



Zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie des Ostalpenraumes zur Kreide-, Paleozän- und Eozänzeit

RUDOLF OBERHAUSER*)

14 Abbildungen

Dem früh verstorbenen Werner FUCHS gewidmet

Österreichische Karte 1 : 50.000

Blätter 58-61, 65, 71, 75-78, 94-96, 105, 110, 111, 113, 117, 123, 124, 127, 134, 144, 151-153, 156, 169, 170, 196-203

Österreich
Ostalpen
Kreide
Alttertiär
Tektonik
Paläogeographie

Inhalt

Zusammenfassung	370
Abstract	373
1. Einleitung	375
1.1. Allgemeines	375
1.2. Zur Frage der stratigraphischen Zuordnungen	375
1.3. Zur Frage der stratigraphischen Bezeichnungen	375
2. Übersicht	376
2.1. Vorbemerkungen	376
2.2. Die Zeit vor der Vorgosauischen Deckenstapelung	378
2.3. Die Zeit nach der Vorgosauischen Deckenstapelung	378
2.4. Die Eozänzeit	379
2.5. Nachbemerkungen	380
3. Die Vorgänge in der Kreide- und Paleozänzeit	380
3.1. Im Zeitabschnitt Berrias-Valang-Hauterive-Unterbarreme	380
3.1.1. Das nördliche Vorland	382
3.1.2. Das Penninikum	383
3.1.3. Das Ostalpin	384
3.2. Im Zeitabschnitt Mittelbarreme-Unterapt	384
3.2.1. Das nördliche Vorland	384
3.2.2. Das Penninikum	384
3.2.3. Das Ostalpin	386
3.3. Im Zeitabschnitt Oberapt-Alb	386
3.3.1. Das nördliche Vorland	386
3.3.2. Das Penninikum	388
3.3.3. Das Ostalpin	388
3.4. Im Zeitabschnitt Cenoman-Turon	389
3.4.1. Das nördliche Vorland	389
3.4.1.1. Der spätere Untergrund der Vorland-Molasse	389
3.4.1.2. Der im jüngeren Tertiär hochgeschürfte Vorlandanteil	392
3.4.2. Das Penninikum	392
3.4.3. Das Ostalpin	393
3.5. Im Zeitabschnitt Coniac-Santon-Campan-Maastricht-Paleozän	395
3.5.1. Das nördliche Vorland	395
3.5.1.1. Der spätere Untergrund der Vorland-Molasse	395
3.5.1.2. Der im jüngeren Tertiär hochgeschürfte Vorlandanteil	400
3.5.2. Das Penninikum	401
3.5.3. Das Ostalpin	403
3.5.3.1. Der kalkalpine Bereich	403
3.5.3.1.1. Von Vorarlberg bis Salzburg	403
3.5.3.1.2. Von Salzburg bis Wien	404

*) Anschrift des Verfassers: Dr. RUDOLF OBERHAUSER, Marxergasse 36/2/6/30, A-1030 Wien.

3.5.3.2. Der zentralalpine Bereich	405
3.5.3.2.1. Die Vorkommen in der Steiermark	405
3.5.3.2.2. Die Vorkommen in Kärnten	406
3.5.4. Zum intragosaischen Ereignis und seinen Auswirkungen	406
4. Die Vorgänge in der Eozänzeit	407
4.1. Zur Zeit des Untereozän	407
4.1.1. Das nördliche Vorland	407
4.1.2. Das Penninikum	409
4.1.3. Das Ostalpin	411
4.1.3.1. Der kalkalpine Bereich	411
4.1.3.2. Der zentralalpine Bereich	411
4.2. Zur Zeit des Mitteleozän	412
4.2.1. Das nördliche Vorland	412
4.2.2. Das Penninikum	414
4.2.3. Das Ostalpin	415
4.3. Zur Zeit des Obereozän	415
4.3.1. Das nördliche Vorland	417
4.3.1.1. Der spätere Untergrund der Vorlandmolasse	417
4.3.1.2. Der im jüngeren Tertiär hochgeschürfte Vorlandanteil	417
4.3.2. Der tektonisierte Alpenkörper	418
4.4. Im Jüngeren Tertiär	420
5. Beziehungen der Wärmegegeschichte zur Paläogeographie und Tektonik	420
5.1. Im Helvetikum und Penninikum zur Kreide- und Paleozänzeit	420
5.2. Im Kalkalpin zur Kreide und Paleozänzeit	420
5.3. Im Zentralalpin zur Kreide- und Paleozänzeit	421
5.4. Zur Eozän–Oligozänzeit	423
6. Rückbesinnung und Ausblick	423
Literatur	424

