspat durch die Schwerminerale Chromspinell, grüne Hornblende, Kaersutit, Granat und Zirkon charakterisiert wird (WOLETZ, 1963, 1970; FAUPL & MILLER, 1978), entstammt einem südlich der Kalkalpen gelegenen Liefergebiet.

Die Schichtfolge der Roßfeldschichten endet im Unterapt (PLÖCHINGER, 1968; FUCHS, 1968) mit der Überschiebung der juvavischen Decken auf das Tirolikum. Diese ersten Deckenbewegungen in der Unterkreide des Oberostalpins und die mit ihnen verknüpften Turbidite und Breccien dürften ihre Ursache in einer beginnenden Subduktion des südpenninischen Raumes gehabt haben (Abb. 3). Im Gefolge dieser Subduktion kam es innerhalb des Oberostalpins zu einer Krustenverkürzung und -Verdickung sowie zu einer beginnenden Abscherung der Sedimenthaut. Dieser Vorgang leitet dann direkt zur tektonischen Mittelkreideentwicklung über.

Der in enger Beziehung zu den Fuscher Phylliten der Tauernschieferhülle stehende Flysch vom Nordrand des Tauernfensters (PREY, 1975, 1977) mag als Anzeichen einer solchen paläogeographischen Einengung des südpenninischen Raumes betrachtet werden. PREY fand sogar einen ersten Hinweis auf eine Materialanlieferung aus dem Norden. Er möchte jedoch diese Serien lieber als oberkretazische bis alttertiäre Schichten sehen. In der hier gegebenen Interpretation kommt ihnen eine unterkretazische bis höchstens mittelkretazische Stellung zu.

### 5. Das Mittelkreide-Stadium (Apt-Mitteluron)

Die paläogeographische Entwicklung der Mittelkreide wurde durch die fortschreitende Subduktion des südpenninischen Troges geprägt. Das zeitliche Ende dieses Ereignisses kann etwa mit dem Aufhören der Sedimentation in diesem Bereich datiert werden. In der Arosa-Zone und in äquivalenten Serien im Rahmen des Unterengadi-

ner Fensters reichte diese Sedimentation sicher noch bis ins Cenoman. Es handelt sich um den Verspala-Flysch der Arosa-Zone und um den Höllental-Flysch des Unterengadiner Fensters (OBERHAUSER, 1976). Beiden Turbiditserien sind chromspinellführende Schwermineralspektren eigen.

Aus dem Tauernfenster sind bis jetzt keine echten stratigraphischen Marken dieses Zeitabschnittes bekannt. Möglicherweise reicht die mit den Fuscher Phylliten eng verknüpfte Flyschserie vom Tauern-Nordrand (PREY, 1975, 1977; Sandstein-Breccien-decke von BRAUMÜLLER, 1939) bis in die Mittelkreide. In der hier gegebenen paläogeographischen Rekonstruktion für das Cenoman (Abb. 4) wurde der süd penninische Abschnitt des Tauernfensters bereits als subduziert angenommen. Nach dem Cenoman kann wohl der gesamte süd penninische Raum des Ostalpenbereiches als vollständig subduziert betrachtet werden, so daß paläogeographisch das Mittelpenninikum direkt an das Ostalpin grenzt.

Als tektonisches Produkt der fortschreitenden Subduktionstätigkeit entwickelte sich ab der höheren Unterkreide am Nordrand der ostalpinen Platte eine Schwellenzone, bestehend aus kontinentalem Grundgebirgsmaterial, Sedimenten des nördlichen ostalpinen Randstreifens, welche von obduzierten Ophiolithkörpern der süd penninischen Zone durchsetzt wurde. Diese so zusammengesetzte paläogeographische Hochzone fungierte als Liefergebiet einerseits für das exotische Material der kalkalpinen Mittelkreide und andererseits auch für den ophiolithischen Detritus in den Flyschen des süd penninischen Raumes. Diese paläogeographische Hochzone wird hier in Anlehnung an KOCKEL (1923) „Rumunischer Rücken“ genannt.

Das Unterostalpin scheint mit Ausnahme der Vorkommen an der West-Ostalpengrenze im Err-Bernina-Gebiet während der Mittelkreide als Sedimentationszone nicht mehr aktiv gewesen zu sein. Im Err-Bernina-Gebiet reichte die Sedimentation in Couches Rouges-Fazies und nachfolgendem Übergang in einen Flysch noch bis ins Cenoman oder möglicherweise noch ins Turon.

Die mittelmittelkretazische Sedimentation in den Nördlichen Kalkalpen ist auf die nördlichen tektonischen Einheiten beschränkt. Es ist einerseits ein allmählicher Übergang der Tiefwasserkarbonatfazies der Aptychenschichten über eine stark terrigen beeinflusste, mergelige Beckenfazies der Tannheimer Schichten, in die eigentlich exotikaführende Mittelkreidefolge der Losensteiner Schichten bekannt (KOLLMANN, 1968; LÖSCHEI, 1969, 1974). Andererseits transgrediert die Mittelkreide diskordant über älterem Untergrund. Das Sedimentationsbecken lag als eine Art tektonische Zerrungsstruktur „hinter“ dem Rumunischen Rücken, der in seiner Position mit der Lage eines outer arc ridge verglichen werden kann.

Generell wurde die Masse der kalkalpinen Mittelkreideablagerungen in Abb. 4 als Turbiditserie dargestellt. Diese Ansicht, daß in der kalkalpinen Unterkreide eine flyschartige Fazies vorliegt, haben mehrere Bearbeitete vertreten, darunter FURLANI-CORNELIUS (1921) und KRAUS (1951). Die Turbiditnatur dieser Ablagerungen wurde auch durch neuere Studien von LÖSCHEI (1969, 1974) bestätigt. Auch bei eigenen Begehungen im Gebiet von Frankenfels, Kirchberg a. d. Pielach und im Stiedelsbachgrabenprofil konnte ich mich davon überzeugen. Die exotikaführende Mittelkreide setzt sich in erster Linie aus der Turbiditfazies A (pebbly mudstones), B<sub>1</sub> (dicke ungradierte Sandsteine) und untergeordnet von C und D (proximale und distale Turbidite) im Sinne von MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) zusammen. Eine sichere Ausnahme hierzu bilden die Itruvien-schichten der Lunzer Decke bei Wien (KOLLMANN, 1968), die eine südliche Fazies des Turons darstellt.

