



Exkursion A2

**Tiefwassersedimente und tektonischer Bau
der Flyschzone des Wienerwaldes**

Exkursionsführer SEDIMENT'96
11. Sedimentologentreffen, Wien, 1996

Peter FAUPL

32 S., 13 Abb.

Wien, Mai 1996

Die Flyschzone des Wienerwaldes
Eine Einführung
P. Faupl

Die Flyschzone des Wienerwaldes bildet den östlichsten Abschnitt der Rhodanubischen Flyschzone, die sich über 500 km entlang dem Alpennordrand, von Vorarlberg im Westen bis an die Donau bei Wien, erstreckt. Nördlich der Donau setzt sich die Flyschzone obertags im Bisamberg fort, während der Großteil der Zone unter neogener Sedimentbedeckung im Untergrund des Wiener Beckens liegt, wo sich der Übergang in die Flyschzone der Westkarpaten vollzieht.

Der Wienerwald als Landschaft umfaßt sowohl die Flyschzone als auch nördliche Teile der Kalkalpen zwischen dem Tal der Traisen und dem Westrand des Wiener Beckens. Im Süden wird er durch das Triesting- und Gölsental begrenzt. Der Schöpfl (890 m Seehöhe) als höchste Erhebung des Wienerwaldes liegt in der südlichen Flyschzone.

Die Flyschzone des Wienerwaldes ist mit etwa 20 km N-S-Erstreckung wesentlich breiter entwickelt als westlichere Abschnitte. Sie umfaßt vier tektonische Flyscheinheiten (Abb. 1): die Nordrandzone, Greifensteiner, Laaber und Kahlenberger Decke. Im Südost, gegen die Kalkalpen, tritt die St. Veiter Klippenzone auf. Entlang dem Nordrand der Laaber Decke erstreckt sich die "Hauptklippenzone", die als östliche Fortsetzung der Grestener Klippenzone (Helvetikum s. l.) zu betrachten ist.

Der Deckenkomplex der Flyschzone liegt zusammen mit der Hauptklippenzone tektonisch über der Molassezone (Abb. 3). Im unmittelbar Liegenden der Flyschzone befindet sich die sogenannte Subalpine Molassezone, ein tektonisch weit nach Norden transportiertes Element des südlichen Molassetroges. Während an der Front der Flyschzone des Wienerwaldes nur tertiäre Molasseschichtglieder am Aufbau der Subalpinen Molassezone beteiligt sind, führt sie nördlich der Donau (Waschbergzone), an ihrer Basis noch tektonisch mitgeschürfte Schichtglieder der autochthonen Mesozoikumsbedeckung der Böhmisches Masse. Unter der Subalpinen Molassezone liegt dann die autochthone Molassezone, welche ihrerseits transgressiv dem autochthonen Mesozoikum oder westlich der Linie Hollabrunn - Tulln direkt dem Kristallin der Böhmisches Masse auflagert.

Schichtfolge

Die einzelnen Flyschdecken werden von Schichtgliedern der Kreide und des Paläogens aufgebaut. Über die Schichtfolge orientiert Abb. 2.

Die Schichtfolge der *Nordrandzone* umfaßt mit den *Wolfpassinger Schichten* im wesentlichen nur Unterkreide (GRÜN et al., 1972). Der stratigraphisch tiefere Anteil ("Neokomflysch") ist durch eine dünnbankige, karbonatreiche Turbiditabfolge charakterisiert, wie sie im Steinbruch bei der Dopplerhütte in intensiv verfalteter Form erschlossen ist (Abb. 11). Darüber folgt eine pelitreiche, durchwegs dünnbankige Flyschfolge mit vereinzelt Glaukonitsandstein-reicheren Partien und auch Kalkturbiditkomplexen. An Hand von Nannofossilien und palynologischen Daten ist ein stratigraphischer Umfang von Barreme bis Unteralb belegt.

* Anschrift: Institut für Geologie der Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien.

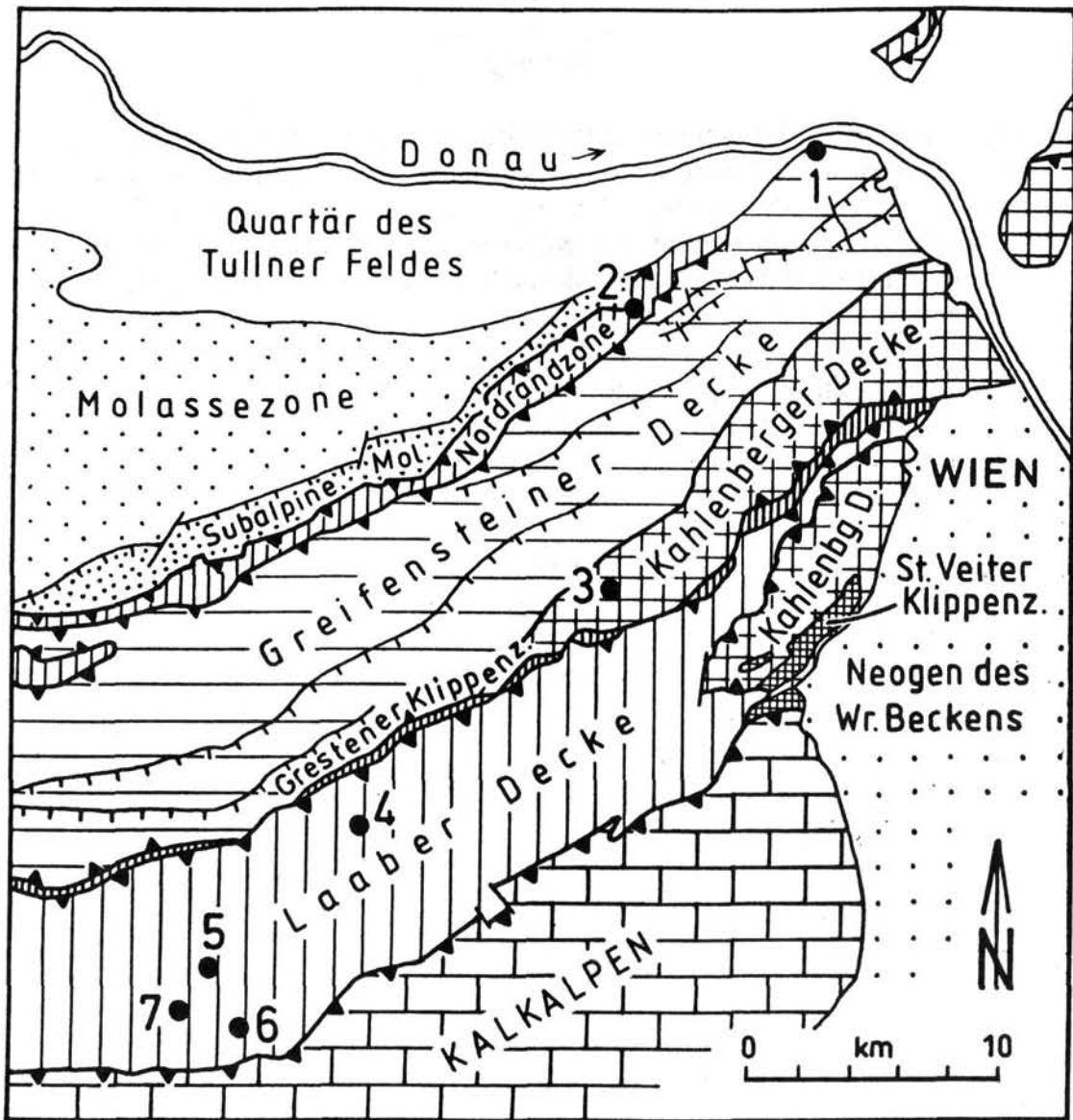


Abb. 1: Tektonische Übersichtskarte der Flyschzone des Wienerwaldes mit Exkursionsroute. Nach der Geologischen Karte der Umgebung von Wien, 1: 200 000, Geol. B.-A., Wien 1984.

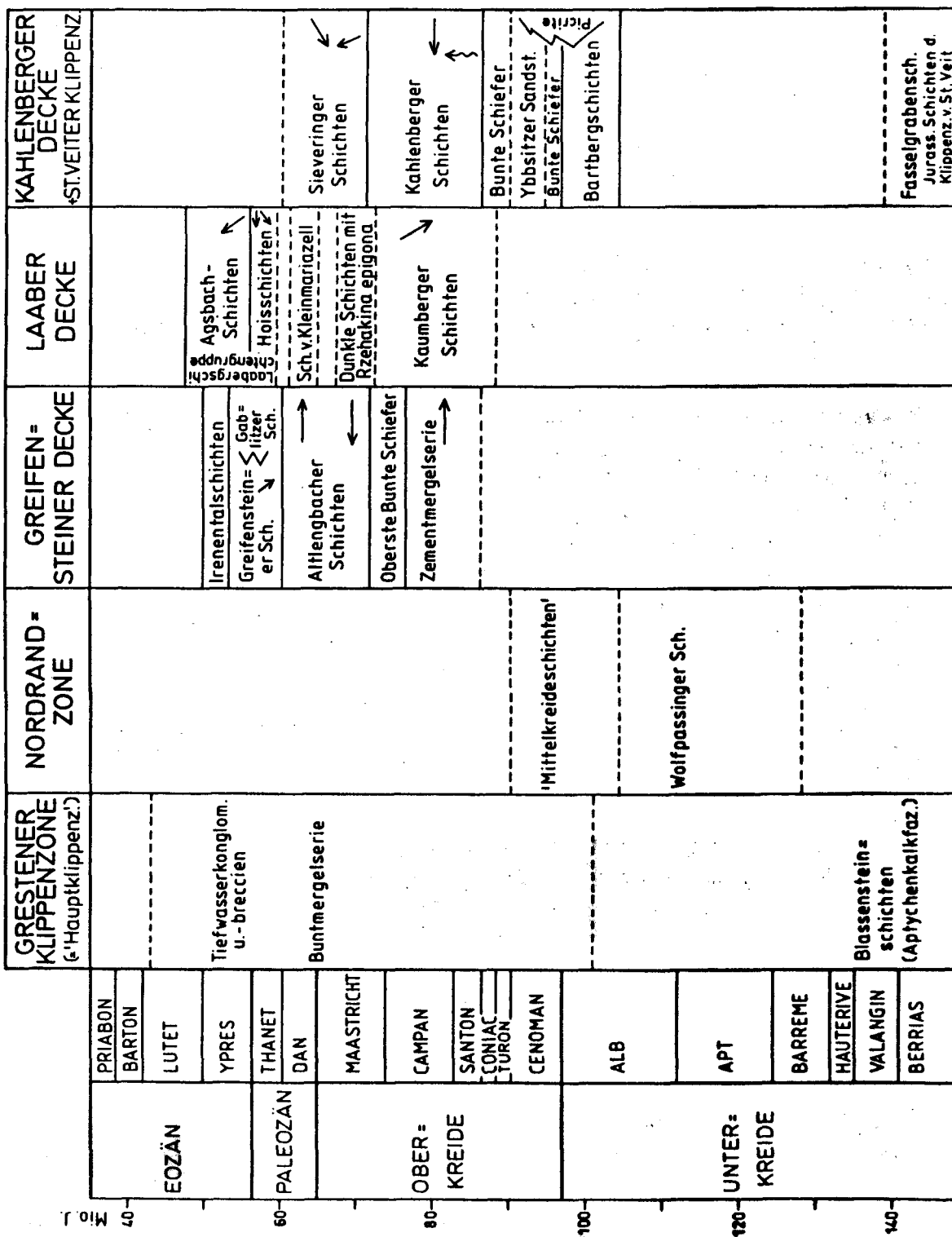


Abb. 2: Stratigraphie der Flyschzone des Wienerwaldes.

Die Schichtfolge der *Greifensteiner Decke*, einer direkten Fortsetzung der Hauptflyschdecke der westlichen Flyschzone, setzt, tektonisch bedingt, im Wienerwald erst mit der *Zementmergelserie* (Santon - Campan) ein. Bei diesem Schichtglied handelt es sich um einen karbonatreichen Flysch in einer Beckenebenenfazies. Die sogenannten "*Obersten Bunten Schiefer*" (=Pernecker Schichten), die zu den Altlenzbacher Schichten im Hangenden vermitteln, zeichnen sich durch Dünnschichtigkeit und das Hervortreten roter Tonsteinspartien aus. Sie verkörpern eine Fazies, die durch eine geringe Sedimentationsrate und einen relativ hohen Anteil an hemipelagischen Intervallen charakterisiert ist.

Die *Altlenzbacher Schichten* (Maastricht - Dan), mit einer Mächtigkeit von ca. 1300 m (SCHNABEL, 1993a), repräsentieren, im Gegensatz zur Zementmergelserie, einen siliziklastikareichen Flysch. SCHNABEL (1993a) konnte im wesentlichen auf der Basis von Unterschieden im Sand/Ton-Verhältnis und Karbonatgehalt eine Untergliederung in vier Teilabschnitte vornehmen, wobei dickbankige, siliziklastikareiche Sandsteinkomplexe den ersten (liegenden) und dritten Abschnitt bilden. Diese sandsteinreichen Partien nehmen etwa 800 m des gesamten Schichtgliedes ein. Innerhalb der Altlenzbacher Schichten vollzieht sich auch ein markanter materialmäßiger Wechsel, der vor allem in der Schwermineralführung zum Ausdruck kommt (WOLETZ, 1962). Während die kretazischen Anteile mit Paläoströmungsrichtungen aus dem Osten durch granatdominierte Schwermineralspektren gekennzeichnet sind, treten ab der Nannoplanktonzone NP3 zirkonreiche Assoziationen auf, deren Anlieferung aus Westen erfolgte (SCHNABEL, 1992).