Zusammenfassung

Über den Ostalpenraum führten Oberjura-, Kreide-, bis Eozän-zeitlich tiefmeerische Verbindungswege vom Nordatlantik in die vergehende Paläo- und in die entstehende Neotethys. Diese Verbindungswege werden als Penninikum definiert. Sie wurden im Rahmen nachfolgend zu erörternder paläotektonischer und paläogeographischer Veränderungen im Ostalpenraum nach und nach reduziert und schließlich verschlossen. Flachmeere blieben noch bis ins jüngere Tertiär übrig.

Abb. 1 diene einem allgemeinen Überblick. Sie demonstriert, mit dem Turon-zeitlichen vorgosaischen Ereignis beginnend, einige Ortslagen der Stirn des Ostalpinen Deckengebäudes während ihrer West- und Nord-gerichteten Durchquerung und Abdeckung des Penninikums. Für ihre späte Nordwanderung ergeben sich im Westen, dokumentiert in Flyschen der Feuerstätter Klippenzone oder im Wägital-Flysch, aber auch im Osten, dokumentiert im Wienerwald-Flysch, vom Unter- zum Mittel- und Obereozän Verzögerungen bei der Abdeckung der Flysch- und Klippenräume. Obereozän-zeitlich kollidiert dann der Ostalpen-Körper mit der europäischen Plattform.

Der penninische Raum wurde ab dem mittleren Jura durch Ozeanisierungs-Vorgänge geöffnet. Dabei wurden sowohl von der Ostalpinen als auch von der Europäischen Plattform Krusten-Segmente abgedrängt und waren auch vielfach Transform- und Seiten-Verschiebungen wirksam. So figurieren die abgespaltenen Krusten-Segmente dann als von Südwesten nach Osten verlaufende Reihen und teilen den Raum in ein Nord-, Mittel-, und Südpenninikum.

Wir bemühen uns im Rahmen dieser Arbeit, Argumente für eine Einordnung des Rhenodanubikums zwischen zwei dieser Reihen und damit ins Mittelpenninikum zu finden. Die Reihe südlich des Rhenodanubikums wäre eine Falknis-Tasna-Pieniden-Hochzone; jene nördlich davon, als vermutete Verbindung der Schamser Klippen mit der Silesischen Kordillere, die „Rhenodanubische Nordschwelle“. Für das Südpenninikum wird, neben einer ursprünglich größeren Breite, auch in größerem Umfang eine Beteiligung von ozeanischer Kruste vermutet als für das Nordpenninikum. Letzteres wird als Valais Trog bezeichnet. Ihm werden große Teile der Bündner Schiefer Graubündens zugeordnet, und für sie dann über solche des Tauernfensters und die Flysche der Laaber Decke des Wiener Waldes eine Verbindung zum Silesikum der Nordkarpaten vermutet.

Verursacht durch ab der mittleren Kreide-Zeit einsetzende Subduktions-Vorgänge am östlichen bis südlichen Rand des Südpenninikums, und damit verbundene Seiten-Bewegungen relativ zu ihm und zur Europäischen Plattform, bildeten sich in Stirnbereichen der ostalpinen Plattform immer wieder Anlagerungs-Keile aus. In diese wurden auch Obdukte aus großen Tiefen eingeschlichtet. Auch in den von Seitenverschiebungen betroffenen Gebieten mögen Obduktionen erfolgt sein.

Diese Vorgänge begleitend, und namentlich vom Maastricht zum Paleozän auch unterbrechend, schufen isostatische Ausgleich-Bewegungen auch immer wieder Erosionsgebiete.

So betraf zu Zeiten verstärkter Subduktion die Erosion eher die erst-genannten Bereiche mit Obdukten (Liefergebiete für Schwerminerale wie Chromspinell und selten auch Alkali amphibol), zu Zeiten verstärkter relativer Subduktionsruhe eher die letzt-genannten größerflächigen Hebungsgebiete mit Altkristallin-Anteilen, welche u.a. Granat lieferten. Ersteres von der Mittleren Kreide zum Untercampan, letzteres Maastricht–Paläozän-zeitlich, oder auch im jüngeren Oligozän.