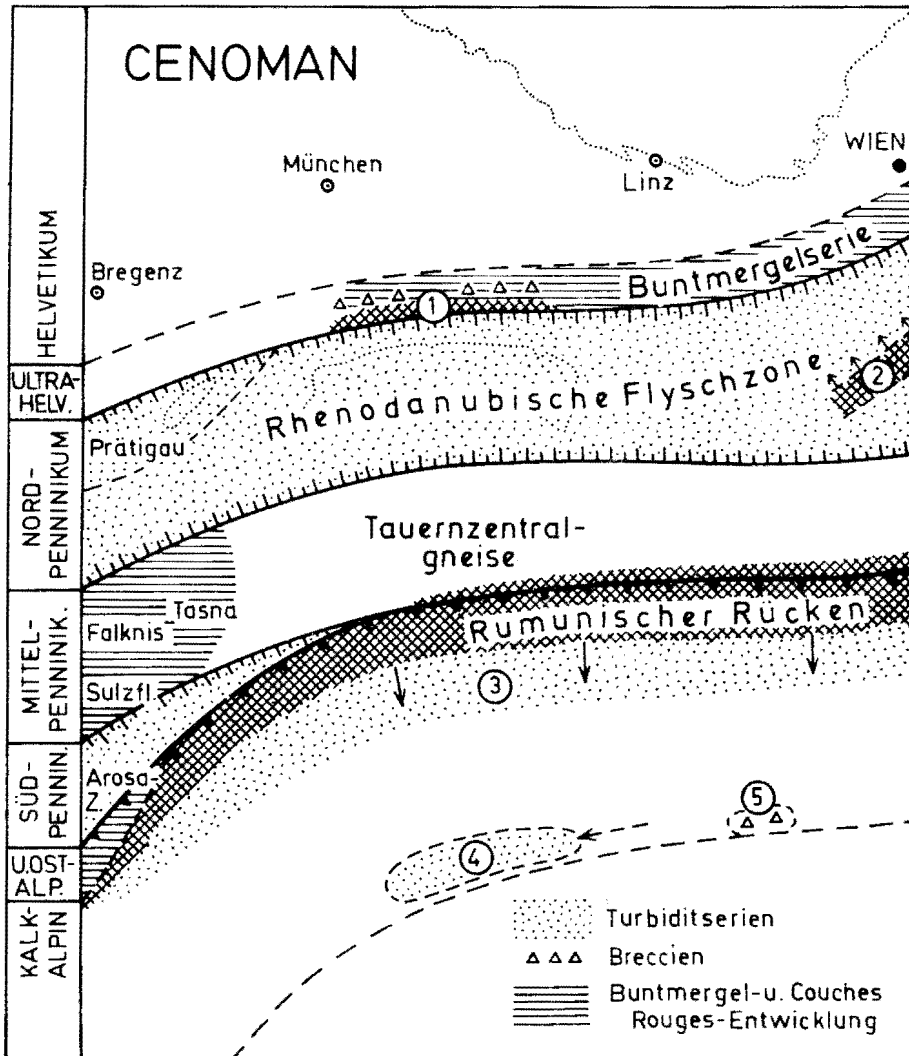


Abb. 4: Palinspastische Skizze des Ostalpenraumes für den Zeitabschnitt des Cenomans als ein vorgeschrittenes Stadium der mittlcretazischen Ereignisse.

1 – Cetischer Rücken, eine tektonisch aktive Hochzone des ultrahelvetischen Kontinentalrandes. 2 – Kaumberger Nordschwelle, ein internes Rückenelement der östlichen Rhenodanubischen Flyschzone, bestehend aus kontinentalem Krustenmaterial und einigen Ultrabasitkörpern. 3 – Kalkalpiner Mittelkreidetrog mit Turbiditssedimentation, welcher exotisches Material, darunter auch ophiolithischen Detritus, vom Rumunischen Rücken empfängt. 4 – Lavanter Schichten (Apt-Alb) der westlichen Lienzener Dolomiten. 5 – Höhere Unterkreide der östlichen Karawanken. 4 und 5 sind zeitlich in das Cenoman hineinprojiziert.

Der südpenninische Bereich des Tauernfensters und der Schieferinseln im Nordostsporn der Zentralalpen wurde in der Skizze bereits als völlig geschlossen dargestellt. Es wäre jedoch durchaus möglich, daß dieses Stadium erst in einem späteren Zeitpunkt der Mittelkreide erreicht worden ist.



Untersuchungen über die Materialanlieferungsrichtung, im besonderen durch ZEIL (1956) und MÜLLER (1973), erbrachten einen dominierenden Antransport aus einem nördlich gelegenen Bereich.

Über die paläogeographische Position dieses exotika- und chromspinell-liefernden Rückens wurde viel spekuliert, was auch in der Namensgebung dieses paläogeographischen Elements zum Ausdruck kommt. KOCKEL (1923) sprach von einem „Rumunischen Rücken“ und sah in ihm ein unterostalpinen Element. TRAUTH (1934), und dann von TOLLMANN (1963) wieder aufgegriffen, bezeichnete es „Ultrapienidischer Rücken“. Diese Bezeichnung wurde auch von OBERHAUSER (1968, 1973) verwendet. Die von diesen Autoren gegebenen paläogeographischen Positionen sind jedoch grundverschieden. Während TOLLMANN (1963, 1965, 1977) eine Position nördlich der Sulzfluh-Hochstegen-Tatridenzone vermutet, versucht OBERHAUSER (1968) den Rücken zwischen Brianconnais und Piemontais und dann 1973 zwischen Piemontais und Ostalpin einzuordnen, wie dies auch DIETRICH (1976) und DIETRICH & FRANZ (1976) in ihrem plattentektonischen Modell getan haben.

Die hier gegebene Position des Rückens am Nordrand des Ostalpins als tektonische Mischzone von ostalpinen Gesteinen und obduzierten südpeninischen Ophiolithserien, kommt den paläogeographischen Vorstellungen von KOCKEL (1923) sehr nahe, der dafür den Begriff des Rumunischen Rückens einführte. In der Materialzusammensetzung wird dieser Rücken etwa der Matreier Zone am ähnlichsten gewesen sein (FRISCH, 1976). Das Modell eines Flyschanwachskeiles in der von DIETRICH gegebenen Form scheint mir zur Gewinnung des exotischen-Materials weniger geeignet, da doch auch bedeutende Grundgebirgsbestandteile, wie Granitoide und Glimmerschiefer beteiligt sind (LÖGTERS, 1937; MÜLLER, 1973; LÖSCEI, 1969, 1974). Die paläogeographische Stellung dieses Rumunischen Rückens entspricht den Vorstellungen von OBERHAUSER (1973) und FRISCH (1976).

Das Stadium des kalkalpinen Mittelkreideflysches wurde durch die vorgosauische kalkalpine Deckenüberschiebung beendet, ohne daß dadurch der Rumunische Rücken als Liefergebiet ausgeschaltet wurde.

In den Lienzer Dolomiten entwickelte sich ebenfalls aus den Aptychenschichten über eine Schlammturbiditserie eine siliziklastische Turbiditfolge einer Beckenebenenfazies. Auch dieses Material führt Chromspinell. Die Sedimentanlieferung erfolgte aus E bzw. ESE (FAUPL, 1977 b). Die Schichtfolge umfaßt Apt bis Alb (OBERHAUSER, 1960; MARIOTTI, 1972). Aus den Ostkarawanken hat VAN HUSEN (1975) eine Kalkbreccienserie der obersten Unterkreide bekanntgemacht.

In der Rhenodanubischen Flyschzone als auch im Prätigau geht die Sedimentation ohne besondere Anzeichen für einschneidende paläogeographische Veränderungen weiter. Es sind dies in der Flyschzone der Flyschgault, die Unteren Bunten Schiefer, die Ofterschwanger Schichten, der Reiselsberger Sandstein und die Oberen Bunten Schiefer. Das Material des Reiselsberger Sandsteins wurde vorwiegend aus Osten angeliefert. Den Hauptanteil bilden massige, kaum gradierte Bänke, die nicht die strukturelle Gliederung der Bouma-Abfolge aufweisen. Sie entsprechen hauptsächlich der Turbiditfazies B<sub>1</sub>. Gut gliederbare, gradierte normale Turbidite sind eher selten (RAD, 1972). Die Bunten Schiefer markieren zeitliche Intervalle als auch Bereiche innerhalb des Troges, die durch eine geringere turbiditische Sedimentationsrate und durch einen merklichen Anteil an hemipelagischer Normalsedimentation ausgezeichnet sind. Ein gut durchlüftetes Bodenmilieu erlaubte eine weitgehende Oxidation des pelitischen Materials, was in der roten Gesteinsfarbe zum Ausdruck kommt.

Der Feuerstätter Sandstein der Feuerstätter Decke wurde von Norden und Nordwesten geschüttet und ist durch die Schwerminerale Zirkon, Turmalin und Rutil charakterisiert (HESSE, 1973). Im Hangenden folgt die Hörnleinserie mit spilitischen Vulkaniten.

In der mittelpenninischen Zone der Falknis- und Tasna-Decke setzte über dem Gault-Flysch eine mergelige bis kalkmergelige, bunte Pelitfazies, die Couches Rouges-Entwicklung ein. Damit vollzog sich an der Wende Alb/Cenoman eine Umstellung von turbiditischer Tiefwassersedimentation in eine pelitreiche hemipelagische Fazies. Aus den Tauernzentralgneisgebieten ist bis jetzt keine Couches Rouges-Fazies bekannt geworden, obwohl sich ein solches Niveau wahrscheinlich auch in einer etwas höher metamorphen Tracht erkennen lassen würde. Das Mittelpenninikum der Hohen Tauern wird daher in erster Linie als Abtragungsgebiet für die Flyschzone fungiert haben.