Mit den *Greifensteiner Schichten* (höheres Paleozän - Eozän) gelangten besonders grobe, dickbankige turbiditische Sedimente zur Ablagerung. Es handelt sich dabei ebenfalls um siliziklastikareiche Sandsteine mit einem Vorherrschen von Zirkon in den Schwermineralspektren. Die Paläoströmungsrichtungen weisen auf eine Materialherkunft aus dem Nordwesten (HÖSCH, 1985). Im Grenzbereich Paleozän zu Eozän tritt eine tonmergelreiche, dünnbankige Partie auf ("*Mittlerer Coccolithenschiefer*", HEKEL, 1968), die die mächtige Sandsteinabfolge zweiteilt. Die größten Kornfraktionen sind im Norden der Greifensteiner Decke zu beobachten, wo auch Konglomerate anzutreffen sind. Bei den Greifensteiner Sandsteinkomplexen handelt es sich um mächtige Rinnenfüllungen mit relativ geringer lateraler Erstreckung. Im südlichsten Abschnitt der Greifensteiner Decke (Gablitzer Schuppe nach SCHNABEL, Erläuterungen zu Blatt Baden, im Druck) werden die Greifensteiner Schichten zur Gänze von den *Gablitzer Schichten* stratigraphisch vertreten (SCHNABEL, 1993b). Diese Gablitzer Schichten (GÖTZINGER, 1954) zeichnen sich durch eine mergelreiche Entwicklung mit dünnen kieseligen Sandsteinbänken aus. Es sind zahlreiche Nummulitenfunde daraus bekannt. Im Mittelabschnitt der Greifensteiner Decke folgt über den Greifensteiner Schichten eine pelitreiche Turbiditserie, die den "*Oberen Coccolithenschiefern*" (HEKEL, 1968) entspricht und von SCHNABEL (im Druck) als *Irenentalschichten* (NP 12 und NP 13) auf Blatt Baden kartiert wurde.

Die Greifensteiner Schichten des Wienerwaldes setzen sich im Untergrund des Wiener Beckens unter der Bezeichnung "*Glaukonitsandsteinserie*" fort. Sie führen dort drei mächtige Sandsteinkomplexe, die ebenfalls Rinnensequenzen entsprechen. Aus Mächtigkeitstrends ist, wie im Wienerwald, eine Materialanlieferung aus dem NW abzulesen (RAMMEL, 1989). Im Hangenden folgt die pelitreiche Entwicklung des „Steinbergflysches“ (Unter- bis Mitteleozän).

Die Schichtfolge der *Laaber Decke* wird von zwei markanten Schichtkomplexen beherrscht, den kretazischen Kaumberger Schichten und der paläogenen Laaber Schichten-

Gruppe. Die *Kaumberger Schichten* umfassen stratigraphisch Coniac bis tiefstes Maastricht. Es handelt sich um eine dünnbankige, kalkreiche Flyschfolge mit zahlreichen bunten Pelit-horizonten. Auf Grund ihrer faziellen Ausbildung handelt es sich um eine typische Beckenebenen-Fazies (FAUPL, 1976). Das breit gestreute Paläoströmungsmuster läßt eine Materialanlieferung aus NW erkennen (FAUPL, 1975). Neben Zirkon, Turmalin und Rutil als dominierende Schwerminerale sind Vorkommen von Chromspinell von besonderem Interesse. Die Laaber Schichten-Gruppe wurde von PREY (1965) in die sandstein-dominierten *Hoisschichten* des höheren Paleozäns und die pelitreichen Ablagerungen der *Agsbachschichten* des Unter- bis Miozäns untergliedert. Der Höhenzug des Schöpfls als höchster Berg des Wienerwaldes wird von Hoisschichten aufgebaut. Diese Hoisschichten lassen sowohl Bankmotive von Depositional lobe-Ablagerungen als auch geringmächtige Rinnenfüllungen erkennen. Die Paläoströmungsdaten weisen auf Materialanlieferung aus NE bzw. E (im Südabschnitt) hin (LEISER, 1995). Die Agsbachschichten repräsentieren eher eine Beckenebenenfazies mit Paläoströmungsrichtungen aus SE bis E (RINGHOFER, 1976; LEISER, 1995).

Zwischen Kaumberger Schichten und der Laaber Schichten-Gruppe wurde eine lückenhafte Schichtfolge von kieseligen Serien des Maastricht nachgewiesen (PREY, 1965). Die von SCHNABEL (1993a) vermutete tektonische Separation von Kaumberger Schichten und Laaber Schichten-Gruppe dürfte sich nach jüngsten Untersuchungen erhärten (mündl. Mitt.). Das von PREY (1979) aus den Agsbachschichten bekannt gemachte Obereozän-Vorkommen (NP 19) dürfte nach den Aufnahmen von SCHNABEL (1993b) der Hauptklippenzone zuzurechnen sein, wobei auf Analogien zur Situation im Rogatsbodener Molassefenster, bei Scheibbs im westlichen Niederösterreich, verwiesen wird.

Die Schichtfolge der *Kahlenberger Decke*, zu der auch der sogenannte Satzbergzug zu rechnen ist, beginnt mit den *Bartbergsschichten* des oberen Alb im Halterbachtal (GRÜN et al., 1972). Im Bereich des Satzbergzuges sind faziell dem Reiselberger Sandstein (hoher Glimmerdetritus) nahestehende Ablagerungen zu beobachten, die in Analogie zur Ybbsitzer Zone im westlichen Niederösterreich als *Ybbsitzer Sandstein* bezeichnet werden. In Begleitung dieser turbiditischen Sandsteine treten „Bunte Schiefer“ auf. Besonders kennzeichnend ist für diese Schichten das Vorkommen von detritischem Chromspinell in den Schwermineralspektren. Dieses Mineral ist aus den Ablagerungen der Hauptflyschdecke bzw. der Greifensteiner Decke unbekannt.

Das markanteste Schichtglied der Kahlenberger Decke sind die *Kahlenberger Schichten*, eine karbonatreiche Turbiditabfolge einer Beckenebenenfazies, die lithofaziell der Zementmergelschicht sehr nahe steht. MÜLLER (1987) konnte eine Materialanlieferung aus dem Osten beobachten. Die *Sieveringer Schichten* repräsentieren wieder eine siliziklastika-reiche Turbiditabfolge mit dick- und dünnbankigen Partien. Die dickbankigen Partien führen zirkonreiches Material, das aus Osten angeliefert wurde, während die dünnbankigen Turbidite ihr granatdominiertes Material aus Süden empfangen haben (FAUPL et al., 1970). Die Fazies der Gablitzer Schichten beendet die Schichtfolge der Kahlenberger Decke.

Die jurassischen Radiolarite (Rotenbergsschichten) und die tithon-neokomen Tiefwas-serkarbonatabfolgen (Fasselgrabenschichten) der St. Veiter Klippenzone repräsentieren zusammen mit basischen und ultrabasischen Gesteinskörpern die ursprüngliche Basis der Kahlenberger Decke (PREY, 1975). Pikritische Vulkanite sind in die Mittelkreideserien intrudiert.

Tektonischer Bau

Die Grundzüge des tektonischen Baues der Wienerwaldflyschzone (Abb. 1, 3) lassen sich bereits der Geologischen Karte der Umgebung von Wien (GÖTZINGER et al., 1952) entnehmen. Die geologische Neukartierungen durch PREY und SCHNABEL haben dieses Bild allerdings beträchtlich modifiziert, vor allem was die Abgrenzung der Kahlenberger Decke betrifft. Auch aus Tiefbohrungen der OMV (z. B. Mauerbach 1a, St. Corona 1, Bohrungen um Höflein/Donau; vgl. BRIX & SCHULTZ, 1993) haben sich wichtige Informationen ergeben. So wird die *Nordrandzone* als eigenständiges tektonisches Element betrachtet, das durch eine relativ intensive Faltungsdeformation gekennzeichnet ist. Die *Greifensteiner Decke* konnte von SCHNABEL (1993b) in vier Schuppen gegliedert werden, die sich aus überkippten Faltenzügen entwickelt haben. Als nächst höhere Decke ist die *Laaber Decke* zu betrachten, die im Schnitt Schöpfl - St. Corona durch einen breiten Synklinal- und Antiklinalbau gekennzeichnet ist. Auf der östlichen Laaber Decke lagert tektonisch die *Kahlenberger Decke* mit dem Satzbergzug und den Deckschollen von Hochrotherd und Wolfsgraben (PREY, 1983). Im Stirnbereich der Laaber Decke sind zum einen Gesteinsserien der Grestener Klippenzone (Ultrahelvetikum) hochgeschleppt und tektonisch mit Kaumberger Schichten vermengt (= „Hauptklippenzone“), als auch noch Teile der Kahlenberger Decke als Divertikel eingefaltet (PREY, 1979), so daß in manchen Schnitten der Eindruck entstehen kann, daß die Kahlenberger Decke generell von der Laaber Decke tektonisch überlagert wird. Die Sievinger Schichten der Kahlenberger Decke bilden auf diese Weise einen selbständigen invertierten Gesteinszug unmittelbar nördlich der Hauptklippenzone. Für eine Rekonstruktion der primären N-S-Anordnung der einzelnen Flyschdecken (Abb. 4) kommt diesen Vorstellungen über den Bau der Flyschzone entscheidende Bedeutung zu.

Tiefenaufschlüsse weiter im Inneren des Alpenkörpers haben gezeigt, daß die Hauptmasse der Flyschdecken wurzellos vor dem Nordrand der Kalkalpen liegt, und daß nur geringmächtige tektonische Flyschreste unter den Kalkalpen nachweisbar sind (z. B. Bohrung Berndorf 1, 270 m; Urmannsau 1, 130 m).

Zur Paläogeographie

Die paläogeographische Stellung der Rhenodanubischen Flyschzone innerhalb des Penninikums der Ostalpen ist nach wie vor Gegenstand von Diskussionen. Geht man von den relativ klaren Gegebenheiten im Westabschnitt der Ostalpen aus, so läßt sich zeigen, daß auf Grund der von HESSE (1973) im Gaultflysch und von SCHWIZER (1984) in den Tristelschichten nachgewiesenen engen Faziesbeziehungen zur Falknis- und Tasna-Decke die Rhenodanubische Flyschzone unmittelbar nördlich dieser mittelpenninischen Einheiten, im nordpenninischen Faziesraum, beheimatet war. Die „Liechtensteiner Flysche“, aber auch die nordpenninischen Flysche des Prättigaus einschließlich der metamorphen Bündnerschiefer des Unterengadiner Fensters, stellen eine nördlicher gelegene Flyschentwicklung dar, an die extern der Faziesraum des Helvetikums s. I. anschließt. In diesem westlichen Meridian trennt das erwähnte kontinentale Schwellenelement des Mittelpenninikums die Rhenodanubische Flyschzone vom eigentlichen südpenninischen Faziesraum, in dem seit der Mittelkreide ebenfalls Flyschsedimentation herrschte (vgl. FAUPL & WAGREICH, 1992). Die mittelkretazischen Flysche des Südpenninikums sind durch einen markanten Chromspinell-Detritus ausgezeichnet (vgl. LÜDIN, 1987), während in den zeitgleichen Ablagerungen der Rhenodanubischen Flyschzone dieser ophiolithische Detritus fehlt. Die charak-

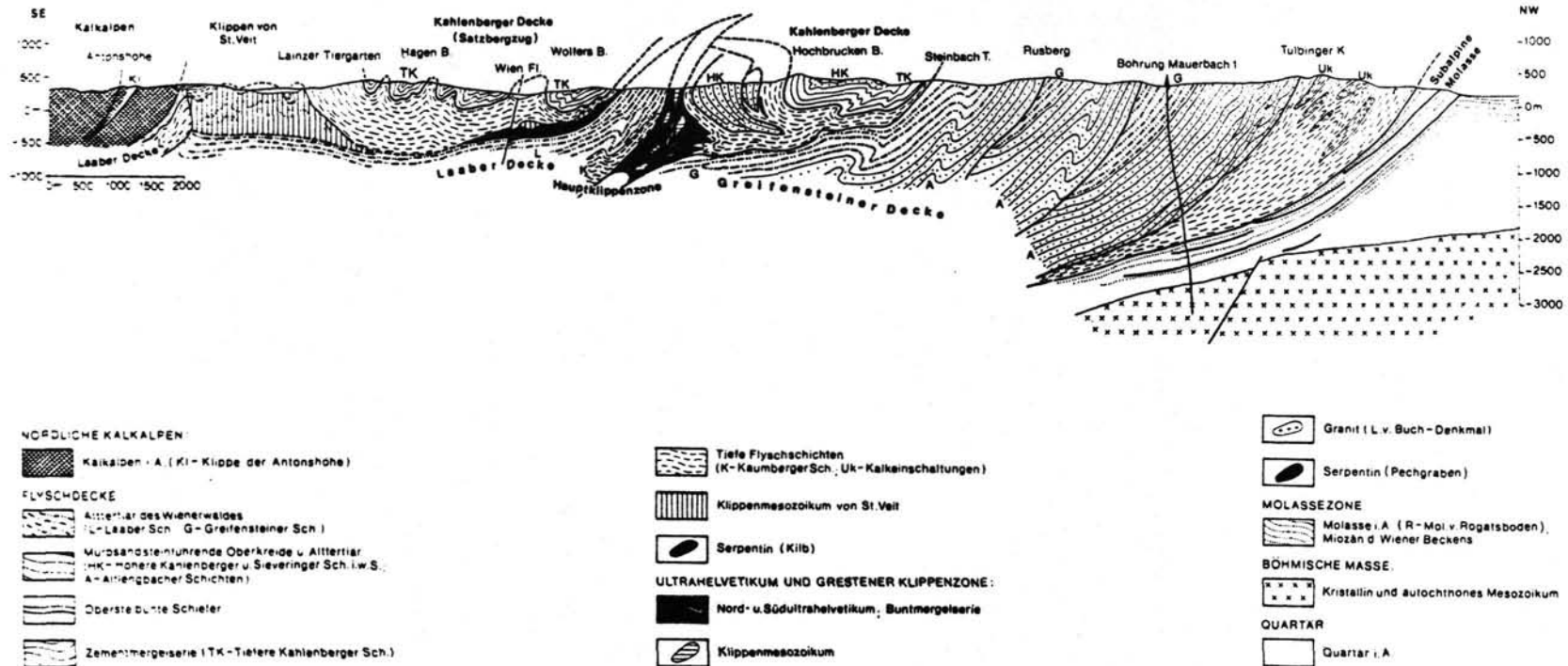


Abb. 3: Profilschnitt durch die Flyschzone des Wienerwaldes. Aus OBERHAUSER, R. (Hg.): Der geologische Aufbau Österreichs, Abb. 43, Wien (Springer Verl.) 1980.

teristische Chromspinell-Führung der südpenninischen Flysche ist auch aus zentral- und westalpinen Profilen bekannt (vgl. WILDI, 1985).

In letzter Zeit hat EGGER (1992) versucht den Rhenodanubischen Flysch in den südpenninischen Faziesraum einzuordnen, ohne allerdings die faziellen Beziehungen zum Mittelpenninikum und die sehr kennzeichnenden Schwermineraldaten zu berücksichtigen. Seine Argumentation stützt sich hauptsächlich auf den Nachweis von Tuffit-Lagen in paläogenen Flyschen im Raume Salzburg und Oberösterreich (Anthering-Formation, EGGER, 1995) und den sich daraus ergebenden Parallelen zu südpenninischen Flyschen der Westalpen, wie Gurnigl-, Schlieren- und Wägital-Flysch (WINKLER et al., 1985).