Alle Darstellungen der Ortslagen in den Abbildungen erfolgen in einem, je nach Platzbedarf, veränderten Maßstab. Auf diese Weise zeigt Abb. 2 dann die Zeit des Valang, Abb. 3 jene des Hauterive, Abb. 4 jene des Mittelbarreme bis Unterapt, Abb. 5 des Oberen Alb mit der nun einsetzenden Westbewegung, Abb. 6 des Mittleren bis Oberen Cenoman, Abb. 7 des Mittleren bis Oberen Turon, Abb. 8 des Oberconiac–Untersanton, Abb. 9 des Untercampan, und Abb. 10 des Maastricht. Tertiär-zeitlich werden die Verhältnisse im Mittleren und Oberen Paleozän mit Abb. 11 dargestellt, im Untereozän die sich nun vollziehende Vergenz-Wende von Westen nach Norden mit Abb. 12, das Mitteleozän mit Abb. 13 und das Obereozän mit Abb. 14.

Im Zeitabschnitt Berrias bis Unterbarreme (vgl. Abb. 2, 3) waren innerhalb der Ostalpinen Plattform Hochgebiete, mit Anteilen von Obdukten aus der Paläotethys-Sutur, entstanden und liefern Schutt in umliegende Meeresräume, so auch nach Norden in jene der Roßfeldschichten. Im Ostalpin dominierten sonst Aptychenschichten, welche nach oben vermergeln. Im penninischen Raum sind meist in Bezug zu Böschungen Grobklastika nachweisbar, sonst aber Neokomflysche, z.T. in Palombini-Fazies, vorherrschend. Auch für größere Anteile metamorpher Bündner Schiefer kann Neokom-Alter wahrscheinlich gemacht werden, so evtl. für die Kaserer Serie im Tauernfenster. In den karpatischen Fortsetzungen des Penninikums setzt im Silesikum mit dem Hauterive in den Teschener Schichten ein basischer Vulkanismus ein. Auf der Europäischen Plattform zeigt das Helvetikum Oolithkalke, Bioklastika-reiche Kalke, kieselige Kalke und namentlich im Valang–Unterhauterive Kondensations-Vorgänge mit Glaukonit- und Phosphorit-Bildung. Weiter auswärts auf der Plattform dominieren Mergel.

Im Zeitabschnitt Mittelbarreme bis Unterapt (vgl. Abb. 4) sind, bei sonst noch gleich bleibender Paläogeographie, von dickschaligen Muscheln und auch von Großforaminiferen, wie Orbitolinen, bewohnte Flachwasser-Räume auffällig. Auf die Orbitolinen sei nicht nur darum hingewiesen, weil sie am Aufbau des für das nördliche Helvetikum kennzeichnenden Schrattekalkes in Urgon-Fazies Anteil haben, sondern vielmehr, weil diese, auch gegen Metamorphose widerstandsfähigen Leitfossilien nun weitem in die Flyschräume geliefert werden. Dort fallen sie dann, turbiditisch sedimentiert, in den kalkigen „Tristelkalk“-Bänken allgemein auf. So in den Klippengebieten Graubündens, aber auch in ursprünglich umrahmenden, oft Bündner-Schiefer-metamorphen Flyschen, aber auch im Rhenodanubikum.

Geröll- und Schwermineral-Lieferungen von der Paläotethys-Sutur her halten an und sind im Pieniden-Umraum auffällig.

Im Zeitabschnitt Oberapt–Alb (vgl. Abb. 5) bestimmt eine allgemein gestörte Kalksedimentation den Sediment-Charakter. So auch mit Quarziten und dunklen, tonigen Schiefen in den tiefermeerischen Flyschräumen des Rhenodanubikums, wobei eine Bank-zu-Bank-Korrelation zum Falknis-Tasna-Bereich ein Naheverhältnis zu den dort grobklastischeren, schwelennäheren Flyschen herzustellen ermutigt. Hinweise auf Vulkanismus ergeben sich für die nördlicheren Karpaten weiterhin mit den Tescheniten, aber auch in der Arosazone im Rätikon. Zudem ins Oberalb radiometrisch eingestuft ist ein basanitische Vulkanismus in den westlichen Kalkalpen. Da jedoch ein aus großer Tiefe aufsteigender Vulkanismus dieser Art bei gleichzeitigen Subduktions-Vorgängen im Umraum nicht möglich sein soll, entstehen Probleme. Dies, weil hier für die gleiche Zeit eine Relativ-Bewegung an einer listrischen Fläche zwischen Allgäu- und Lechtal-Decke angenommen wird, wobei beide Decken schon vorher ihren stratigraphischen Untergrund verloren haben müssen. Nachfolgend versiegeln die Branderfleckschichten. Sonst folgen weiterhin siliziklastisch-mergelig den Tannheimer die Losensteiner Schichten mit exotischen Konglomeraten nach. Ebenso gibt es Hinweise auf einen basanitischen Vulkanismus in der Krížna-Decke in den Karpaten.