Im westlichen helvetischen Schelf kam es im Cenoman zur Ablösung der Flachwasserentwicklung durch die pelagische Fazies des Seewerkalkes. Ein vergleichbares Ereignis in der Grestener Klippenzone stellt das Einsetzen der Buntmergelsedimentation während des Alb dar.

## 6. Das Stadium der Flachwasserentwicklung in der Gosau

Mit der Beendigung der vorgosauischen Deckenüberschiebungen in den Kalkalpen während des Turons kam es vorübergehend zum Erliegen der Sedimentation in diesem Bereich. Nach dieser kurzen Verlandungsphase im Oberturon, während der sich vereinzelt Bauxite bilden konnten, begann im Coniac eine neuerliche marine Phase mit den Ablagerungen der tieferen Gosauschichten. Sandsteine und Konglomerate aus diesem Abschnitt der Gosauschichtfolge sind durch das Auftreten von ophiolithischem Detritus charakterisiert. Paläogeographisch lagen die Kalkalpen noch südlich des Rumunischen Rückens, von dem, wie in der Mittelkreide, der ophiolithische Detritus her stammt (Abb. 5). Neuere Angaben über Transportrichtung und Zusammensetzung des exotischen Materials geben ERKAN (1973) und DIETRICH & FRANZ (1976). Die Flachwasserentwicklung der tieferen Gosau reicht in verschiedenen Gosauvorkommen stratigraphisch verschieden hoch: Im allgemeinen bis ins Campan, im Osten (Neue Welt, Gießhübl) sogar bis ins Maastricht. Innerhalb der tieferen Gosau machte sich jedoch mit der Zeit eine generelle Absenkung bei zunehmendem pelagischen Einfluß bemerkbar.

Nach der Kollision der mittelpenninischen Kontinentalscholle mit der ostalpin-adriatischen Platte während der Mittelkreide scheint keine unmittelbare nachfolgende weitere Subduktionstätigkeit stattgefunden zu haben, so daß dieses Stadium als Ruheperiode angesehen werden kann.

Der Schwerpunkt der Turbiditsedimentation während dieses Stadiums lag im nordpenninischen Trog. Sie hält dort ohne Unterbrechung seit der Unterkreide an. In der Zementmergelerde und in den Kaumberger Schichten herrschen karbonatreiche Turbidite vor, was auf eine rege Karbonatproduktion in den Schelfbereichen hinweist. Für beide Schichten finden sich in der karbonatfreien Ausbildung des hemipelagischen Materials Hinweise auf Ablagerungstiefen unter dem Calcitkompensationsniveau (HESSE, 1975; FAUPL, 1976). Im Bereich der Wienerwald-Flyschzone wurde der Flyschrog durch ein internes Liefergebiet, die Kaumberger Nordschwelle, in zwei Teiltröge gegliedert. Von dieser Schwelle wurde neben karbonatischem Material kontinentaler aber auch etwas ophiolithischer Detritus von Norden nach Süden in den Kaumberger Trog geschüttet (FAUPL, 1975 b).

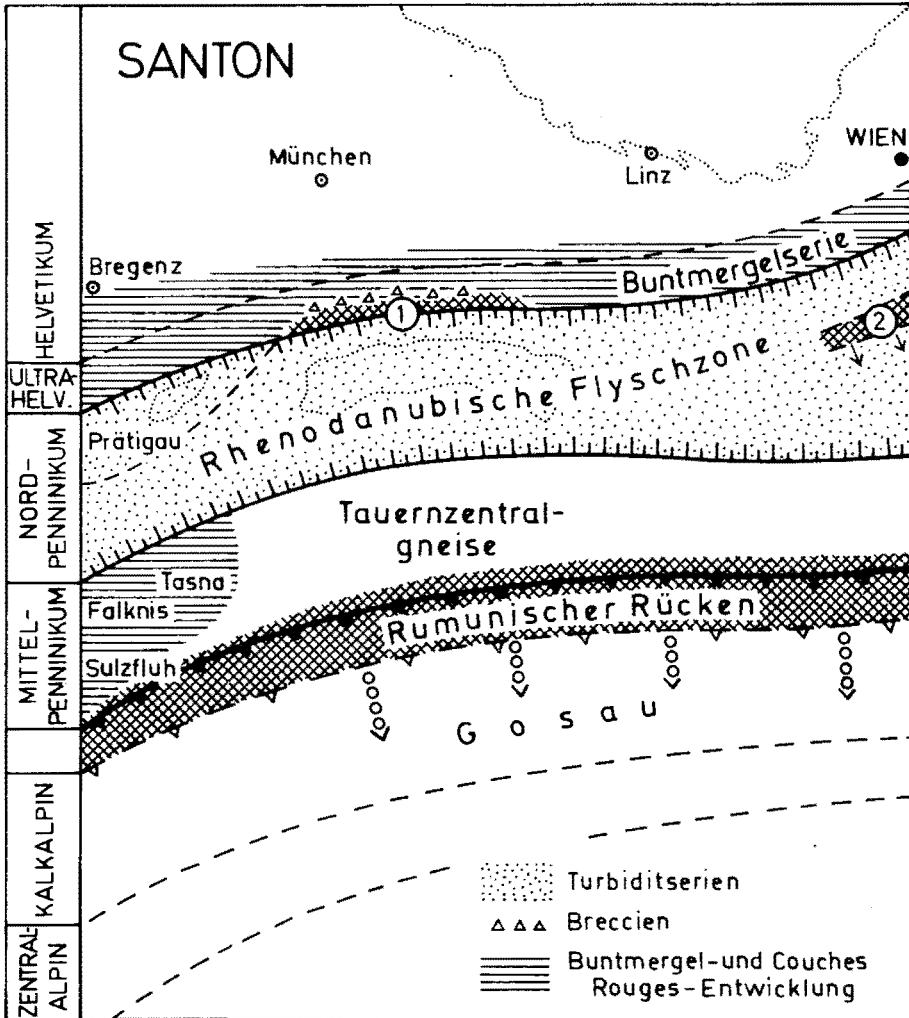


Abb. 5: Palinspastische Skizze des Ostalpenraumes für den Zeitabschnitt des Santon.  
 1 – Cetesischer Rücken. 2 – Kaumberger Nordschwelle; Materialschüttungen gegen Süden in den Kaumberger Trog.

Vom Rumunischen Rücken wird exotisches Material, darunter auch ophiolithischer Detritus, in den flachmarinen Ablagerungsbereich der tieferen Gosau transportiert.

Im mittelpenninischen Kontinentalbereich sind nur aus dem Westabschnitt Ablagerungen in Couches Rouges-Fazies bekannt, nicht jedoch aus den Tauernzentralgneisgebieten, die überwiegend als Abtragungsgebiete fungiert haben dürften.

Im helvetischen Schelf herrschte eine pelagische Mergelfazies vor. Die Buntmergelsedimentation des Ultrahelvetikums wurde in weiten Bereichen im Hangabschnitt gegen den Flyschtrug abgelagert (HESSE & BUTT, 1976). Wie jedoch besonders durch FREIMOSER (1972) im südbayerischen Raum gezeigt werden konnte, hatte sich zwi-

schen dem Buntmergeltrug und dem Flyschtrug ein Liefergebiet entwickelt, von dem Klastika von Süden her in den Buntmergeltrug eingeschüttet wurden. Diese Festlandschwelle entspricht paläogeographisch dem Cetischen Rücken im Sinne von BRINKMANN et al. (1937) und CUSTODIS & SCHMIDT-THOME (1939).