Im Mittel- und Ostabschnitt der Ostalpen läßt sich die nordpenninische Position innerhalb des Penninikums nicht so eindeutig aufzuzeigen, da mittelpenninische Elemente unumstrittener Stellung fehlen. Es ist daher die Diskussion über die paläogeographische Position der Zentralgneisdecken der Hohen Tauern (Venedigerdecke) von Bedeutung. So werden die Zentralgneisdecken entweder für ein mittelpenninisches Element gehalten (z. B. CLAR, 1965; TOLLMANN, 1965; FAUPL, 1978), oder aber es wird einer mehr externen (ultrahelvetischen) Position der Vorzug gegeben (z. B. OBERHAUSER, 1980; LAMMERER, 1986; TRÜMPY, 1988). Im Falle einer mittelpenninischen Position der Zentralgneisdecken, sollten die Ablagerungen der Rhenodanubischen Flyschzone von den Bündnerschiefererien der Glocknerdecke des Tauernfensters, aber auch der Rechnitzer Serie, paläogeographisch getrennt sein. Im Falle einer ultrahelvetischen Position der Zentralgneisdecken wäre die Abgrenzung zu den Bündnerschiefererien der Hohen Tauern nicht so klar zu ziehen. Auf solche Überlegungen gehen auch die von OBERHAUSER (1980, 1995) vertretene Vorstellung zurück, daß die Bündnerschiefer der Glockner Decke der Hohen Tauern mit jenen des Unterengadiner Fensters und daher auch mit dem Prättigauflysch der Ostschweiz zu vergleichen wären, und ihnen daher keine südpenninische Position zukäme.

Im Bereich des Wienerwaldes liegen die paläogeographischen Verhältnisse noch etwas komplizierter, denn nur die Greifensteiner Decke kann als direkte östliche Fortsetzung der Hauptflyschdecke betrachtet werden (SCHNABEL, 1992). Laaber und Kahlenberger Decke sind hingegen nur auf den Wienerwald beschränkt. Für die primäre Nord-Süd-Anordnung der einzelnen Flyschdecken gibt es kein einheitliches Konzept, obwohl besonders die Arbeiten von PREY und SCHNABEL viel Datenmaterial zur Klärung dieser Frage beigebracht haben. Basierend auf den Arbeiten dieser beiden Autoren wird von folgender paläogeographischen Anordnung der Decken der Wienerwaldflyschzone ausgegangen (Abb. 4): In externer Position liegen die Ablagerungen der "Nordrandzone", gefolgt von der Greifensteiner Decke als Fortsetzung der Hauptflyschdecke, intern schließt die Laaber Decke an, während die Kahlenberger Decke als südliches Element zu betrachten ist. Solange die Diverdikulation der Kahlenberger Decke nicht erkannt wurde, ist die Kahlenberger Decke nördlich der Kaumberger Decke eingeordnet worden.

PREY (1975) konnte zeigen, daß die Abfolgen der *St. Veiter Klippenzone* mit Ophiolithen, Radiolariten und Aptychenkalken die *Basis der Kahlenberger Decke* bildeten, so daß für diese Einheit ein ozeanisches Basement angenommen werden kann. Eine Fortsetzung dieser "St.Veit - Kahlenberger Zone" nach Westen in die *Ybbsitzer Zone* ist sehr wahrscheinlich (SCHNABEL, 1979, 1992). In beiden Zonen tritt Chromspinell in den mittelkretazischen Turbiditserien als Schwermineral auf. Es scheint daher eine Zuordnung der Kahlenberger Decke - Ybbsitzer Zone zum südpenninischen Faziesraum naheliegend (DECKER, 1990; FAUPL & WAGREICH, 1992; HOMAYOUN & FAUPL, 1992). FAUPL & WAGREICH (1992)

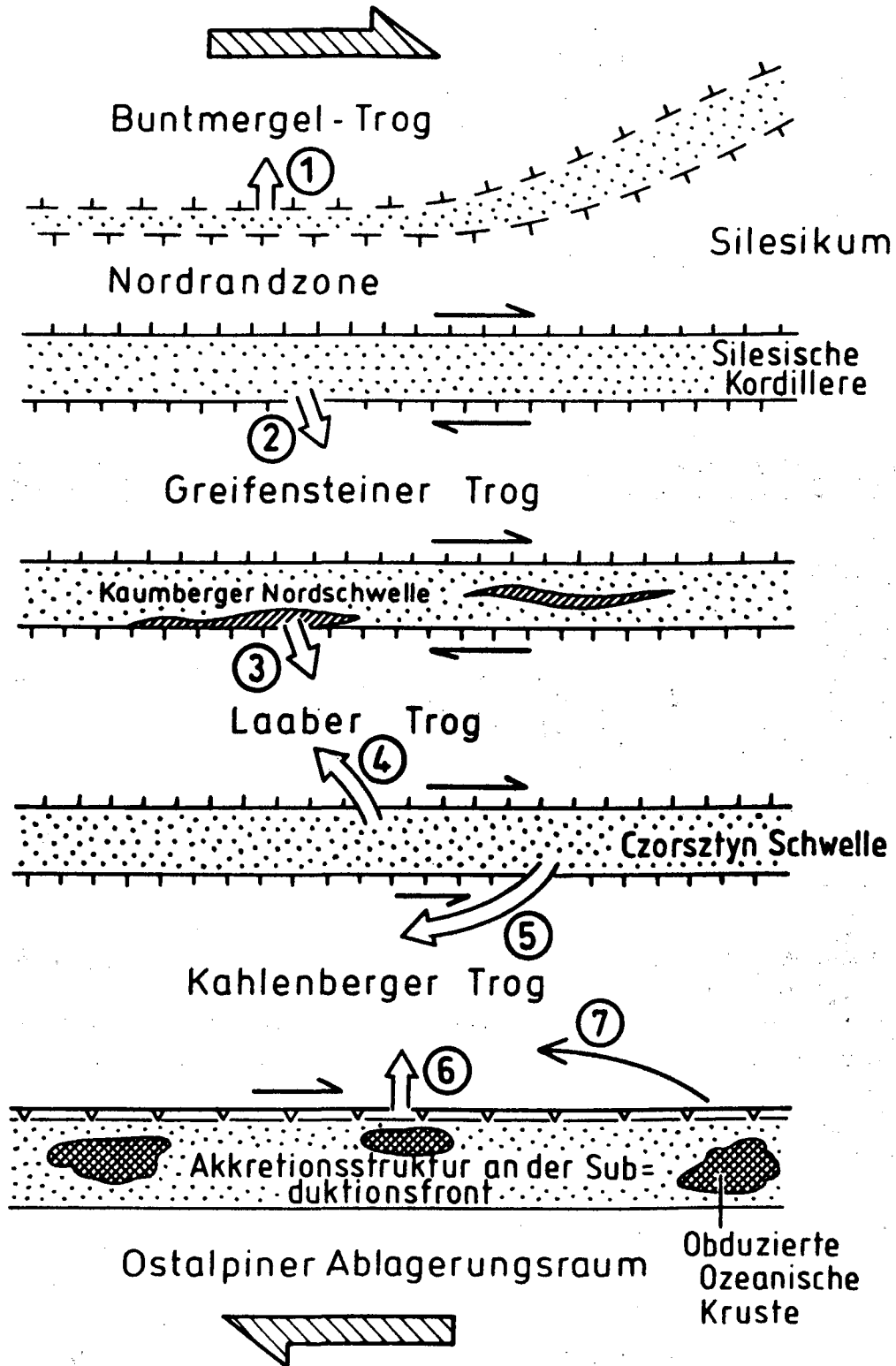


Abb. 4: Schematische Anordnung der Ablagerungsräume und hypothetischen Liefergebiete der Flyschzone des Wienerwaldes. Richtung der Materialanlieferung (Pfeile): (1) Paleozän/ Eozän-Breccien der Buntmergelserie; (2) Greifensteiner Schichten; (3) Kaumberger Schichten und Hoisschichten; (4) Agsbachschichten; (5) Sievinger Schichten, dickbankige Fazies; (6) Chromspinell-führende Mittelkreide der Kahlenberger Decke und Sievinger Schichten, dünnbankige Fazies; (7) Kahlenberger Schichten.

haben eine derartige Position auch für die Laaber Decke postuliert, da die Kaumberger Schichten ebenfalls Chromspinell führen. Detritärer Chromspinell kommt jedoch auch in der südlichen Maguradecke der Westkarpaten vor (WINKLER & SLACKA, 1992, 1994), so daß diese Parallelisierung nicht zwingend ist. Im Wienerwald sind daher nur die *Greifensteiner* und *Laaber Decke* der eigentlichen "Rhenodanubischen Flyschzone" zuzuordnen.

Während Greifensteiner und Laaber Decke ihre Fortsetzung in der Raca- und Bieli Karpaty(Weißkarpaten)-Einheit der Magura-Decke der Westkarpaten finden, gibt es kein westkarpatisches Flyschelement, das der Kahlenberger Decke entspricht (ELIAS et al. 1990). Die Korrelation der Greifensteiner und Laaber Decke mit der Maguradecke stützt auch die Vorstellung über die nordpenninische Position der Rhenodanubischen Flyschzone, da die Magura-Decke nördlich der Czorsztyn-Schwelle (Pienidische Klippenzone) beheimatet war, die ihrerseits eine "mittelpenninische" Position nördlich des Penninisch-Ligurischen Ozeans inne hatte. Für die Nordrandzone zeigen ELIAS et al. (1990) Parallelen zur Klippe von Kurovice, im Stirnbereich der Magura-Decke, auf, während SCHNABEL (1992) fazielle Beziehungen zur Unter- und Mittelkreideentwicklung der Silesischen Flyschdecke der Westkarpaten hervorhebt.

Über die Beschaffenheit des ursprünglichen Basements der Rhenodanubischen Flyschzone gibt es, im Gegensatz zur Kahlenberger Decke mit ozeanischem Untergrund, keine eindeutigen Hinweise. Möglicherweise handelte es sich um stark ausgedünnte kontinentale Kruste, oder auch um partiell entwickelte ozeanisch Kruste.

Zur Herkunft des terrigenen Flyschmaterials

Informationen über die Materialherkunft der Flysche lassen sich in erster Linie aus Komponenten- und Schwermineralanalysen (Abb. 5), aus Mächtigkeitstrends und Faziestrends sowie von Paläoströmungsdaten ableiten. Schon bei einer übersichtsmäßigen Betrachtung des Datenmaterials der Wienerwald-Flyschzone wird ersichtlich, daß von einem komplexen Muster interner "Kordilleren" als Liefergebiete ausgegangen werden muß. In Abb. 4 wird in schematischer Weise versucht, die Lage dieser hypothetischen Abtragsgebiete aufzuzeigen. Insgesamt scheinen zwischen dem passiven europäischen Kontinentalrand und dem aktiven Rand des Ostalpins, drei bis vier solcher Kordilleren als Liefergebiete tätig gewesen zu sein. Geodynamisch kann die Hebungstendenz dieser Kordilleren vom dextralen transpressiven Regime zwischen europäischer und ostalpiner Platte abgeleitet werden. Nicht alle Liefergebiete waren zu jeder Zeit auch voll aktiv.

Ein Liefergebiet im Süden des Ultrahelvetikums läßt sich aus dem Auftreten paläogener Tiefwasserklastika der Buntmergelserie, im besonderen von groben polymikten Breccien, ableiten (vgl. FAUPL & SCHNABEL, 1987). Das Liefergebiet nördlich der Greifensteiner Decke, das in den Westkarpaten „Silesische Kordillere“ genannt wird, steht im Zusammenhang mit den aus NW kommenden zum Teil sehr groben Materialschüttungen und entsprechenden NW-SE-gerichteten Mächtigkeitstrends während des Paleozäns und Eozäns (HÖSCH, 1985; RAMMEL, 1989). An Hand der Jurafazies von Klasten läßt sich zeigen, daß von diesem Liefergebiet sowohl Seichtwasserablagerungen des Malm (Dolomite), als auch Tiefwasserkarbonate (Saccocomen- und Calpinellenfazies) stammen, was belegt, daß sich in diesem Liefergebiet im Malm der Übergang von epikontinentaler Seichtwasserfazies zu tethyalen Tiefwasserfazies vollzogen hat. Während des Paleozäns/Eozäns war eine karbonatische Seichtwasserentwicklung im Bereich dieser Kordillere entwickelt, wie sie auch aus der Waschbergzone bekannt ist (HÖSCH, 1985). Das siliziklastische Material

ist durch zirkonreiche Schwermineralspektren charakterisiert, was auf ein Vorherrschen granitoider Gesteinskomplexe im Liefergebiet hinweist.

Das Liefergebiet der Kaumberger Nordschwelle wurde auf Grund von zirkonbetonten aber auch chromspinellführenden Schwermineralspektren der oberkretazischen Kaumberger Schichten, welche aus NW geschüttet wurden, rekonstruiert (FAUPL, 1975). Die Funktion dieser Kordillere als Abtragsgebiet auch während des Paleozäns ist durch SE- und SW-gerichtete Paläoströmungen aus den Hoisschichten belegt (RINGHOFER, 1976; LEISER, 1995), allerdings waren zu dieser Zeit keine ophiolithischen Gesteinskörper mehr vorhanden.

Eine weitere Kordillere zwischen Laaber Trog und Kahlenberger Trog läßt sich durch NW-gerichtete Paläoströmungsdaten aus den Agsbachschichten der Laaber Decke, mit zirkonbetontem Material, belegen (LEISER, 1995). Die im zirkonreichen klastischen Material der dickbankigen Fazies der Sievinger Schichten (Kahlenberger Decke) beobachteten Seichtwassermalm-Komponenten vom Sulzfluhkalktyp (FAUPL et al., 1970) könnten ebenfalls von dieser Kordillere abgeleitet werden, der eine „Brianconnais-Stellung“, vergleichbar dem Czorsztyń Rücken der Westkarpaten, zukommt.