In einer profilmäßigen Rekonstruktion des helvetisch-penninischen Raumes der Schweizer Alpen durch HOMEWOOD (1977) wird ein sogenanntes „marginal basement high“ zwischen dem Ultrahelvetikum und der Valais-Zone angenommen. Auch der Cetische Rücken würde als solch ein tektonisch aktives basement high in Schelfrandposition zu verstehen sein. Er braucht auf keinen Fall als ein im Streichen anhaltender Festlandsrücken vorgestellt zu werden. Vielmehr scheint er in verschiedenen Abschnitten zu verschiedenen Zeiten als sedimentpendende Zone aktiv gewesen zu sein. Für den Ostabschnitt der Buntmergelserie geben erst Grobklastika und Turbidite des Paläogens (Abb. 7) Hinweise auf die Existenz eines solchen Rückens (FAUPL, 1977 a). Im südostbayerischen Abschnitt sind die schon erwähnten Klastikeinschlaltungen durch FREIMOSER ab der Mittelkreide bekannt.

### 7. Stadium der Flyschgosau

Eine völlig neue paläogeographische Situation entwickelte sich im Bereich des Ostalpins und Mittelpenninikums ab dem Campan (Abb. 6). In den Gosauschichten kommt dieses Ereignis durch die Ablösung der Flachwassersedimentation der tieferen Gosau durch die Tiefwassersedimentation der Flyschgosau zum Ausdruck. Dieses intragosauische Ereignis manifestiert sich auch in einem teilweise diskordanten Übergreifen der Flyschgosau über älterem Untergrund sowie in einer grundlegenden Änderung in der Zusammensetzung des Sedimentdetritus. Die Schüttung von ophiolithischem Material vom Rumunischen Rücken wurde von granatreichem Grundgebirgsdetritus abgelöst (RUTTNER & WOLETZ, 1957). OBERHAUSER (1963, 1968, 1973) und CLAR (1965) sahen in diesem Ereignis die tektonische Überwindung der ophiolithspendenden Schwelle. Vereinzelt Funde von Chromspinellspektren aus jüngeren Gosauschichten (DIETRICH & FRANZ, 1976, Reichenhaller Gosau) dürften darauf hinweisen, daß auch das neue Liefergebiet Chromspinell zu entbinden vermag. Generell hat sich jedoch der von WOLETZ erstmals beobachtete Schwermineralumschlag bestätigt.

Die paläogeographische Ausschaltung des Rumunischen Rückens ist so vorzustellen, daß der Rücken und höchstwahrscheinlich auch wesentliche Bereiche des Mittelpenninikums in einer Art krustalen Subduktion (TRÜMPY, 1975 a) vom Ostalpin überwunden wurde. Nur der westliche Abschnitt des Mittelpenninikums war noch Sedimentationsgebiet mit Couches Rouges-Entwicklung. Der kalkalpine Bereich gelangte dadurch in die unmittelbare paläogeographische Nachbarschaft zur Rhenodanubischen Flyschzone. Bei der Überwindung des Mittelpenninikums dürfte der Westabschnitt zeitlich hinter den östlichen Abschnitten nachgehinkt sein, ähnlich wie beim Zuschub des Südpenninikums und des Unterostalpins.

Mit dem Einsetzen der Flyschgosau in Form der Nierentaler Fazies erfuhr der kalkalpine Sedimentationsraum eine beträchtliche Absenkung und es bildete sich ein generell nach Norden gerichtetes Paläogefälle heraus. So wurden gerade in ursprünglich nördlicher gelegenen Gosauvorkommen, wie in der Gosau von Kössen (HERM & BUTT, 1975; HESSE & BUTT, 1976) sowie in den Weyerer Bögen und dann später auch in der Gießhübler Gosau (FAUPL & SAUER, 1978), Ablagerungstiefen unter der

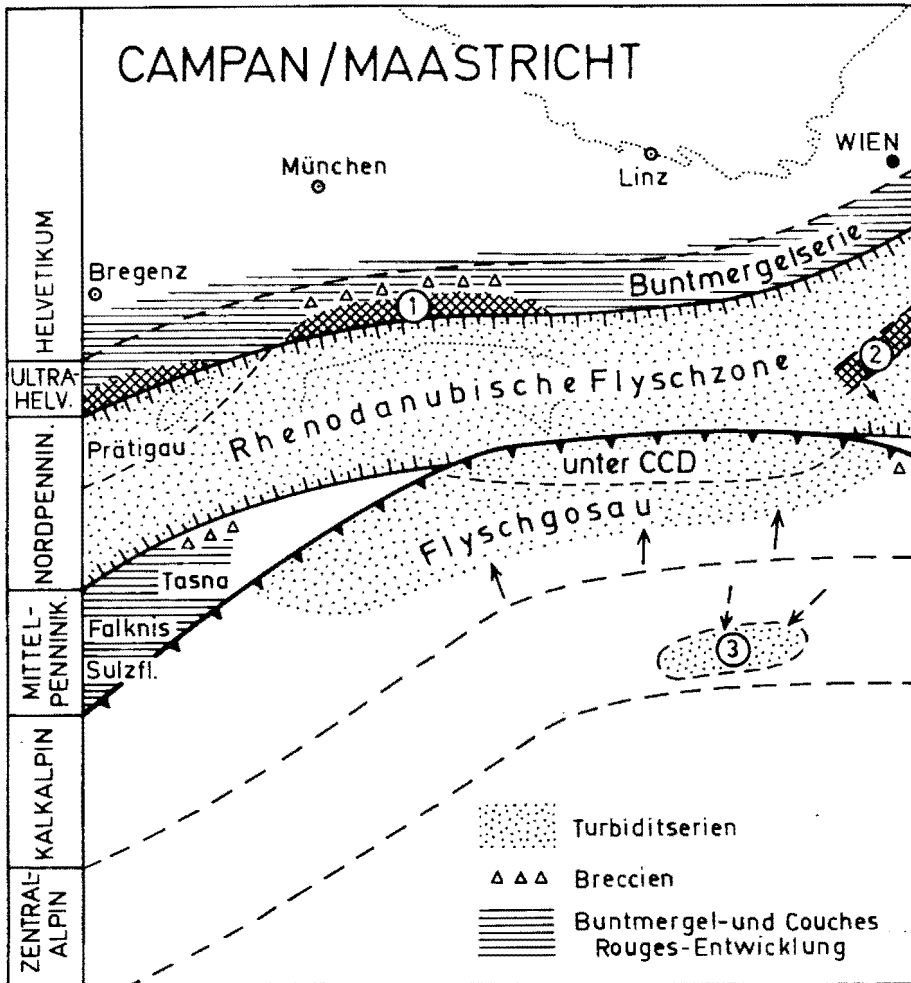


Abb. 6: Palinspastische Skizze des Ostalpenraumes für den Zeitabschnitt des Campan/Maastricht. 1 – Cetischer Rücken. 2 – Kaumberger Nordschwelle. 3 – Zentralalpine Gosau.

Der Rumunische Rücken ist während des Campans überwunden worden. In dieser Darstellung wird der Vermutung Ausdruck gegeben, daß bereits bedeutende Bereiche auch der mittelpenninischen Zone vom Ostalpin überlagert worden sind, wodurch es zu einer direkten Verbindung von Rhenodanubischer Flyschzone und Flyschgosau gekommen ist.

CCD erreicht. Ursprünglich südlicher gelegene Gosauvorkommen lassen hingegen auf Grund ihrer kalkreichen hemipelagischen Partien auf eine geringere Ablagerungstiefe schließen. In der Flyschgosau der Weyerer Bögen konnte vom Verfasser von St. Gallen bis in den Lumpfgraben bei Großraming in einer Erstreckung von über 20 km von Süden nach Norden eine Zunahme distaler Turbiditfaziesmerkmale beobachtet werden. Auch die ermittelten Materialtransportrichtungen bestätigen dieses nach Norden gerichtete Paläogefälle. Die Turbiditfazies der Gosau weitete sich mit der Zeit nach

Osten aus. Sie setzte in den östlichen Kalkalpen mit den Gießhübler Schichten und Zweiersdorfer Schichten erst im Paleozän ein.

Auch in der zentralalpiner Gosau kam es im Campan zu einer turbiditischen Sedimentation. Aus der Turbiditfazies der Krappfeldgosau sind grobklastische Eingleitungen bekannt (THIEDIG, 1975). Auf Grund der Angaben von KUENEN (1964) über die kalkreiche Beschaffenheit der hemipelagischen Partien kann auf eine Ablagerungstiefe über der CCD geschlossen werden. Die Flyschentwicklung endete mit der Oberkreide. GRÄF (1975) berichtet aus der Kainacher Gosau über Materialtransportrichtungen aus Nordosten bis Osten. Aus der Krappfeldgosau deuten einige wenige Werte auf Sedimentanlieferungen aus Norden bis Osten (VAN HINTE, 1963). Zwischen der Flyschgosau der Nördlichen Kalkalpen und den zentralen Gosauvorkommen muß eine „zentralalpine Festlandsschwelle“ existiert haben. OBERHAUSER (1963) betonte die starken faziellen Anklänge der zentralalpiner Gosau zur ungarischen und dalmatischen Entwicklung.

Die starke Absenkung während der Flyschgosau der Nördlichen Kalkalpen mit ihrem nordgerichteten Paläogefälle bis unter die CCD läßt es wahrscheinlich erscheinen, daß nach dem intragosauischen Ereignis eine direkte Meeresverbindung zwischen Flyschgosau und Rhenodanubischem Flyschtrogl bestand hat. Auf Grund der bekannten Materialunterschiede in diesen beiden Räumen waren jedoch nach wie vor unterschiedliche Liefergebiete aktiv. In dieser paläogeographischen Konfiguration ergeben sich Parallelen zu LEUCHS (1947), der eine Nachbarschaft der Gießhübler Schichten und des Flysches vertreten hat. Auch die Vorstellungen über die Anordnung der Ablagerungsräume bei der Bearbeitung der Sievinger Schichten des Wienerwaldes haben in diese Richtung gewiesen (FAUPL et al., 1970).

In der Rhenodanubischen Flyschzone selbst ging die Turbidit sedimentation ohne Unterbrechung durch das intragosauische Ereignis weiter. Im Maastricht machte sich ähnlich dem Reiselberger Sandstein wieder eine stark siliziklastische Materialschüttung breit, die eine stärkere tektonische Aktivierung der Liefergebiete anzeigt. Innerhalb der Flyschschichtfolge sind keine direkten Anzeichen dafür bekannt, daß in der Oberkreide bereits eine Subduktion des nordpenninischen Troges eingesetzt hat, wie FRISCH (1977) vermutet. Es dürfte nach der Kollision von Mittelpenninikum und Ostalpin während der Mittelkreide zu keiner unmittelbar anschließenden Verlagerung (= Progradation) der Subduktionszone in Bereiche nördlich des Mittelpenninikums gekommen sein.

Innerhalb der Flyschzone des Wienerwaldes war nach wie vor die Kaumberger Nord-Schwelle als paläogeographisches Element aktiv. Die Sievinger Schichten sind nördlich davon zu beheimaten.

Der helvetische Schelf ist stark abgesenkt und zeichnet sich durch eine gleichförmige, bunte pelagische Pelitfazies aus. In den Wangschichten des Maastricht macht sich eine flyschartige Fazies bemerkbar (TRÜMPY, 1973).

Während des Sedimentationsumschwunges innerhalb der Gosau der Campanzeit erfolgte eine Art Kippung des gesamten Gosaubeckens nach Norden. Das Ostalpin und im besonderen die kalkalpine Sedimenthaut stießen über den Rumunischen Rücken und das Mittelpenninikum vor. Durch diese Kippung und den Vorstoß hatte das ostalpine Grundgebirge eine Entlastung erfahren, was sich in den altalpidischen radio-metrischen Abkühlungsaltern um 80 Mio. Jahren herum widerspiegeln dürfte.

## 8. Das Wildflyschstadium im Paläogen

Im nordpenninischen Trog setzte sich die Turbidit sedimentation ohne Unterbrechung aus der Oberkreide ins Paläogen fort. In der Mergelentwicklung des Ultrahelvetikums machten sich Turbidit- und Breccieneinschaltungen in vermehrter Weise bemerkbar. In der Gosau erfuhr die Turbiditfazies sogar eine regionale Ausweitung nach Osten, was durch die paleozänen Gießhübler Schichten und die Zweiersdorfer Schichten (Neue Welt) belegt ist. In einzelnen Gosauvorkommen kam es im Paläogen zu einer deutlichen Kornvergrößerung, wie z. B. durch das Auftreten der Zwieselalm-schichten im Becken von Gosau oder des Sandstein-Breccienkomplexes (KOLLMANN, 1964) im Becken von Gams.

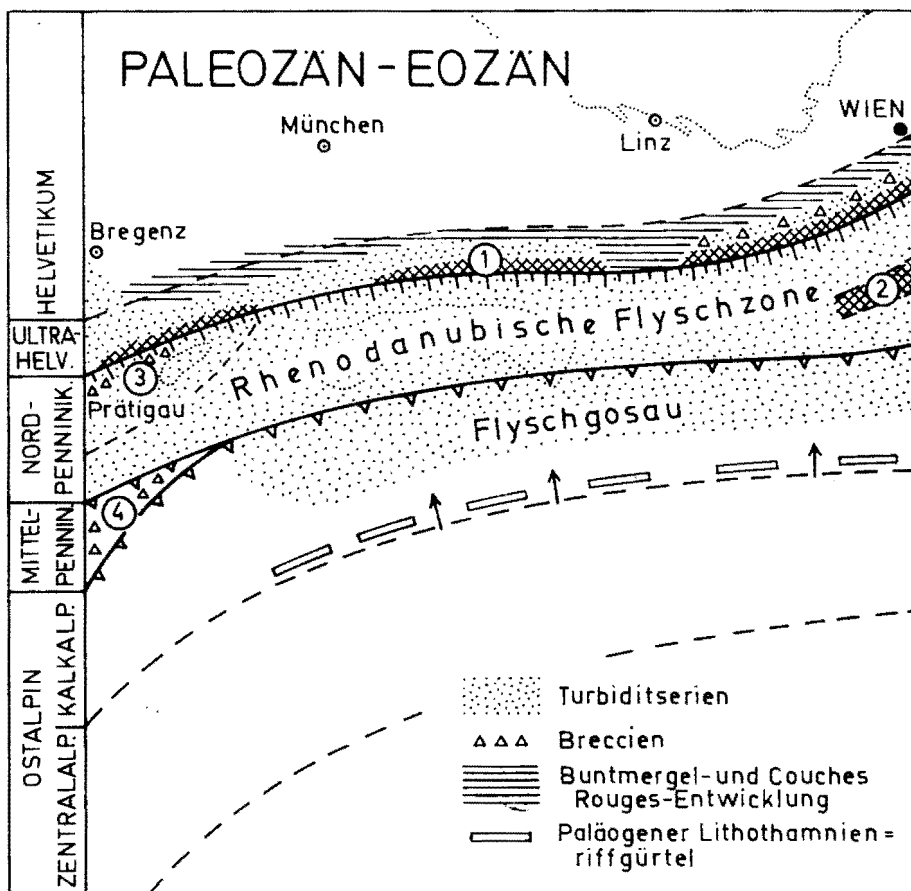


Abb. 7: Palinspastische Skizze des Ostalpenraumes für den Zeitabschnitt des Paleozäns und Eozäns. – 1 – Cetscher Rücken; er erreicht eine besondere Bedeutung als Liefergebiet für Grobklastika des Ultrahelvetikums. 2 – Kaumberger Nordschwelle. 3 – Obere Jungtannenschichten der Feuerstätter Decke. 4 – Wildflyschentwicklung im Mittelpenninikum der Falknis- und der Sulzfluhdecke. – Das Hervortreten von grobklastischen, wildflyschartigen Sedimenten im Mittelpenninikum, am Nordrand des Nordpenninikums sowie im Ultrahelvetikum belegt das Wiedereinsetzen der Subduktionstätigkeit, die dann an der Wende Eozän/Oligozän zum Molassestadium des alpinen Gebirges überleitet.