Das chromspinellführende klastische Material der Mittelkreide-Schichtglieder der Kahlenberger Decke - Ybbsitzer Zone weist bereits auf den Einfluß der bekannten Akkretionsstruktur am Nordrand des Ostalpins hin (z. B. Rumunischer Rücken, FAUPL, 1978, GAUPP, 1980; Exotic Andrusov Ridge, BIRKENMAYER, 1988). Die Entwicklung dieses aktiven Kontinentalrandes aus der Sicht der Kalkalpen wurde jüngst von WAGREICH & FAUPL (1994) dargestellt. Die Kalkalpen, die während der Kreide südlich dieser Akkretionsstruktur beheimatet waren, haben ebenfalls chromspinellführendes terrigenes Material empfangen. Für die Kahlenberger Schichten konnte MÜLLER (1987) aus der Analyse von zerglitterten Bänken auf einen gegen Norden einfallenden Paläohang schließen. In den Sievinger Schichten scheint die dünnbankige Turbiditfazies, welche durch granatreiche Schwermineralspektren und durch N-gerichtete Paläoströmungen charakterisiert ist, auf dieses Liefergebiet hinzuweisen.

Aus tonmineralogischen Untersuchungen (Abb. 6) lassen sich Informationen über Verwitterungsbedingungen im Bereich der Liefergebiete gewinnen, aber auch Rückschlüsse auf Hebung- und Erosionsraten ziehen. So werden z. B. deutliche Unterschiede in der Tonmineralführung innerhalb der paläogenen Schichtglieder sichtbar. In der Greifensteiner Decke (Greifensteiner und Irenentalschichten) erlangen die Mineralgruppen Smektit und Kaolinit neben Illit und Chlorit besondere Bedeutung, während in der paläogeographisch benachbarten Laaber Decke in zeitgleichen Schichten (Hois-, Agsbachschichten) nur Illit und Chlorit dominieren (HOMAYOUN, 1995). Diese Unterschiede sind wahrscheinlich nicht nur klimatisch bedingt, sondern es ist vielmehr vorstellbar, daß im Liefergebiet der Laaber Schichten-Gruppe stärkere Hebungstendenzen, verbunden mit einem höheren Abtrag vorherrschten, und so vermehrt Glimmer und Chlorit als Abtragsprodukte anfielen und sich weniger die Verwitterungsprodukte Kaolinit und Smektit, wie in den Greifensteiner Schichten, bilden konnten. Für die Bildung von Kaolinit und Smektit sind neben klimatischen Voraussetzungen auch eine gewisse tektonische Stabilität des Liefergebietes Bedingung (CHAMLEY, 1989). Auch in den Altflengbacher und Sievinger Schichten des Wienerwaldes erscheinen Illit und Chlorit als dominierende Tonmineralgruppen, während smektitreiche Assoziationen in den Altflengbacher Schichten der Salzburger Flyschzone zu beobachten sind (HOMAYOUN, 1995). Ein auffallender Ost-West-Trend in der Tonmineralzusammensetzung wurde innerhalb der Kahlenberger Schichten festgestellt (MÜLLER, 1987), wobei

GREIFENSTEINER DECKE

Greifensteiner Schichten, n = 92



Altlangbacher Schichten, n = 34



NORDRANDZONE

Wolfpassinger Schichten, n = 21



LAABER DECKE

Agsbachschichten, n = 7



Hoisschichten, n = 62



Kaumberger Schichten, n = 46



KAHLENBERGER DECKE

Sieveringer Schichten, n = 50



Kahlenberger Schichten, n = 73



Ybbsitzer Sandstein, n = 24



Bartbergsschichten, n = 19



Zirkon

Turmalin

Rutil

Apatit

Granat

Chloritoid

Staurolith

Epidot

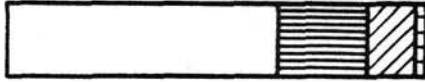
Chromspinell

Sonstige SM

Abb. 5: Schwermineralführung in den Sandsteinen der Flyschzone des Wienerwaldes.

GREIFENSTEINER DECKE

Irenentalschichten



Greifensteiner Schichten



Altlangbacher Schichten



Smektit Illit Chlorit



Mixed-Layer Kaolinit

LAABER DECKE

Agsbachschichten



Hoisschichten



Kaumberger Schichten

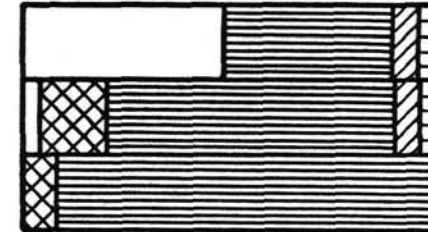


KAHLENBERGER DECKE

Sieveringer Schichten



Kahlenberger Schichten



"Bunte Schiefer" - Mittelkreide



Abb. 6: Tonmineralführung in den Peliten der Flysche des Wienerwaldes.
Zusammenstellung nach HOMAYOUN (1995).

hierfür besonders granulometrische Effekte verantwortlich zu sein scheinen. Die mit den Kahlenberger Schichten altersgleichen Kaumberger Schichten führen nur Illit-Chlorit-Spektren (FAUPL, 1976).

Literatur

BERTLE, H. (1970): Steinbruch Dopplerhütte. Ein Beispiel der Verformung geologischer Körper vor den Toren Wiens. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **19**, 189-194, Wien.

BIRKENMAJER, K. (1988): Exotic Andrusov Ridge: its role in plate tectonic evolution of the West Carpathian foldbelt. - *Studia Geologica Polonica*, **91**, 7-37, Warschau.

BOUMA, A.H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. - 168 S., Amsterdam (Elsevier).

BRIX, F. & SCHULTZ, O. (Hg.) (1993): Erdöl und Erdgas in Österreich. - 2. Aufl., 688 S., Wien (Naturhist. Museum).

CHAMLEY, H. (1989): Clay sedimentology. - 623 S., Berlin etc. (Springer Verl.).

CLAR, E. (1965): Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. - Verh. Geol. B.-A., Sonderhft. G, 11-35, Wien.

DECKER, K. (1990): Plate tectonic and pelagic facies: Late Jurassic to Early Cretaceous deep-sea sediments of the Ybbsitz ophiolite unit (Eastern Alps, Austria). - *Sedimentary Geology*, **67**, 85-99, Amsterdam.

DICK, H.J.B & BULLEN, T. (1984): Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. - *Contrib. Mineral. Petrology*, **86**, 54-76.

EGGER, H. (1992): Zur Geodynamik und Paläogeographie des Rhenodanubischen Flysches (Neokom - Eozän) der Ostalpen. - *Z. dt. Geol. Ges.*, **143**, 51-65, Hannover.

EGGER, H. (1995): Die Lithostratigraphie der Aitlengbach-Formation und der Anthering-Formation im Rhenodanubischen Flysch (Ostalpen, Penninikum). - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **196**, 69-91, Stuttgart.

ELIAS, M., SCHNABEL, W. & STRANIK, Z. (1990): Comparison of the Flysch Zone of the Eastern Alps and Western Carpathians based on recent observations. - [In:] MINARIKOVA, D. & LOBITZER, H. (Eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia, 37-46, Wien-Prag.

FAUPL, P. (1975): Schwerminerale und Strömungsrichtungen aus den Kaumberger Schichten (Oberkreide) des Wienerwald-Flysches, Niederösterreich. - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* **1975**, 528-540, Stuttgart.

FAUPL, P. (1976): Vorkommen und Bedeutung roter Pelite in den Kaumberger Schichten (Oberkreide) des Wienerwald-Flysches, Niederösterreich. - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* **1976**, 449-470, Stuttgart.

FAUPL, P. (1978): Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien- und Turbiditserien in den Ostalpen. - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **25**, 81-110, Wien.

FAUPL, P., GRÜN, W., LAUER, G., MAURER, R., PAPP, A., SCHNABEL, W. & STURM, M. (1970): Zur Typisierung der Sieveringer Schichten im Flysch des Wienerwaldes. - *Jb. Geol. B.-A.*, **113**, 73-158, Wien.

FAUPL, P. & SCHNABEL, W. (1987): Ein Breccienvorkommen bei Scheibbs (Niederösterreich). Zur Kenntnis paläogener Grobklastika aus der Buntmergelserie. - *Jb. geol. B.-A.*, **130**, 153-161, Wien.

FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1992): Cretaceous flysch and pelagic sequences of the Eastern Alps: correlation, heavy minerals, and palaeogeographic implications. - *Cretaceous Research*, **13**, 387-403, London.

- GAUPP, R. H. (1980): Sedimentpetrographische und stratigraphische Untersuchungen in den oberostalpinen Mittelkreide-Serien des Westteiles der nördlichen Kalkalpen. - Veröff. Diss. Techn. Univ. München, 282 S., München.
- GÖTZINGER, G. (1951): Neue Funde von Fossilien und Lebensspuren und die zonare Gliederung des Wienerwald-Flysches. - Jb. Geol. B.-A., **94**, 223-272, Wien.
- GÖTZINGER, G. (1954): Flyschzone. - [In:] GRILL, R & KÜPPER, H.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien. - Geol. B.-A., 43-93, Wien.
- GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H. & VETTERS, H. (1952): Geologische Karte der Umgebung von Wien, 1:75 000. - Geol. B.-A., Wien.
- GRÜN, W., KITTLER, G., LAUER, G., PAPP, A. & SCHNABEL, W. (1972): Studien in der Unterkreide des Wienerwaldes. - Jb. Geol. B.-A., **115**, 103-186, Wien.
- HEKEL, H. (1968): Nannoplanktonhorizonte und tektonische Strukturen in der Flyschzone nördlich von Wien (Bisamberg). - Jb. Geol. B.-A., **111**, 293-338, Wien.
- HESSE, R. (1973): Flysch-Gault und Falknis-Tasna-Gault (Unterkreide): Kontinuierlicher Übergang von der distalen zur proximalen Flyschfazies auf einer penninischen Trogebene der Alpen. - *Geologica et Palaeontologica*, Sb. **2**, 1-90, Marburg.
- HOMAYOUN, M. (1995): Tonmineralogische Untersuchungen an Schichtgliedern der Rhenodanubischen Flyschzone. - Unveröff. Diss. Formal- u. Naturw. Fak. Univ. Wien, 172 S., Wien.
- HOMAYOUN, M. & FAUPL, P. (1992): Unter- und Mittelkreideflysch der Ybbsitzer Klippenzone (Niederösterreich). - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **38**, 1-20, Wien.
- HÖSCH, K. (1985): Zur lithofaziellen Entwicklung der Greifensteiner Schichten in der Flyschzone des Wienerwaldes. - Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 250 S., Wien.
- LAMMERER, B. (1986): Das Autochthon im westlichen Tauernfenster. - Jb. Geol. B.-A., **129**, 51-67, Wien.
- LEISER, M. (1995): Zur Geologie und Sedimentologie der Laaber Schichten-Gruppe im Wienerwald und im Untergrund des Wiener Beckens. - Unveröff. Diplomarb. Formal- u. Naturw. Fak. Univ. Wien, 102 S., Wien.
- LÜDIN, P. (1987): Flysche und tektonische Melanges im südpenninisch/unterostalpinen Grenzbereich (Arosa-Zone; Mittelbünden und Rätikon, Schweiz). - Unveröff. Inauguraldiss. Phil.-Naturw. Fak. Univ. Basel, 281 S., Basel.
- MÜLLER, A. (1987): Zur Lithofazies und Stratigraphie der Kahlenberger Schichten der Flyschzone des Wienerwaldes. - Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 195 S., Wien.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1972): Le torbiditi dell' Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. - *Mem. Soc. Geol. Italiana*, **11**, 161-199, Roma.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1975): Turbidite facies and facies associations. - IX Int. Congress of Sedimentology, Guide to field trip A-11, 21-36, Nice.
- NORMARK, W.R. (1978): Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments. - *Am. Ass. Petrol. Geologists Bull.*, **62**, 912-931, Tulsa.
- OBERHAUSER, R. (1980): Das Altpaläozoikum. - [In:] OBERHAUSER, R. (Hg.): *Der geologische Aufbau Österreichs*, 35-48, Wien (Springer Verl.).
- OBERHAUSER, R. (1995): Zur Kenntnis der Tektonik und Paläogeographie des Ostalpenraumes zur Kreide-, Paleozän- und Eozänzeit. - Jb. Geol. B.-A., **138**, 369-432, Wien.
- PAPP, A. (1962): Die Nummulitenfauna von Michlberg (Waschbergzone) und aus dem Greifensteiner Sandstein (Flyschzone). - *Verh. Geol. B.-A.*, **1962**, 281-290, Wien.
- PICKERING, K.T., STOW, D.A.V., WATSON, M. & HISCOTT, R.N. (1986): Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. - *Earth-Science Reviews*, **23**, 75-174, Amsterdam.

POBER, E. & FAUPL, P. (1988): The chemistry of detrital chromium spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. - *Geol. Rundschau*, **77**, 641-670, Stuttgart.

PREY, S. (1965): Neue Gesichtspunkte zur Gliederung des Wienerwaldflysches. - *Verh. Geol. B.-A.*, **1965**, 107-118, Wien.

PREY, S. (1968): Neue Gesichtspunkte zur Gliederung des Wienerwaldflysches (2. Fortsetzung). - *Verh. Geol. B.-A.*, **1968**, 155-171, Wien.

PREY, S. (1975): Neue Forschungsergebnisse über Bau und Stellung der Klippenzone des Lainzer Tiergartens in Wien (Österreich). - *Verh. Geol. B.-A.*, **1975**, 2/3, 1-25, Wien.

PREY, S. (1979): Der Bau der Hauptklippenzone und der Kahlenberger Decke im Raume Purkersdorf - Wienerwaldsee (Wienerwald). - *Verh. Geol. B.-A.*, **1979**, 205-228, Wien.

PREY, S. (1983): Die Deckschollen der Kahlenberger Decke von Hochrotherd und Wolfsgraben im Wienerwald. - *Verh. Geol. B.-A.*, **1982**, 243-250, Wien.

PREY, S. (1993): Die Flyschzone des Wienerwaldes. - [In:] PLÖCHINGER, B. & PREY, S.: *Der Wienerwald*, 2. Aufl., Sammlung Geol. Führer, **59**, 1-67, Berlin-Stuttgart (Gebr. Borntraeger).

RAMMEL, M. (1989): Zur Kenntnis der Flyschzone im Untergrund des Wiener Beckens. - *Die Glaukonit sandsteinserie*. - Unveröff. Diss. Form- u. Naturw. Fak. Univ. Wien, 149 S., Wien.

RINGHOFER, W. (1976): Sedimentologische und stratigraphische Untersuchungen in Hinblick auf Transport und Ablagerung in den altpaläogenen Anteilen der Laaber Teildecke (Hois- und Agsbachschichten). - Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 106 S., Wien.

SAUER, R., SEIFERT, P. & WESSELY, G. (1992): Guidebook to excursions in the Vienna Basin and the adjacent Alpine-Carpathian thrustbelt in Austria. - *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **85**, 1-264, Wien.