Im Paläogen entwickelte sich am Südrand der Nördlichen Kalkalpen ein weithin-streichender Lithothamnien- und Bryozoenriffgürtel, wie HAGN (1971, 1972, 1975) durch Geröllstudien im bayerischen Alpenvorland zeigen konnte. Der Detritus dieser Riffe findet sich in den Turbiditen der Flyschgosau wieder.

Die Nördlichen Kalkalpen mit den Gosasedimenten nahmen seit dem intragosauischen Ereignis eine gegen die Flyschzone hin geneigte Position ein, was für eine gravitative Abgleitung (CLAR, 1965) eine günstige Ausgangsstellung gewesen war.

In der zentralalpinen Gosau herrschte im Paleozän eine terrestrische bis limnische Entwicklung vor. Erst im Eozän transgredierte nummulitenführende Flachwasserablagerungen. Aus der Kainacher Gosau ist kein Paläogen bekannt.

Von paläogeographisch großer Bedeutung ist die Ablösung der Couches Rouges-Entwicklung durch eine Flyschsedimentation und Herausbildung einer Wildflyschfazies im Mittelpenninikum der Falknis- und Sulzfluhdecke. Die Flyschentwicklung greift dabei diskordant bis auf das Tithon hinab. In dieser turbiditischen Folge spiegelt sich die endgültige Überwindung des mittelpenninischen Krustenblockes wider (Abb. 7). In der hier gegebenen palinostatischen Skizze wurde der östliche Mittelpenninikumbereich bereits in der höheren Oberkreide, etwa ab dem Campan, als überwunden dargestellt (Abb. 6).

Am Nordrand des Nordhelvetikums ist es ebenfalls zu einer wildflyschartigen Sedimentation gekommen. Für die Oberen Junghansenschichten der Feuerstätter Decke wird auf Grund einer Korngrößenabnahme ein Transport von Norden nach Süden angenommen (RICHTER, 1969). Im Rhenodanubischen Flyschtrogl reicht die Sedimentation im Osten bis ins Mitteleozän. Im Prätigau ist im Ruchbergsandstein Untereozän belegt. Innerhalb des paläogenen Wienerwaldflyschtroges muß eine trennende Schwelle, wie in der Oberkreide, angenommen werden (RINGHOFER, 1976). Die Greifensteiner Schichten mit ihren mächtigen Bänken (Turbiditfazies A, B<sub>1</sub>) haben ihr Material aus dem Norden, vom Cetischen Rücken, bezogen.

Die gesamte Schichtfolge des Flyschtroges umfaßt einschließlich der Unterkreide einen Zeitabschnitt von mindestens 75 Mio. Jahren durchgehender Sedimentation. Schon allein aus der Langlebigkeit dieses Sedimentationsbeckens kann ein aktiver Deep-sea Trench in einem plattentektonischen Modell als möglicher Sedimentationsraum für die Sedimente der Rhenodanubischen Flyschzone ausgeschlossen werden (hierzu auch HSÜ, 1972).

Die paläogene Entwicklung des Ultrahelvetikums läßt erkennen, daß der Cetische Rücken über weite Bereiche hin aktiv geworden ist. In der Liebensteiner Decke machen sich in der Schelpenser Turbidite bemerkbar. Aus der östlichen Buntmergelserie konnten, besonders aus dem Untereozän, eine ganze Reihe von turbiditischen und grobklastischen Serien beobachtet werden (FAUPL, 1977).

Der eigentliche helvetische Schelf erfuhr im Paleozän eine nochmalige Heraushebung („paleocene restoration“, TRÜMPY, 1973) und eine nachfolgende Flachwassertransgression mit Ablagerungen von Lithothamnien- und Nummulitenkalken des Eozäns. Im Anschluß daran erfolgte eine neuerliche Eintiefung mit der pelagischen Sedimentation der Globigerinenschichten und des Stocklettens. In der Schweiz transgrediert darüber der helvetische Flysch.

Das Wildflyschstadium ist mit seinem Hervortreten besonders grobklastischer Bildungen Ausdruck des Wiederauflebens der Subduktionstätigkeit. Es umfaßt einen Zeitraum von etwa 15–20 Mio. Jahren. Diese Zeitspanne würde selbst bei geringen Subduktionsraten genügen um auch breitere Räume wie den Flyschtrogl abzuführen.



## Dank

Die Studie wurde im Rahmen des Forschungsprojektes Nr. 2184 des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich ausgeführt. Für die Unterstützung und das stete Entgegenkommen durch den Projektleiter, Herrn Prof. Dr. A. Tollmann, sei hier gedankt. Für zahlreiche Anregungen und Diskussionen bei der Abfassung des Manuskriptes bin ich meinen Kollegen Dr. W. Frisch und Dr. W. Frank zu großem Dank verpflichtet.

## 9. Literatur

- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H. & MORTEANI, G.: Die Ostalpen im Bereich einer Geotransverse vom Chiemsee bis Vicenza. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 148, 50–137, Stuttgart 1975.
- BIJU-DUVAL, B., DERCOURT, J. & LE PICHON, X.: From the Tethys Ocean to the Mediterranean Seas: A plate tectonic model of the evolution of the western alpine system. – Int. Symp. Structural History of the Mediterranean Basins, Split, 143–164, Paris (Editions Technip) 1977.
- BÖGEL, H. & SCHMIDT, K.: Kleine Geologie der Ostalpen. – 231 S., Thun (Otto Verlag) 1976.
- BOUMA, A. H.: Sedimentology of some flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. – 168 S., Amsterdam–New York (Elsevier) 1962.
- BRAUMÜLLER, E.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher- und Rauristal. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 30/31, 37–150, Wien 1939.
- BRINKMANN, R., GUNDLACH, K., LÖGTERS, H. & RICHTER, W.: Mesozoische Epirogenese und Paläogeographie in den österreichischen Nordalpen. – Geol. Rundsch., 28, 438–447, Stuttgart 1937.
- BRIX, F., KRÖLL, A. & WESSELY, G.: Die Molassezone und deren Untergrund in Niederösterreich. – Erdöl-Erdgas Zs., Sonderausg. 1977, 12–35, Hamburg–Wien 1977.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., Shft. G, 11–35, Wien 1965.
- CUSTODIS, A. & SCHMIDT-THOME, P.: Geologie der bayrischen Berge zwischen Hindelang und Pfronten im Allgäu. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil. Bd., 80, B, 307–463, Stuttgart 1939.
- DIETRICH, V. J.: Evolution of the Eastern Alps: A plate tectonic working hypothesis. – Geology, 4, 147–152, Boulder 1976.
- DIETRICH, V. J. & FRANZ, U.: Ophiolith-Detritus in den santonen Gosau-Schichten (Nördliche Kalkalpen). – Geotekt. Forsch., 50, 85–109, Stuttgart 1976.
- ENZENBERG-PRAEHAUSER, M.: Zur Geologie der Tarntaler Breccie und ihrer Umgebung im Kamm Hippold–Kalkwand (Tuxer Voralpen, Tirol). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 23, 163–180, Wien 1976.
- ERKAN, E.: Die exotischen Gerölle in der Gosaukreide der nordöstlichen Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 65, 33–108, Wien 1973.
- FAUPL, P.: Kristallinorkommen und terrigene Sedimentgesteine der Grestener Klippenzone (Lias–Neokom) in Ober- und Niederösterreich. – Jb. Geol. B.-A., 118, 1–74, Wien 1975 a.
- Schwermineralien und Strömungsrichtungen aus den Kaumberger Schichten (Oberkreide) des Wienerwald-Flysches, Niederösterreich. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1975, 528–540, Stuttgart 1975 b.