SCHNABEL, W. (1979): Geologie der Flyschzone einschließlich der Klippenzone. - Arbeitstagung der Geol. Bundesanstalt 1979, Blatt 71 Ybbsitz, 17-42, Wien.

SCHNABEL, W. (1992): New data on the Flysch Zone of the Eastern Alps in the Austrian sector and new aspects concerning the transition to the Flysch Zone of the Carpathians. - *Cretaceous Research*, **13**, 405-419, London.

SCHNABEL, W. (1993a): Bericht 1989-1991 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 57 Neulengbach. - *Jb. Geol. B.-A.*, **135**, 683-685, Wien.

SCHNABEL, W. (1993b): Bericht 1989-1991 über geologische Aufnahmen im Wienerwaldflysch auf Blatt 58 Baden. - *Jb. Geol. B.-A.*, **135**, 686-688, Wien.

SCHWIZER, B. (1984): Die Tristel-Formation. - Veröff. Inauguraldiss. Phil.-Naturw. Fak. Univ. Bern, 185 S., Bern.

SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R.J. (1988): Submarine fans: characteristics, models, classification, and reservoir potential. - *Earth-Science Reviews*, **24**, 383-428, Amsterdam.

TOLLMANN, A. (1965): Die Fortsetzung der Brianconnais in den Ostalpen. - *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **57**, 469-478, Wien.

TOLLMANN, A. (1985): *Geologie von Österreich*, Bd. 2. - 710 S., Wien (Deuticke).

TRÜMPY, R. (1988): A possible Jurassic-Cretaceous transform system in the Alps and the Carpathians. - *Geol. Soc. America, Spec. Pap.*, **218**, 93-109, Boulder.

WAGREICH, M. & FAUPL, P. (1994): Palaeogeography and geodynamic evolution of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Late Cretaceous, Eastern Alps, Austria). - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **110**, 235-254, Amsterdam.

WALKER, R.G. (1975): Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **86**, 737-748, Boulder.

WALKER, R.G. (1978): Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. - *Bull. Am. Ass. Petrol. Geologists*, **62**, 932-966, Tulsa.

WALKER, R.G. & MUTTI, E. (1973): Turbidite facies and facies associations. - In: MIDDLETON, G.V. & BOUMA, A.H. (Eds.): Turbidites and deep-water sedimentation, SEPM Short Course, 119-157, Anaheim.

WILDI, W. (1985): Heavy mineral distribution and dispersal pattern in Penninic and Ligurian flysch basins (Alps, northern Apennines). - *Giorale di Geologia*, **47**, 77-99.

WINKLER, W. & SACZKA, A. (1992): Sediment dispersal and provenance in the Silesian, Dukla and Magura flysch nappes (Outer Carpathians, Poland). - *Geol. Rundsch.*, **81**, 371-382, Stuttgart.

WINKLER, W. & SACZKA, A. (1994): A Late Cretaceous to Paleogene geodynamic model for the Western Carpathians in Poland. - *Geologica Carpathica*, **45**, 71-82, Bratislava.

WINKLER, W., WILDI, W., STUIJVENBERG, J. V. & CARON, Ch. (1985): Wägital-Flysch et autres flyschs penniques en Suisse Central.- *Stratigraphie, sédimentologie et comparaisons*. - *Eclogae geol. Helvetiae*, **78**, 1-22, Basel.

WOLETZ, G. (1962): Zur schwermineralogischen Charakterisierung der Oberkreide- und Tertiärsedimente des Wienerwaldes. - *Verh. Geol. B.-A.*, **1962**, 268-272, Wien.

ANHANG

Turbiditfazies-Klassifikation und Tiefseefächermodelle

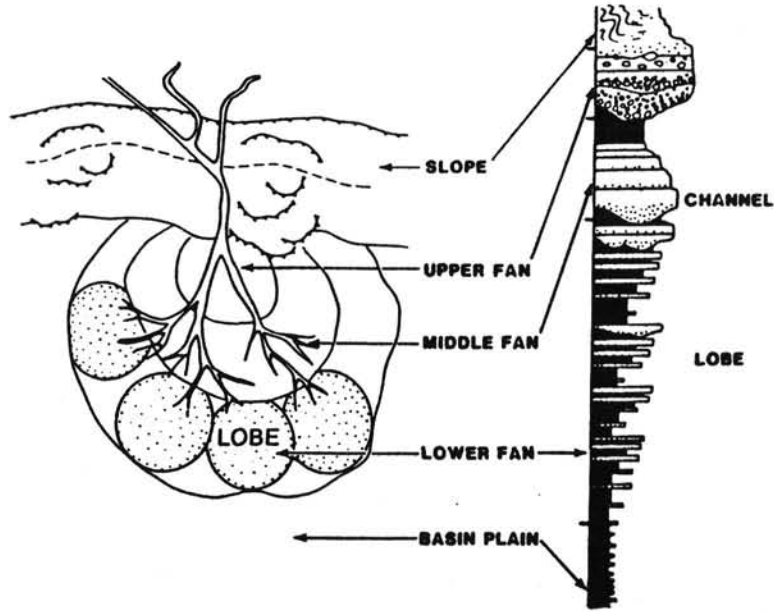
Lithofazielle Klassifizierungen von Tiefwassersedimenten basieren weitgehend auf den Publikationen von MUTTI & RICCI LUCCHI (1972, 1975). Zur Gliederung in Fazies A bis G wurden verschiedene Modifikationen vorgeschlagen (z. B. WALKER & MUTTI, 1973; WALKER, 1975). Die Faziesgliederungen wurden überwiegend von fossilen Ablagerungen abgeleitet. PICKERING et al. (1986) haben ein sehr detailliertes Klassifikationsschema erstellt, das auch die Erkenntnisse, die bei den Tiefseebohrungen im Bereich der Kontinentalränder gewonnen wurden, berücksichtigt (Abb. 7). In den Darstellungen zu den einzelnen Exkursionspunkten werden sowohl die Faziesgliederung von MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) als auch jene von PICKERING et al. (1986) verwendet. Beide Gliederungen haben sich bewährt, wenn auch in einzelnen speziellen Fällen Erweiterungen notwendig sein können. Ein von den erwähnten Gliederungen stark abweichendes Klassifikations-schema hat GHIBAUDO (1992) veröffentlicht.

Von den verschiedenen Tiefseefächermodellen (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975; NORMARK, 1978; WALKER, 1978) wird jenem von SHANMUGAM & MOIOLA (1988) der Vorzug gegeben (Abb. 8, 9), weil die Abgrenzung des *channel*-dominierten vom *lobe*-dominierten Sedimentationsbereich nomenklatorisch gut gelöst ist. Das "Sediment By-pass-Modell" von MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) wird hier als Spezialfall betrachtet.

<p>A Gravels, muddy gravels, gravelly muds, pebbly sands, $\geq 5\%$ gravel</p> <p>A1 Disorganized gravels, muddy gravels, gravelly muds and pebbly sands</p> <p>A1.1 Disorganized gravel</p> <p>A1.2 Disorganized muddy gravel</p> <p>A1.3 Disorganized gravelly mud</p> <p>A1.4 Disorganized pebbly sand</p> <p>A2 Organized gravels and pebbly sands</p> <p>A2.1 Stratified gravel</p> <p>A2.2 Inversely graded gravel</p> <p>A2.3 Normally graded gravel</p> <p>A2.4 Graded-stratified gravel</p> <p>A2.5 Stratified pebbly sand</p> <p>A2.6 Inversely graded pebbly sand</p> <p>A2.7 Normally graded pebbly sand</p> <p>A2.8 Graded-stratified pebbly sand</p> <p>B Sands, $\geq 80\%$ sand grade, $< 5\%$ pebble grade</p> <p>B1 Disorganized sands</p> <p>B1.1 Thick/medium-bedded, disorganized sands</p> <p>B1.2 Thin-bedded, coarse grained sands</p> <p>B2 Organized sands</p> <p>B2.1 Parallel-stratified sands</p> <p>B2.2 Cross-stratified sands</p> <p>C Sand-mud couplets and muddy sands, 20–80% sand grade, $< 80\%$ mud grade (mostly silt)</p> <p>C1 Disorganized muddy sands</p> <p>C1.1 Poorly sorted muddy sands</p> <p>C1.2 Mottled muddy sands</p> <p>C2 Organized sand-mud couplets</p> <p>C2.1 Very thick/thick-bedded sand-mud couplets</p> <p>C2.2 Medium bedded sand-mud couplets</p> <p>C2.3 Thin-bedded sand-mud couplets</p> <p>C2.4 Very thick/thick-bedded, mud-dominated, sand-mud couplets</p>	<p>D Silts, silty muds, and silt-mud couplets, $> 80\%$ mud, $\geq 40\%$ silt, 0–20% sand</p> <p>D1 Disorganized silts and silty muds</p> <p>D1.1 Structureless silts</p> <p>D1.2 Muddy silts</p> <p>D1.3 Mottled silt and mud</p> <p>D2 Organized silts and muddy silts</p> <p>D2.1 Graded-stratified silt</p> <p>D2.2 Thick irregular silt and mud laminae</p> <p>D2.3 Thin regular silt and mud laminae</p> <p>E $\geq 95\%$ Mud grade, $< 40\%$ silt grade, $< 5\%$ sand and coarser, $\leq 25\%$ biogenics</p> <p>E1 Disorganized muds and clays</p> <p>E1.1 Structureless muds</p> <p>E1.2 Varicoloured muds</p> <p>E1.3 Mottled muds</p> <p>E2 Organized muds</p> <p>E2.1 Graded muds</p> <p>E2.2 Laminated muds and clays</p> <p>F Chaotic deposits</p> <p>F1 Exotic clasts</p> <p>F1.1 Rubble</p> <p>F1.2 Dropstones and isolated ejecta</p> <p>F2 Contorted/disturbed strata</p> <p>F2.1 Coherent folded and contorted strata</p> <p>F2.2 Brecciated and balled strata</p> <p>G Biogenic oozes ($> 75\%$ biogenics), muddy oozes (50–75% biogenics), biogenic mud (25–50% biogenics) and chemogenic sediments, $< 5\%$ terrigenous sand and gravel</p> <p>G1 Biogenic oozes and muddy oozes</p> <p>G1.1 Biogenic ooze</p> <p>G1.2 Muddy ooze</p> <p>G2 Biogenic muds</p> <p>G2.1 Biogenic mud</p> <p>G3 Chemogenic sediments</p>
--	--

Abb. 7: Turbiditfazies-Klassifikation von PICKERING et al. 1986.

ANCIENT SUBMARINE FAN MODEL WITH ATTACHED LOBES



ANCIENT SUBMARINE FAN MODEL WITH DETACHED LOBES

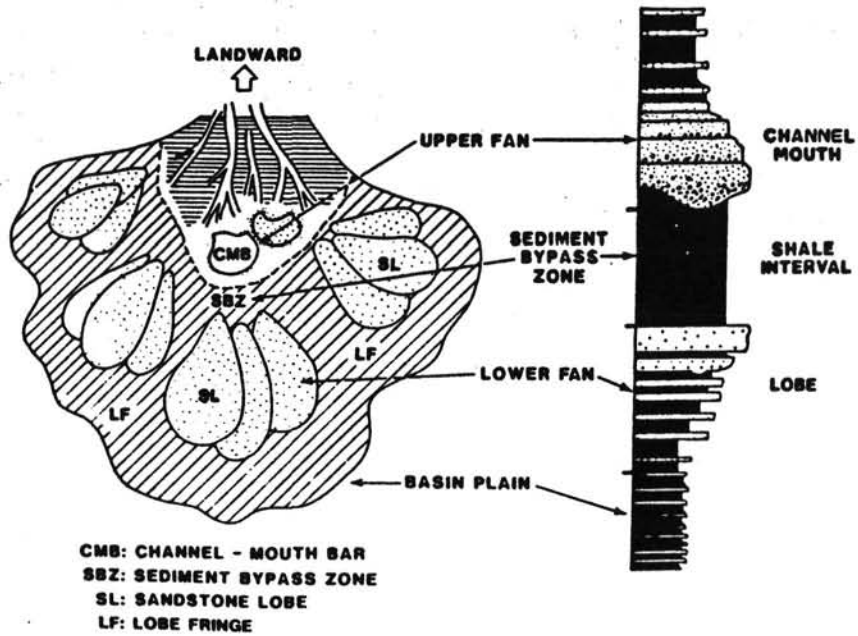


Abb. 8: Tiefseefächermodell von SHANMUGAM & MOIOLA, 1985 (A) und Modell mit Sediment By-pass von MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975 (B). Aus SHANMUGAM & MOIOLA, 1988, Fig. 15.

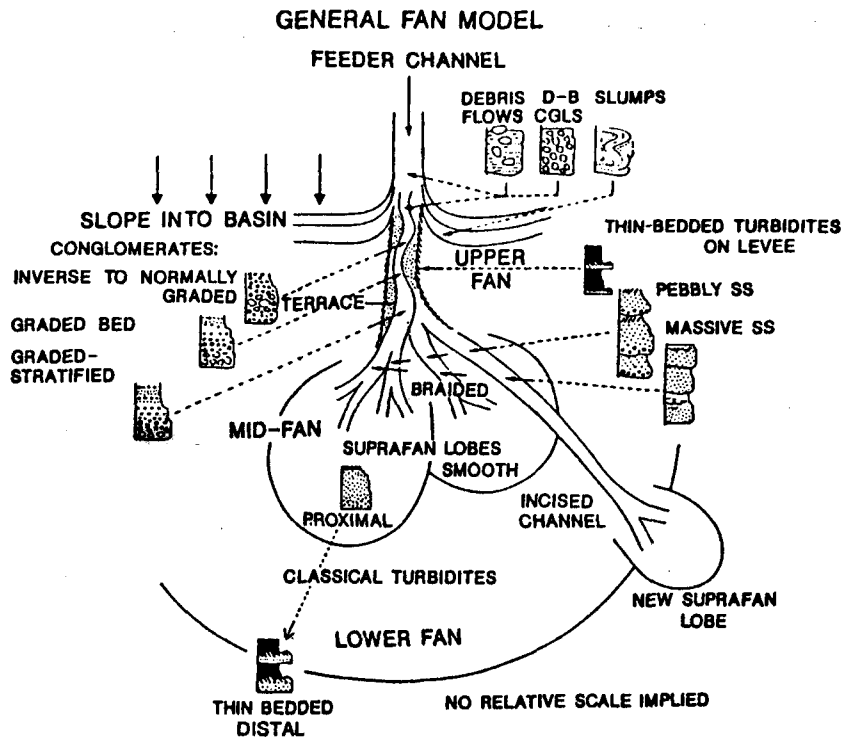


Abb. 9: Tiefseefächermodell von WALKER, 1978. Aus SHANMUGAM & MOIOLA, 1988, Fig. 15.

EXKURSIONSPUNKTE 1 - 7

STOP 1: Greifensteiner Schichten

Thema: Mächtige Rinnen- und dünnsschichtige Zwischenrinnensedimente eines proximalen Tiefseefächerbereiches

Lokalität: Aufgelassener Steinbruch des Strombauamtes in Höflein/Donau (früher "Hollitzer Steinbruch")

Stratigraphische Position: Untereozän

Tektonische Einheit: Greifensteiner Decke

Dieser für die Aufschlußverhältnisse im Wienerwald relativ große Steinbruch erschließt charakteristische Partien der Greifensteiner Schichten und gilt auch als ihr locus typicus. In letzter Zeit wurden diese Schichten und deren äquivalente Sedimente im Untergrund des Wiener Beckens (= "Glaukonitsandsteinserie") von HÖSCH (1985), RAMMEL (1989) und BESADA (in Vorber.) bearbeitet. Auf die Ergebnisse dieser Arbeiten wird hier weitgehend Bezug genommen.

Das untereoizäne Alter der Schichten dieses Steinbruches basiert auf Nummuliten, die als Komponenten in den groben Sandsteinen vorkommen (PAPP, 1962). Der Steinbruch erschließt insgesamt 125 Mächtigkeitsmeter. Die aufrecht liegenden Schichten fallen mit 20° nach SE ein. Nach lithofaziellen Gesichtspunkten läßt sich das Profil in drei Abschnitte gliedern (Abb.10).

Der *Liegendabschnitt*, der etwas über 55 m umfaßt, wird überwiegend von einer dickbankigen Tiefwasserkonglomeratfazies aufgebaut. Es handelt sich dabei um komponentengestützte Konglomerate mit einer überwiegenden Korngröße zwischen 5 und 20 mm (einzelne Gerölle bis Dezimeterbereich). Es treten sowohl ungradierte als auch gradierte Bänke auf, wobei normale und reverse Gradierung beobachtet werden kann. Die dickste Bank erreicht über 8 m. Manche Konglomeratbänke gehen im Hangenden in konglomeratische Sandsteine über. Amalgamationserscheinungen sowie das Auftreten von Rip-up clasts sind häufig anzutreffen. Ebenso finden sich Komponentenregelungen (Längsachsen parallel zur Strömung). Innerhalb der Bänke kann vereinzelt eine grobe Internschichtung beobachtet werden. Ein laterales Auskeilen einzelner Bänke ist festzustellen. Die Fazies des Liegendabschnittes entspricht nach MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) der Fazies A1 und untergeordnet B1. Nach PICKERING et al. (1986) sind die Ablagerungen überwiegend der Gruppe A2 (Organized gravels and pebbly sands) und besonders in den hangenden Partien der Fazies B2.1 (Parallel-stratified sands) zuzuordnen.

Der *mittlere Profilabschnitt* mit ca. 45 Mächtigkeitsmeter wird überwiegend von dicken Bänken massiger, meist ungradierter, mittel- bis grobkörniger Sandsteine bis konglomeratischer Sandsteine aufgebaut. Grobe interne Lamination sowie flachwinkelige Schrägschichtung sind vereinzelt zu beobachten. Rip-up clasts kommen so wie in den Konglomeraten häufig vor. Die dickste Bank erreicht 8 m, allerdings sind Amalgamationen nicht auszuschließen. An Sandsteinbänken dieses Abschnittes läßt sich ebenfalls ein Auskeilen beobachten. Sie weisen jedoch ein größere laterale Erstreckung auf als die Konglomeratbänke. Turbiditbänke (< 1 m) mit unvollständiger BOUMA-Abfolge (C1 nach MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975) sind in einem untergeordneten Ausmaß an diesem Profilabschnitt beteiligt. Der Hauptanteil läßt sich mit den Fazies B2.1 (Parallel-stratified sands) B2.2 (Cross-stratified sands) und A1.4 (disorganized pebbly sands) der Nomenklatur von

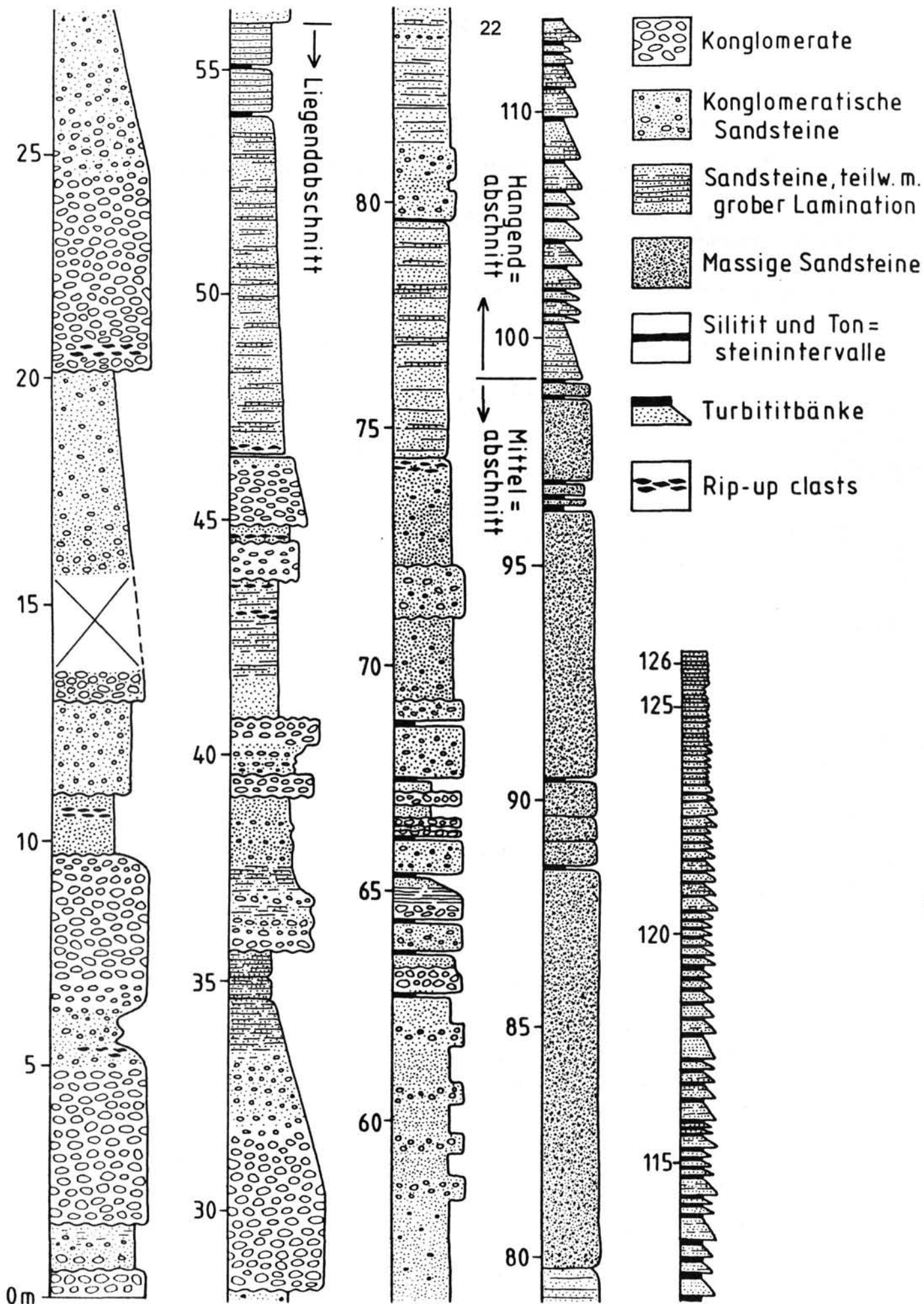


Abb. 10: Greifensteiner Schichten: Schematisches Profil aufgenommen im Steinbruch "Strombauamt" von A. BESADA.

PICKERING et al. (1986) vergleichen. Pelitische Intervalle spielen nur eine untergeordnete Rolle.

Feinkörnige Sandsteine mit ebener Lamination, Rippelschichtung, Convolute bedding und grauen Tonsteinintervallen prägen die "distale" Turbiditabfolge des *hangenden Profilabschnittes* (D1 und D2 nach MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975; C2.2 - Medium bedded sand-mud couplets, C2.3 - Thin-bedded sand-mud couplets nach PICKERING et al. 1986). Die Bänke erreichen bis zu 60 cm Dicke. Der Sand/Ton-Quotient ist >1 . Diesem Profilabschnitt ist eine intensive Bioturbation eigen, wobei besonders *Scolicia*-Fährten hervorzuheben sind.

Bei den feinerkörnigen Sandsteinen handelt es sich um Quarzarenite, die auch deutliche Glaukonitgehalte aufweisen können. Die gröberen Sandsteine entsprechen sublithischen Areniten und Subarkosen. Die Schwermineralspektren werden durch die stabilen Minerale Zirkon (50 %, 28-74), Turmalin (23%, 10-40) und Rutil (12%, 4-20) dominiert. Granat (8%, 2-17) und auch Staurolith (7%, 2-17) sind ebenfalls markant vertreten. Eine Untersuchung des klastischen Materials durch HÖSCH (1985) hat ergeben, daß vor allem kristallines Geröllmaterial der Böhmisches Masse vorliegt. Phyllite weisen besonders auf die Moravische Zone hin. An Bioklasten sind verschieden Großforaminiferen (Nummuliten, Assilinen, Discocyclinen, Alveolinen), Bivalvenschalen (Inoceramen, Ostreen, Pecten), Lithothamnien, Bryozoen, Echinodermenspat zu erwähnen. Von großem paläogeographischem Interesse sind Karbonatgesteinskomponenten. So finden sich Jurakalke und -Dolomite, die dem "Autochthonen Mesozoikum" im Untergrund der Molassezone gleichen. Daneben treten aber auch jurassische Tiefwasserkarbonate (mit Radiolarien, Saccocomen und Aptychen sowie fraglichen Calpionellen) auf, was darauf hindeutet, daß im Bereich des Liefergebietes der Übergang von jurassischer Seichtwasserentwicklung zu pelagischer Karbonatsedimentation (Aptychenkalkfazies) stattgefunden hat. Paläogenkalkgerölle (mit Lithothamnien, Bryozoen, Korallen, Großforaminiferen etc) lassen sich gut mit paleozänen und eozänen Kalken der Waschbergzone vergleichen.

Bei den Peliten handelt es sich um siltige Tonsteine, die neben Illit auch höhere Anteile an Kaolinit führen (Abb. 6). Begleitet werden sie von Chlorit, Smektit und Mixed Layer-Mineralen.

Das gesamte im Steinbruch erschlossene Profil läßt eine generelle Korngrößenabnahme gegen das Hangende erkennen. Die groben und dickbankigen Sedimente des liegenden und mittleren Profilabschnittes repräsentieren eine *komplexe Rinnenabfolge*, während die dünnbankige Turbiditserie im Hangenden einer *Damm-* bzw. einer *Zwischenrinnenfazies* entsprechen könnte. Auf Grund der relativ groben Sedimente und der entsprechend dickbankigen Turbiditfazies, aber auch wegen der großen Mächtigkeit von rund 100 m dürfte es sich um eine Rinnenfolge aus dem proximalen Bereich eines Tiefseefächers handeln. Gemeint ist eine jener Haupttrinnen, die direkt vom submarinen Canyon gespeist werden (vgl. Abb. 8, 9). Nach den Paläoströmungswerten (Kornregelungen, Flute casts) war dieses Rinnensystem NW - SE orientiert, der Materialtransport erfolgte nach SE. Als Transportmechanismen für die Rinnensedimente kommen in erster Linie kohäsionslose Debris flows mit laminarem Fließverhalten und hochkonzentrierte Suspensionsströme in Frage, während die dünnbankige Turbiditfazies aus niedrigkonzentrierten, turbulenten Suspensionsströmen (turbidity currents) abgelagert wurde.

STOP 2: Wolfpassinger Schichten

Thema: Distale Kalkturbidite

Lokalität: Aufgelassener Steinbruch bei der Dopplerhütte, südlich von Königstetten

Stratigraphische Position: Unterkreide

Tektonische Einheit: Nordrandzone

In diesem Steinbruch sind stratigraphisch liegende Anteile der Wolfpassinger Schichten erschlossen. Ihre enge, nordvergente Verfallung um E-W-streichende Achsen dokumentieren den Deformationsstil der Nordrandzone (Abb. 11). Erschlossen ist hier eine dünnsschichtige Turbiditserie bestehend aus einer Wechselfolge von überwiegend feinkörnigen Kalkarenit-Bänken und Tonmergellagen. Vereinzelt treten auch Kalksandsteine- und Mikritkalkbänkchen auf. Die Dicke der Kalkarenit-Bänke liegt bei 15 - 50 cm, jene der Pelitlagen zwischen 15 und 30 cm (SAUER et al., 1992). In den Kalkareniten sind vereinzelt auch Hornsteinlagen zu beobachten.

Bei den Kalkareniten handelt es sich um Biopelsparite mit einem geringen siliziklastischen Komponentenanteil, wobei sandschalige Foraminiferen (z. B. *Ammodiscus*, *Glomospira*), neben Echinodermenspat besonders hervortreten. PREY (1993) berichtet über eine kleinwüchsige Mikrofauna mit Hedbergellen, rotaliiden Kalkschalern, Trocholinen und Radiolarien. An Nannofossilien wird *Nannoconus steinmanni* erwähnt (Unterkreide). Die von SAUER et al. (1992) mitgeteilten 2 Schwermineralproben mit Dominanz der stabilen Minerale (Zirkon 55 %) stimmen gut mit den von GRÜN et al. (1972) aus den Wolfpassinger Schichten mitgeteilten Daten überein.

Die höheren Schichtanteile der Wolfpassinger Schichten, deren stratigraphische Reichweite bis ins untere Alb belegt ist, sind derzeit nicht erschlossen. Wie die Untersuchungen von GRÜN et al. (1972) jedoch gezeigt haben, sind diese stratigraphisch höheren Abschnitte wesentlich pelitreicher, teilweise aber auch sandsteinreicher entwickelt. Es konnten auch weitere kalkarenitische Horizonte, ähnlich diesem Aufschluß, beobachtet werden.