- Vorkommen und Bedeutung roter Pelite in den Kaumberger Schichten (Oberkreide) des Wienerwald-Flysches, Niederösterreich. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1976, 449–470, Stuttgart.
- Untersuchungen an terrigenen Gesteinen der paläogenen Buntmergelserie der östlichen Ostalpen (Vorbericht). – Verh. Geol. B.-A., 1977, 13–15, Wien 1977 b.
- Sedimentologische Studien im Kreideflysch der Lienzer Dolomiten. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 1976, 131–134, Wien 1977 b.
- FAUPL, P., GRÜN, W., LAUER, G., MAURER, R., PAPP, A., SCHNABEL, W. & STURM, M.: Zur Typisierung der Sieveringer Schichten im Flysch des Wienerwaldes. – Jb. Geol. B.-A., 113, 73–158, Wien 1970.
- FAUPL, P. & MILLER, CH.: Über das Auftreten von Kaersutit als Schwermineral in den Roßfeldschichten (Unterkreide) der Nördlichen Kalkalpen. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 1977, 156–160, Wien 1977.
- FAUPL, P. & SAUER, R.: Zur Genese roter Pelite in Turbiditen der Flyschgosau in den Ostalpen (Oberkreide – Alttertiär). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1978, 65–86, Stuttgart 1978.
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A.: Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. – Geol. Rundsch., 68 (im Druck).
- FINGER, W.: Jurassic marine scarp breccias in the Lower Austroalpine belt of Julier Pass (Graubünden, Switzerland). – IX. Int. Congr. Sedimentology, theme 4, 119–124, Nice 1975.
- FRASL, G. & FRANK, W.: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg. – Der Aufschluß, Sdhft. 15, 30–58, Heidelberg 1966.
- FREIMOSER, M.: Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der Südostbayerischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Bergen/Obb. und Salzburg. – Geol. Bavarica, 66, 7–91, München 1972.
- FRISCH, W.: Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster (Gebiet Brenner – Gerlospaß). – Mitt. Geol. Ges. Wien, 66/67, 9–20, Wien 1974.
- Hochstegen-Fazies und Grestener Fazies – ein Vergleich des Jura. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1975, 82–90, Stuttgart 1975.
- Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. – Geol. Rundsch., 65, 375–393, Stuttgart 1976.
- Die Alpen im westmediterranen Orogen – eine plattentektonische Rekonstruktion. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 24, 263–275, Wien 1977.
- FUCHS, W.: Eine bemerkenswerte, tieferes Apt belegende Foraminiferenfauna aus den konglomeratreichen Oberen Roßfeldschichten von Grabenwald (Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., 1968, 87–98, Wien 1968.
- FURLANI-CORNELIUS, M.: Stratigraphische Studien in Nordtirol (Beiträge zur Kenntnis der Jura- und Neokomschichten der Karwendelmulde bei Landl in Nordtirol). – Verh. Geol. Staatsanst., 1921, 90–94, Wien 1921.
- GRÄF, W.: Die Ablagerungen der Gosau von Kainach. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergbau Landesmus. Joanneum, Sdhft. 1, 83–102, Graz 1975.
- GRÜN, W., KITTLER, G., LAUER, G., PAPP, A. & SCHNABEL, W.: Studien in der Unterkreide des Wienerwaldes. – Jb. Geol. B.-A., 115, 103–186, Wien 1972.
- GRUNER, U.: Geologie des Falknis-Glegghorn-Gebietes (W-Rätikon). – Unveröff. Lizentiatsarbeit Univ. Bern, Bern 1976.

- HAGN, H.: Über Gosau-Gerölle mit Großforaminiferen der höchsten Oberkreide aus der Subalpinen Molasse des bayerischen Alpenvorlandes. – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 11, 17–32, München 1971.
- Über kalkalpine paleozäne und untereozäne Gerölle aus dem bayerischen Alpenvorland. – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 12, 113–124, München 1972.
- HAGN, H. & OTT, E.: Ein Geröll mit *Elianella elegans* PFENDER & BASSE (Paleozän, Kalkalpin) aus der subalpinen Molasse N Salzburg. – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. Hist. Geol., 15, 119–129, München 1975.
- HERM, D. & BUTT, A. A.: Vergleich der oberkretazischen Ablagerungsbedingungen von der kalkalpinen Gosau über Flysch, Ultrahelvetikum bis zum Helvetikum. – Int. Symp. „Geodynamik der Ostalpen“, S. 11, München/Salzburg 1975 (vervielf. Manusk.).
- HESSE, R.: Lithostratigraphie, Petrographie und Entstehungsbedingungen des bayerischen Flysches: Unterkreide. – Geol. Bavarica, 66, 148–222, München 1972.
- Flysch-Gault und Falknis-Tasna-Gault (Unterkreide): Kontinuierlicher Übergang von der distalen zur proximalen Flyschfazies auf einer penninischen Trogebene der Alpen. – Geologica et Palaeontologica, Sdbd. 2, 1–90, Marburg 1973.
- Turbiditic and non-turbiditic mudstone of Cretaceous flysch section of the East Alps and other basin. – Sedimentology, 22, 387–416, Oxford 1975.
- HESSE, R. & BUTT, A.: Paleobathymetry of Cretaceous Turbidite Basins of the East Alps Relative to the Calcite Compensation Level. – Jour. Geol., 84, 505–533, Chicago 1976.
- HINTE, J. E. van: Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes (Kärnten). – Jb. Geol. B.-A., Sdbd. 8, 1–147, Wien 1963.
- HÖCK, V.: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxer Joch und Olperer (Zillertal, Tirol). – Jb. Geol. B.-A., 112, 153–195, Wien 1969.
- HOMWOOD, P. W.: Ultrahelvetic and North-Penninic Flysch of the Prealps: A general account. – Ecl. geol. Helv., 70, 627–641, Basel 1977.
- HSÜ, K. J.: The Concept of the Geosyncline, yesterday and today. – Transact. Leicester Lit. Phil. Soc., 64, 24–48, Leicester 1972.
- HUSEN, D. Van: Ein Unterkreidevorkommen in den östlichen Karawanken (Kärnten). – Verh. Geol. B.-A., 1975, 297–299, Wien 1975.
- KAPOUNEK, J., KRÖLL, A., PAPP, A. & TURNOVSKY, K.: Der mesozoische Sedi-  
mentanteil des Festlandsockels der Böhmisches Masse. – Jb. Geol. B.-A., 110,  
73–91, Wien 1967.
- KOCKEL, C. W.: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. Ein Ausschnitt aus der Entwicklung eines Kettengebirges. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 15, 63–168, Wien 1923.
- KOLLMANN, H.: Stratigraphie und Tektonik des Gosaubeckens von Gams (Steiermark, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 107, 71–159, Wien 1964.
- Zur Gliederung der Kreideablagerungen der Weyerer Bögen (O.-Ö.). – Verh. Geol. B.-A., 1968, 126–137, Wien 1968.
- KRAUS, E.: Die Baugeschichte der Alpen. – I. Teil 552 S., II. Teil 489 S., Berlin (Akademie-Verlag) 1951.
- KUENEN, PH. H.: The shell pavement below oceanic turbidites. – Marine Geol., 2, 236–246, Amsterdam 1964.
- LEUCHS, K.: Die Beziehung zwischen Gosau und Flyschfazies. – Szber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 156, 445–459, Wien 1947.