Die Stellung der Nordrandzone mit den Wolfpassinger Schichten wird von verschiedenen Autoren sehr unterschiedlich dargestellt. So werden die Wolfpassinger Schichten als ursprünglich stratigraphische Basis der Greifensteiner Decke interpretiert (vgl. SAUER et al., 1992). ELIAS et al. (1990) weisen auf mögliche fazielle Beziehungen zu Schichtgliedern am Nordrand der Magura-Decke hin, während SCHNABEL (1992) enge fazielle Beziehungen zur Silesischen Decke der Westkarpaten diskutiert.

Ausblick vom Parkplatz der Dopplerhütte: In nördlicher Richtung erkennt man den morphologischen Anstieg der Flyschzone sowie die vorgelagerte Subalpinen Molassezone bestehend aus Schichten des Eggenburgiens. Daran schließt die Molassezone mit Schichtgliedern des Ottnangiens und die quartären Sedimente der Donauebene des Tullner Feldes an. Nördlich der Donau ist bei guten Sichtverhältnissen die markante Geländestufe des Wagrams zu erkennen und der sanfte Anstieg der Böhmisches Masse. Die kristallinen Gesteine der Böhmisches Masse sinken nach Süden unter die Sedimente der Molassezone und unter den Alpenkörper. Die OMV-Bohrung *Mauerbach 1a* in der Greifensteiner Decke, ca. 5 km südlich dieses Aussichtspunktes gelegen, traf bis 2364 m Gesteine der Flyschzone und bis 3038 m Tiefe die subalpine und autochthone Molassezone an. Nach Durchbohrung von autochthonem Jura wurde in 3457 m Tiefe das Kristallin der Böhmisches Masse erreicht. Ca. 42 km südlich dieses Aussichtspunktes wurde durch die OMV-Bohrung *Bern-*

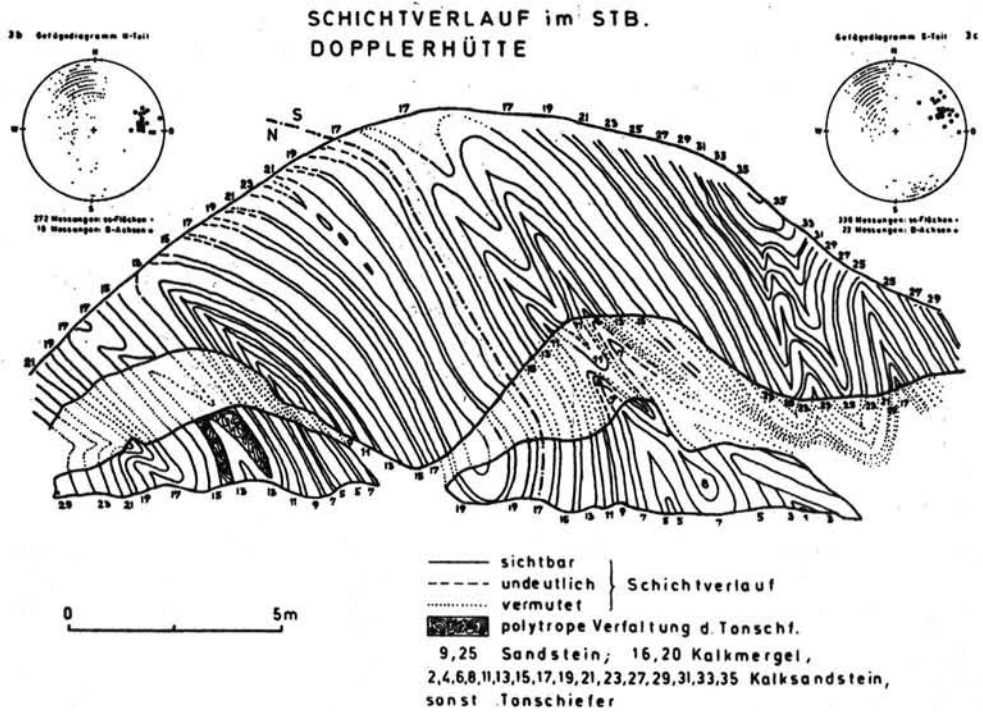
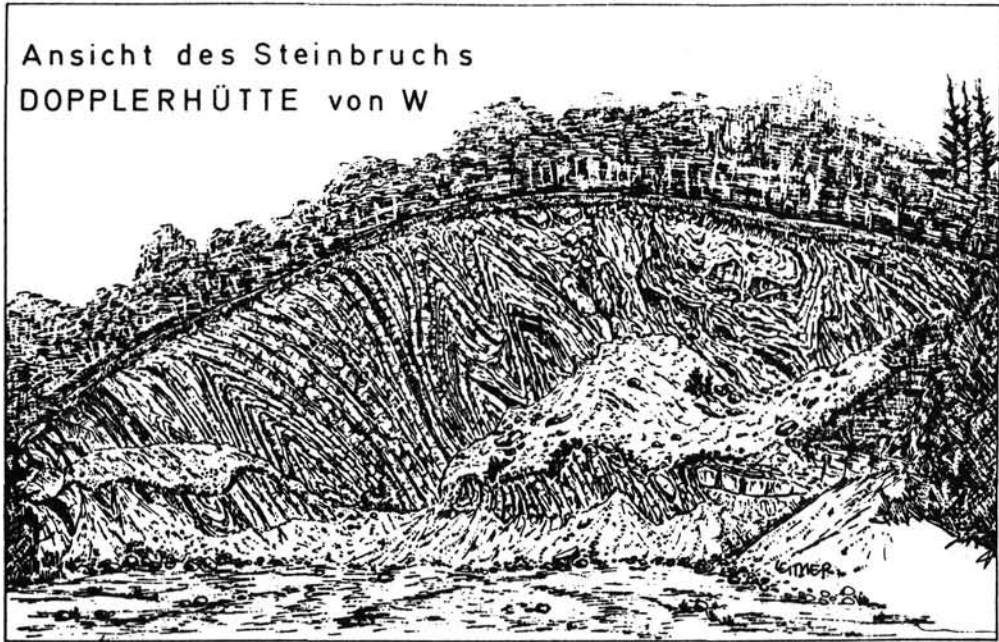


Abb. 11: Wolfpassinger Schichten: Ansicht des Steinbruches Dopplerhütte und Verlauf der turbiditischen Bänke. Aus BERTLE, 1970, Abb. 2 und 3.

dorf 1, die innerhalb der Kalkalpen angesetzt wurde, das Kristallin der Böhmisches Masse in 5945 m Tiefe angetroffen (BRIX & SCHULTZ, 1993).

STOP 3: Kahlenberger Schichten

Thema: Kalkreiche Turbiditsedimentation im Bereich einer Beckenebene

Lokalität: Steinbruch im Dambachgraben, Purkersdorf

Stratigraphische Position: höheres Campan

Tektonische Einheit: Kahlenberger Decke

Die Kahlenberger Schichten sind in diesem Aufschluß in typischer Weise entwickelt. Die aufrecht liegenden Schichten fallen mit 10 bis 50° nach NE ein. Über die Kahlenberger Schichten, die eine kalkreiche Flyschentwicklung repräsentieren, liegt eine detaillierte sedimentologische Bearbeitung durch MÜLLER (1987) vor, auf die hier weitgehend Bezug genommen wird. Faziell stehen sie der Zementmergelerde der Greifensteiner Decke sehr nahe.

Klassische "distale Turbidite" bilden mit über 80 Mächtigkeits-% die häufigste Turbiditfazies dieses Schichtgliedes. Die durchschnittlich 20 bis 30 cm dicken überwiegend feinkörnigen Kalksandsteinbänke setzen mit dem BOUMA-Abschnitt Tb (ebene Lamination) oder Tc (Rippelschichtung und convolute bedding) ein. Nur ganz selten sind Ta-Abschnitte zu beobachten. Nach MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) entspricht dies der Fazies D1 und D2 bzw. C2, während diese Turbidite im Klassifikationsschema von PICKERING et al. (1986) der Fazies C2.2 (Medium bedded sand-mud couplets), C2.3 (Thin-bedded sand-mud couplets) und D2.1 (Graded-stratified silt) zuzuordnen sind. Der Karbonatgehalt der Mergel der Te-Abschnitte liegt, mit starken Schwankungen, im Durchschnitt bei 50 % CaCO₃.

Calclutit-Bänke mit einem Karbonatgehalt bis zu 90 % CaCO₃ bilden eine eigenständige Fazies. Sie führen einen hohen Anteil an Schwammnadeln. Das mikritische Karbonat scheint sich weitgehend von Coccolithen herzuleiten. Eine Gradierung läßt sich unter dem Rasterelektronenmikroskop nachweisen. An der Basis der Bänke ist mitunter ein eben laminiertes Abschnitt erhalten, während im Hangenden der Bänke oft eine starke Bioturbation zu beobachten ist. Es handelt sich um sogenannte "Schlammturbidite" (D3, MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975; E1.1 - structurless biogenic mud, PICKERING et al., 1986). Diese Calclutit-Bänke repräsentieren am ehesten "pelagische Turbidite".

Olivgrüne Tonsteinintervalle sind relativ häufig am Top der beiden vorhergehenden Faziestypen zu beobachten. Ihre durchschnittliche Dicke beträgt 1,5 cm und ihr Karbonatgehalt liegt unter 5 % CaCO₃, so daß sich ein ausgeprägter Karbonatsprung zum Te-Abschnitt des Turbidits ergibt. Diese Partien werden als hemipelagische Intervalle interpretiert, die auf eine Ablagerungstiefe unterhalb des Calcit-Kompensationsniveaus hinweisen.

Eine weitere Fazies der Kahlenberger Schichten, die allerdings nicht in diesem Aufschluß beobachtet werden kann, sondern nur im östlichen Bereich der Kahlenberger Decke auftritt, bilden siliziklastika- und tonreichen "Mürbsandsteinen" (friable sandstones). Diese Fazies ist nicht mit der BOUMA-Abfolge zu beschreiben. Die Bänke führen häufig Rip-up clasts und zeigen grobe Lamination (Scherlamination) sowie multiple grading. In der Faziesnomenklatur von PICKERING et al. (1986) sind sie der Fazies B1.1 (Thick/medium-

bedded, disorganized sands) und untergeordnet A1.4 (Disorganized pebbly sands) zuzuordnen. Nach MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) entsprechen diese Bänke der Fazies B und A1.

Helminthoiden und Chondriten sind für die Kahlenberger Schichten besonders typische Ichnofossilien.

Flute casts an der Basis der Bänke dieses Aufschlusses belegen Paläoströmungen in Richtungen NW- bis NNW, während die parting lineation im Tb-Abschnitt WNW - ESE streicht. Die Leeblätter von Strömungsrippeln weisen nach Westen.

Die Sandsteine zeigen eine hybride Zusammensetzung mit stark wechselndem Karbonatgehalt. In der Schwermineralführung herrscht Granat (durchschnittlich 66 %) vor. In den westlichen Bereichen der Kahlenberger Decke tritt jedoch Zirkon etwas in den Vordergrund, wie hier im Dambachgraben, mit 32 % gefolgt von Granat (27 %). Weitere Schwerminerale sind Apatit, Turmalin, Rutil, Staurolith sowie Spuren von Chloritoid, Chromspinell und Hornblende. Nach MÜLLER (1987) lassen sich die Unterschiede in der Schwermineralführung zwischen östlichen und westlichen Bereichen auf Korngrößeneffekte zurückführen. Ein derartiger E-W-Trend wird auch in der Tonmineralverteilung sichtbar (Abb. 6). In östlichen Abschnitten konnten neben Illit auch beträchtliche Mengen an Smektit, Kaolinit und Chlorit nachgewiesen werden, während im Westen der Kahlenberger Decke außer Illit nur noch Mixed Layer-Minerale zu beobachten waren. Dieser E-W-Trend macht sich auch in den Bankmächtigkeiten bemerkbar. So sind die einzelnen Turbiditintervalle, aber auch die hemipelagischen Intervalle, im Osten etwas dicker entwickelt als im Westen.

In den Kahlenberger Schichten konnten keine auffallenden Bankmotive beobachtet werden. Es wird daher unter Berücksichtigung der distalen Faziesmerkmale auf eine Sedimentation in einer Beckenebene unterhalb der Calcit-Kompensationsgrenze geschlossen. MÜLLER (1987) war in der Lage die Häufigkeit der turbiditischen Ereignisse mit einem Ereignis pro 3500 - 4000 Jahre abzuschätzen. Für die hemipelagischen Intervalle konnte er eine Sedimentationsrate von 2-3 cm/1000 a ermitteln.

STOP 4: Agsbachschichten

Thema: Schlammreiche Sedimentation im Randbereich eines Tiefseefächers im Übergang zur Beckenebene

Lokalität: Alter Steinbruch an der Straße Preßbaum - Klausenleopoldsdorf, ca. 1 km SW der Häuser von Agsbach

Stratigraphische Position: Unter- bis Mitteleozän

Tektonische Einheit: Laaber Decke

Der Aufschluß, der als locus typicus gilt, zeigt die pelitreiche Entwicklung dieses Schichtgliedes. Die hier vorherrschenden dunkelgrauen, siltigen Tonsteine bis schwach kalkigen Tonsteine erscheinen bis auf wenige Bioturbationsmerkmale strukturlos. An ebenfalls dunklen Sandsteinlagen ist die steilstehende E-W-streichende Schichtung zu erkennen. Eine ausgeprägte N-S-streichende Kluftchar täuscht eine Schichtung vor. Mittels Nannofloren ist Unter- bis Mitteleozän belegt (PREY, 1993).

Die Entwicklung der Agsbachschichten wird generell durch die Turbiditfazies D2 und D3 (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975) beherrscht. Demnach handelt es sich überwiegend um

Turbidite mit fehlendem BOUMA-Abschnitt Ta, die durch ebene Lamination, Rippelschichtung wie auch Convolute bedding charakterisiert sind. Im Falle der Fazies D3 besteht der Turbidit fast ausschließlich aus dem Pelitintervall Te. Nach PICKERING et al. (1986) entsprechen die Ablagerungen überwiegend der Fazies C2.3 bis C2.4 (Thin-bedded sand-mud couplets; Thick-bedded, mud-dominated sand-mud couplets) sowie vereinzelt der Gruppe D2 (Organized silts and muddy silts). Untergeordnet konnte LEISER (1995) auch dickere turbiditische Sandsteinbänke mit einem Ta-Intervall beobachten (C2 nach MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975; C2.2 - Medium bedded sand-mud couplets nach PICKERING et al., 1986). Aus Bohrloch-Logs vom Flyschuntergrund des Wiener Beckens konnte LEISER (1995) einen Sand/Ton-Quotienten von ca 0.25 ermitteln, wobei der Liegendabschnitt der Agsbachschichten etwas sandreicher entwickelt ist (RINGHOFER, 1976).