- LÖCSEI, J.: Die geröllführende Mittelkreide der östlichen Kalkalpen (Abschnitt Losenstein – Wien). — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 207 S., Wien 1969.
- Die geröllführende mittlere Kreide der östlichen Kalkvorpalen. — Jb. Geol. B.-A., 117, 17–54, Wien 1974.
- LÖGTERS, H.: Zur Geologie der Weyerer Bögen, insbesondere der Umgebung des Leopold von Buch-Denkmales. — Jb. Oberösterr. Musealverein, 87, 369–437, Linz 1937.
- MARIOTTI, A.: Sur la série post-triasique des Lienzer Dolomiten: existence d'un flysch crétacé au Nord de la ligne du Gail (Autriche). — C. R. Somm. Séances Soc. Géol. France, 1972, 31–32, Paris 1972.
- MÜLLER, K.: Das „Randcenoman“ der Nördlichen Kalkalpen und seine Bedeutung für den Ablauf der ostalpinen Deckenüberschiebungen und ihre Schubweite. — Geol. Rundsch., 62, 54–96, Stuttgart 1973.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F.: Le torbiditi dell' appennino settentrionale: introduzione all' analisi di facies. — Mem. Soc. Geol. Ital., 11, 161–199, Pisa 1972.
- Turbidite Facies and Facies Associations. — IX Int. Congr. Sedimentology, Guide to field trip A 11, 21–36, Nice 1975.
- NAGEL, K.-H., SCHÜTZ, K.-J., SCHÜTZ, S., WILMERS, W. & ZEIL, W.: Die geodynamische Entwicklung der Thiersee- und der Karwendelmulde (Nördliche Kalkalpen). — Geol. Rundsch., 65, 536–557, Stuttgart 1976.
- NÄNNY, P.: Neuere Untersuchungen im Prätigauflysch. — Ecl. geol. Helv. 39, 115–132, Basel 1946.
- OBERHAUSER, R.: Bericht über mikropaläontologische Untersuchungen im Kreideschieferzug zwischen Hintertal und Lavant (Lienzer Dolomiten). — Verh. Geol. B.-A., 1960, A 120, Wien 1960.
- Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. — Jb. Geol. B.-A., 111, 115–145, Wien 1968.
- Stratigraphisch-Paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit. — Geol. Rundsch., 62, 96–106, Stuttgart 1973.
- Bericht 1975 über paläontologisch-sedimentologische Aufnahmen im Engadiner Fenster (Fimbartal) auf Blatt 170, Galtür. — Verh. Geol. B.-A., 1976, A 158–A 159, Wien 1976.
- PANTIĆ, N. & GANSSER, A.: Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern (vorläufige Mitteilung). — Ecl. geol. Helv., 70, 59–82, Basel 1977.
- PLÖCHINGER, B.: Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich). — Jb. Geol. B.-A., 107, 11–69, Wien 1964.
- Die Hallstätter Deckscholle östlich von Kuchl/Salzburg und ihre in das Aptien reichende Roßfeldschichten-Unterlage. — Verh. Geol. B.-A., 1968, 80–86, Wien 1968.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wolfgangseegebietes (Salzburg, Oberösterreich) 1:25.000. — Geol. B.-A., 92 S., Wien 1973.
- Gravitativ transportiertes permisches Haselgebirge in den Oberalmer Schichten (Tithonium, Salzburg). — Verh. Geol. B.-A., 1974, 71–88, Wien 1974.
- Die Untersuchungsbohrung Gutrathsberg B I südlich St. Leonhard im Salzachtal (Salzburg). — Verh. Geol. B.-A., 1977, 3–11, Wien 1977.
- PREY, S.: Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogats-

- boden (N. Ö.). — Jb. Geol. B.-A., 100, 299–358, Wien 1957.
- Vorläufiger Bericht über Untersuchungen an flyschartigen Serien des östlichen Tauernnordrandes. — Verh. Geol. B.-A., 1975, 291–295, Wien 1975.
  - Flyscherscheinungen in den „flyschartigen Serien“ des östlichen Tauernnordrandes. — Verh. Geol. B.-A., 1977, 313–320, Wien 1977.
- RAD, U. v.: Zur Sedimentologie und Fazies des Allgäuer Flysches. — Geol. Bavarica, 66, 92–147, München 1972.
- RICHTER, M.: Vorarlberger Alpen. — Sammlung Geol. Führer, 49, 169 S., Stuttgart 1969.
- RINGHOFER, W.: Sedimentologische und stratigraphische Untersuchungen in Hinblick auf Transport und Ablagerung in den alttertiären Anteilen der Laaber Teildecke (Hois- und Aggsbachschichten). — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 106 S., Wien 1976.
- RUTTNER, A. & WOLETZ, G.: Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 48, 221–256, Wien 1957.
- SCHLAGER, M. & SCHLAGER, W.: Über die Sedimentationsbedingungen der jurassischen Tauglbodenschichten (Osterhorngruppe, Salzburg). — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 1969, 178–183, Wien 1969.
- SCHLAGER, W. & SCHLAGER, M.: Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglboden-Schichten, Upper Jurassic, Eastern Alps). — Sedimentology, 20, 65–89, Oxford 1973.
- SCHÜPBACH, M. A.: Comparison of slope and basinal sediments of a marginal cratonic basin (Pedregosa Basin, New Mexico) and a marginal geosynclinal basin (southern border of Piemontais geosyncline, Bernina Nappe, Switzerland). — Ph. D. Thesis, Rice Univ. Houston (Vervielfält. Auszug) 1973.
- STAUB, R.: Der Bau der Alpen. — Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 52, 1–272, Bern 1924.
- THIEDIG, F.: Submarine Brekzien als Folge von Felsstürzen in der Turbidit-Fazies der Oberkreide des Krappfeldes in Kärnten (Österreich). — Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 44, 495–516, Hamburg 1975.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. — 256 S., Wien (Deuticke) 1963.
- Radstädter Tauern. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 49–56, Wien 1964.
  - Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. — Verh. Geol. B.-A., Sdhft. G, 103–133, Wien 1965.
  - Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaues der Hohen Tauern. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 148, 286–319, Stuttgart 1975.
  - Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. — 580 S., Wien (F. Deuticke) 1976.
  - Geologie von Österreich. — Band 1, 766 S., Wien (F. Deuticke) 1977.
- TRAUTH, F.: Die Grestener Schichten der österreichischen Voralpen und ihrer Fauna. Eine stratigraphisch-paläontologische Studie. — Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ungarn-Orient, 22, 1–142, Wien 1909.
- Geologische Studien in den westlichen niederösterreichischen Voralpen. — Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 71, 92–99, Wien 1934.
- TRÜMPY, R.: Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. — Bull. Geol. Soc. Amer. 71, 843–908, Boulder 1960.
- Aperçu general sur la géologie des Grisons. — C. R. Séances Soc. Géol. France, 1969

- 330–364, Paris 1969.
- Zur Geologie des Unterengadins. – Ergebnisse wiss. Unters. Schweizer Nationalpark, 12, 71–87, Chur 1972.
  - The Timing of Orogenic Events in the Central Alps. – in: DE JONG, K. A. & SCHOLTEN, R. (ed.): Gravity and Tectonics, 229–251, New York – London – Sydney – Toronto 1973.
  - On Crustal Subduction in the Alps. – In: MAHEL, M. (ed.): Tectonic Problems of the Alpine System, 121–130, Bratislava (Veda) 1975 a.
  - Age and Location of Mesozoic Scarp Breccias in the Swiss Alps. – IX Int. Congr. Sedimentology, theme 4, 313–318, Nice 1975 b.
- WALKER, R. G. & MUTTI, E.: Turbidite Facies and Facies Associations. – in: Turbidite and Deep Water Sedimentation, Soc. Econ. Paleont. Mineralogists, Pacific Sec., Short Course, 119–158, Anaheim 1973.
- WOLETZ, G.: Charakteristische Abfolge der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiär-Schichten der nördlichen Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., 106, 89–119, Wien 1963.
- Zur Differenzierung der Kalkalpinen Unterkreide mit Hilfe der Schwermineralanalyse. – Verh. Geol. B.-A., 1970, A 80–A 81, Wien 1970.
- ZEIL, W.: Zur Kenntnis der höheren Unterkreide in den Bayerischen Kalkalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 103, 375–412, Stuttgart 1956.