Eine Untersuchung der pelitischen Gesteine der Agsbachschichten durch HOMA-YOUN (1995) hat zwei Typen erkennen lassen: (1) Hellere, graugrüne Tonmergel mit Karbonatgehalten bis max. 45 % CaCO₃. Diese sind durch Übergänge mit den Sandsteinen verbunden. Es handelt sich daher um turbiditische Pelitintervalle (Te). (2) Dunkelgraue Tonsteine mit einem Karbonatgehalt von < 10 % CaCO₃ dürften teilweise hemipelagischen Intervallen entsprechen. Es wird daher angenommen, daß die Sedimentation der Agsbachschichten unterhalb der Calcit-Kompensationsgrenze des Beckens erfolgt ist. In der Tonmineralzusammensetzung bestehen zwischen den beiden Pelittypen keine Unterschiede. Es dominiert Illit, gefolgt von Chlorit. In einzelnen Proben finden sich geringe Kaolinitgehalte sowie Mixed Layer-Minerale (Abb. 6).

Die von LEISER (1995) obertags und an Bohrungen durchgeführten Untersuchungen haben keine deutlichen Bankmotive erkennen lassen, so daß in Verbindung mit häufig vorkommenden hemipelagischen Intervallen für die Agsbachschichten eine Ablagerung am äußeren Rand eines Tiefseefächers, im Übergang zur Beckenebene angenommen werden kann.

STOP 5: Hoisschichten

Thema: Siliziklastische Tiefwassersedimentation im äußeren Bereich eines Tiefseefächers

Lokalität: Kleiner, aufgelassener Steinbruch beim Hof Hois, an der Straße Altenmarkt/Triesting nach St. Corona am Schöpfl.

Stratigraphische Position: Höheres Paleozän

Tektonische Einheit: Laaber Decke

Die Hoisschichten dieses Aufschlusses, der nach PREY (1965) als locus typicus fungiert, liegen im Südschenkel der breiten Mulde von St. Corona, die in ihrem Kern die Agsbachschichten führt. Die Schichten liegen aufrecht und fallen mit 70° nach NW ein.

Es handelt sich um mittel- bis grobkörnige turbiditische Sandsteinbänke mit dünnen, grauen pelitischen Intervallen (Ton bis Tonmergel). Bankamalgamationen sind zu beobachten. Turbiditfazies C1 nach MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) ist vorherrschend. Im Fazieschema von PICKERING et al. (1986) entsprechen sie überwiegend der Fazies C2.1 (Very thick/thick bedded sand-mud couplets) und C2.2 (Medium bedded sand-mud couplets). Der Sand/Ton-Quotient liegt nach Auswertung von Bohrloch-Logs bei >2 (LEISER, 1995).

Die quarzarenitischen Sandsteine sind kalkig zementiert. Sie führen normalerweise sehr wenig Feldspat (Mikroclin>Plagioklas) und wenige lithische Fragmente. Glaukonit tritt vorzugsweise in feinerkörnigen Sandsteinen hervor. Bioklasten sind selten (vereinzelte Nummulitenfunde, GÖTZINGER, 1951). Die Schwermineralführung wird nach den Untersuchungen von LEISER (1995) von Zirkon (30 %, 20 - 60) dominiert, wie dies für paläogene Flysche der Rhenodanubischen Flyschzone kennzeichnend ist (WOLETZ, 1962). Turmalin kann an die Zirkongehalte heranreichen. Begleitet werden diese stabilen Minerale von Granat (18%, 1-45). Daneben treten noch Rutil und Apatit auf. Wie LEISER (1995) feststellen konnte, nehmen die stabilen Minerale gegen das stratigraphisch Hangende auf Kosten von Granat zu.

Im Bereich dieses Aufschlusses sind Paläoströmungen aus Osten zu beobachten, während im Nordschenkel dieser Mulde Paläoströmungsrichtungen aus NE nachgewiesen wurden (LEISER, 1995). Obwohl in diesem Aufschluß keine ausgeprägten Bankmotive zu beobachten sind, konnte LEISER (1995) vor allem bei der Analyse von Bohrloch-Logs thickening and coarsening upward-Sequenzen feststellen, wie sie für depositional lobes typisch sind. Daneben fanden sich untergeordnet Bankmotive, die flachen Rinnenfüllungen entsprechen (thinning and fining upward). Auf Grund dieser Bankmotive kann für die Hoisschichten der äußere Abschnitt eines Tiefseefächers (Modell nach SHANMUGAM & MOIOLA, 1988) als Sedimentationsbereich angenommen werden. Die vereinzelt Rinnenfolgen weisen jedoch auf die Nähe des mittleren Fächerbereiches hin. Der proximale Abschnitt des Tiefseefächers wird auf Grund der Paläoströmungsdaten im NE vermutet.

STOP 6: Kaumberger Schichten

Thema: Im Bezug auf Sauerstoffgehalt wechselnde turbiditische Sedimentationsbedingungen im Bereich einer Beckenebene

Lokalität: Aufschluß an der Straße zwischen Altenmarkt/Triesting und St. Corona a. Schöpl

Stratigraphische Position: Santon-Campan

Tektonische Einheit: Laaber Decke

Der Aufschluß zeigt die Kaumberger Schichten in ihrer typischen Ausbildung. Als besonders kennzeichnend gilt das Auftreten roter Tonsteine. Es lassen sich in den Kaumberger Schichten zwei Entwicklungen unterscheiden, die miteinander wechsellagern und die von FAUPL (1976) als "Rotfazies" und "Grünfazies" bezeichnet wurden. Den in Abb. 12 dargestellten Bankprofilen ist zu entnehmen, daß es sich bei diesem Schichtglied generell um eine dünn-schichtige Turbiditabfolge handelt. So weisen die Sandsteinbänke der "Rotfazies" durchschnittlich 3,5 cm (max. 15 cm) Dicke auf, während in der "Grünfazies" 5,5 cm (max. 25 cm) beobachtet wurden. Aus über 22 Bankprofilen verschiedener Lokalitäten konnte ein Sand/Ton-Quotient von 1 ermittelt werden.

Es treten nur "distale Turbidite" ohne BOUMA-Abschnitt Ta auf. Ca. 35 % der Turbidite beginnen mit einem Tb-Intervall. Sie sind der Turbiditfazies D1 (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975) bzw C2.3 (Thin-bedded sand-mud couplets, PICKERING et al., 1986) zuzuordnen. Flache Flute casts an der Basis der Bänke finden sich relativ häufig.

In der "Rotfazies" folgt sehr häufig über einer turbiditischen Psammitbank ein graugrüner siltiger Tonmergel (bis 25 % CaCO₃). Darüber setzen mit scharfem Kontakt ein

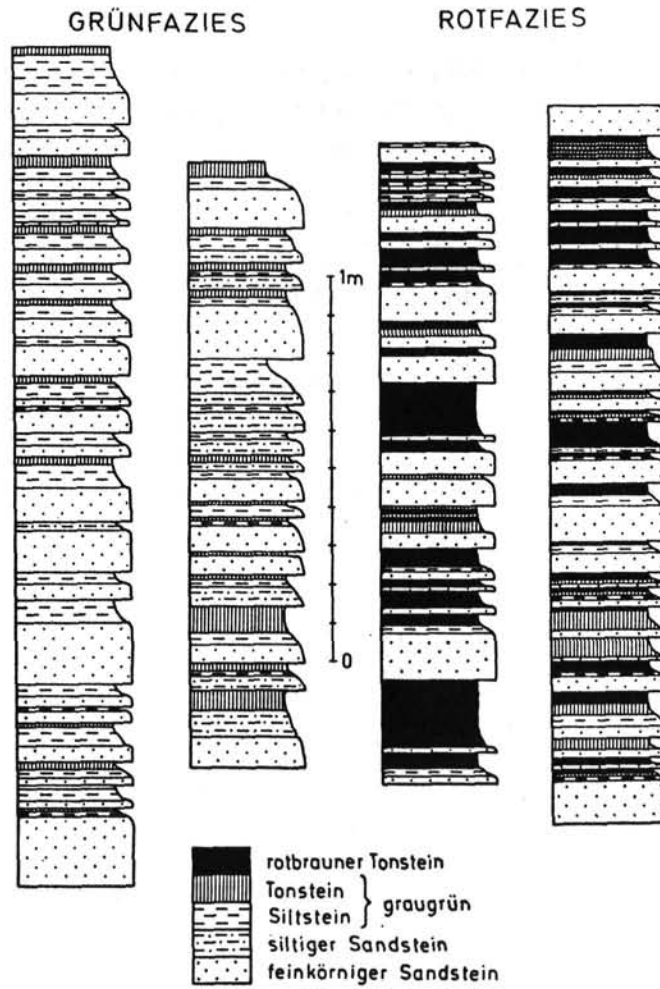


Abb. 12: Kaumberger Schichten: Charakteristische Bankprofile der Rot- und Grünfazies. Aus FAUPL, 1976, Abb. 1.

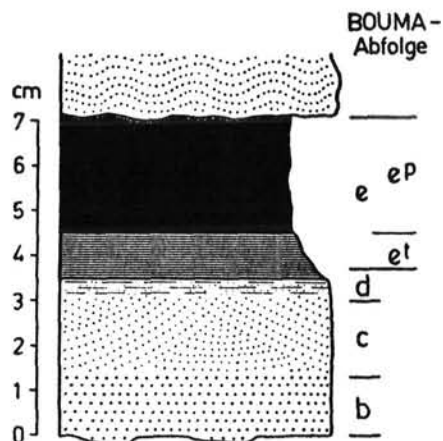


Abb. 13: Kaumberger Schichten: Ideale Turbiditbank der Rotfazies. e^T-Abschnitt graugrün, e^P-Abschnitt rotbraun. Aus FAUPL, 1976, Abb. 2.

weitgehend kalkfreier rotbrauner Tonstein (bis 3 % CaCO_3) ein (Abb. 13). Während es sich bei den graugrünen Megeln um das Te-Intervall des Turbidits handelt, werden die rotbraunen Tonsteine als Hemipelagite interpretiert. Die Karbonatfreiheit der Hemipelagite weist auf Ablagerungstiefen unter der lokalen Calcit-Kompensationsgrenze hin, die rotbraune Farbe auf ein oxisches Bodenwassermilieu und eine geringe Sedimentationsrate. Manchmal treten in rotbraunen Tonsteinpartien Zentimeter-dünne (1- 3 cm), rippelgeschichtete grüne Feinsandbänkchen mit scharfem Liegend- und Hangendkontakt auf. Möglicherweise handelt es sich bei diesen dünnen, gradierten Psammitlagen mit scharfem Top um nachträglich durch Bodenströmungen (? Konturenströme) überarbeitete distale Turbidite.

In der "Grünfazies" sind nur die graugrünen turbiditischen Pelitintervalle (Te) deutlich abzugrenzen. Wahrscheinlich repräsentieren grüne Tonsteine, die sich jedoch nicht so klar wie die roten Tonsteine vom Te-Intervall unterscheiden lassen, ebenso hemipelagische Abschnitte.

Bei den Feinsandsteinen handelt es sich um ein Gemisch aus karbonatischen, überwiegend bioklastischen, und siliziklastischen Komponenten. Glaukonit erreicht manchmal höhere Anteile. Die Schwermineralführung wird hauptsächlich von Zirkon (50 %), Turmalin (28 %) und Rutil (14 %) bestimmt. Apatit, Granat und Chromspinell treten in untergeordneten Gehalten auf (WOLETZ, 1962; FAUPL, 1975). Die detritischen Chromspinelle sind auf Grund ihrer chemischen Zusammensetzung von ophiolithischen Körpern (Typ I-Peridotiten, DICK & BULLEN, 1984) herzuleiten. Etwa die Hälfte der Chromspinell ist durch markante TiO_2 -Gehalte gekennzeichnet, was auf Kumulus-Spinelle hinweist (POBER & FAUPL, 1988).

Das sedimentäre Environment der Kaumberger Schichten entspricht am ehesten dem Bereich einer Beckenebene unterhalb der Calcit-Kompensationsgrenze mit geringer turbiditischer Sedimentationsrate und einem fluktuierenden Sauerstoffgehalt im Bodenwassermilieu, so daß sich zeitweise oxidierte (rote) Tonsteinfolgen als Hemipelagite entwickeln konnten. Möglicherweise haben Tiefenströmungen an der Aufrechterhaltung des oxischen Milieus Anteil. Die "Grünfazies" scheint höhere turbiditische Sedimentationsraten zu repräsentieren, wobei hemipelagische Sedimentanteile in dieser Fazies eine untergeordnete Rolle spielen dürften. Die Fazies der Kaumberger Schichten könnte den aktiven Randbereich eines distalen Tiefseefächersystems markieren. Die für die Kaumberger Schichten typische Wechselfolge von "Rot-" und "Grünfazies" kann einerseits durch die Migration und/oder Progradation eines aktiven Fächerrandes erklärt werden, oder aber durch das Auftreten von periodisch aktiven bodennahen Strömungen, die auf das Redox-Milieu einen Einfluß ausgeübt haben. Auf Grund von zahlreichen Paläoströmungsdaten läßt sich das eigentliche Schüttungszentrum für die Kaumberger Schichten im Nordwesten beheimaten (FAUPL, 1975).

STOP 7: Kaumberger Schichten

Thema: Distale Turbidite im Bereich einer Beckenebene; Hinweis auf Konturenströme

Lokalität: Prallhang des Triesting-Flusses beim Gehöft Hofstätter

Stratigraphische Position: ?Campan (Position nahe Hangendgrenze)

Tektonische Einheit: Laaber Decke

In diesem Aufschluß zeigen sich die Kaumberger Schichten in ihrem charakteristischen Deformationsstil. Die intensive Bruch- und Faltungsdeformation ist für stratigraphische und sedimentologische Studien sehr hinderlich. Wegen des überaus deutlichen Unterschiedes im Deformationsstil von Kaumberger Schichten und Laaber Schichten-Gruppe, aber auch wegen einer Reihe von stratigraphischen Ungereimtheiten im Grenzbereich dieser beiden Schichtglieder vermutet SCHNABEL (1993a) in den Kaumberger Schichten ein eigenständiges tektonisches Stockwerk.

Bezüglich der lithofaziellen Entwicklung und Interpretation wird auf die Erläuterungen zu Stop 6 verwiesen. Zentimeter-dünne, glaukonitführende Sandsteinlagen mit scharfem Top und Basis, innerhalb der "Rotfazies", werden auf die Wirkung von Kontourenströmen zurückgeführt.