Im Helvetikum wird nach einem Tieferlegen der Schrattekalk-Plattform, Oberapt–Alb-zeitlich, die Garschella-Formation abgelagert. Sie besteht aus kalkarmen Glaukonitsandsteinen mit zwischenlagernden, Phosphoritknollen-führenden Ammonitenbänken, welche langandauernde Sedimentations-Stillstände beweisen.

Im Zeitabschnitt Cenoman–Turon (vgl. Abb. 6, 7) wird im Nordpenninikum des Westens im Prätigau die kalkig-mergelige Pfävisgrat-Serie sedimentiert, der weiter nach Osten auch metamorphe Anteile der Bündner Schiefer entsprechen könnten; im Wienerwald setzen in der Laaber Decke die Kaumberger Schichten ein, mit möglichen Fortsetzungen ins Silesikum der Karpaten. Auf die ganze Länge des Rhenodanubikums wird vermutlich aus Altkristallin-Arealen der Rhenodanubischen Nordschwelle, sich Ost–West gerichtet anlagernd und namentlich im Westen mächtig, der Reiselberger Sandstein geschüttet. Erstmals differenziert sich nun im Valais-Becken der Prätigauflysch mit Zirkon gegen das Rhenodanubikum mit Granat als vorherrschendem Schwermineral.

Auf den von turbiditischen Sedimentation nicht erreichten Hochpositionen im Unterostalpin und auf den intrapenninischen Schwellen im Westen ist das Einsetzen von Couches rouges auffällig, im Falknis-Tasna-Bereich Gaultflysch nachfolgend, im Sulzfluhbereich jedoch diskordant über Gaultflysch. Im Südpenninikum schließt Chromspinell-reicher Verspala Flysch an.

In Oberbayern werden die zur kalkalpinen Randschuppe gehörigen und im Turon mit Konglomeraten einsetzenden Trattenbachschichten vermeldet, die nach Süden mit den Branderfleckschichten in Beziehung stehen. Letztere erweisen sich mit einem sehr eigenständigen Schwermineral-Spektrum mit Chromspinell und Alkali amphibolen als sehr auffälliges Element. Verbindet es ja Anteile der Arosazone Vorarlbergs über die klassischen Lokalitäten im Kalkalpen-Randbereich in Bayern und den Walsberger-Flysch am Salzachufer, sowie, weiter nach Osten, Turon-zeitliche Erosionsrelikte unter der Coniac-zeitlichen Gosaubasis-Transgression, mit dem Bereich der Maninzone der Karpaten. Die diesen Raum beliefernden Obdukte aus Serpentiniten und Blauschiefern können einerseits als an Seitenverschiebungs-Flächen im nördlichen Kalkalpen-Randbereich, oder als beim Westschub innerhalb des Akkretionskeils hochgeschürft betrachten werden. Andererseits aber auch als Relikte der Paläotethys-Sutur weiter im Süden.

Eher nordvergent ausgerichtet und vom tieferen Untergrund losgeschürft, stapeln sich Turon-zeitlich die Kalkalpen-Decken, mit teilweise bis ins Turon aufsteigenden Schichtsäulen; dies während der Sedimentation der Branderfleckschichten.

Ebenso, aber eher westvergent ausgerichtet, und wahrscheinlich auch Turon-zeitlich, individualisieren sich innerhalb der Ostalpinen Plattform vom Ortler zu den Unterengadiner Dolomiten und weiter durch die östlichen Zentralalpen bis in den steirischen Raum weitere Deckenkörper, die Altkristallin + Paläozoikum + Trias + Jura + Kreide (im Westen bis ins Turon aufsteigend) beinhalten.

Ein durch radiometrische Befunde für die Unterkreide-Zeit nachgewiesener erhöhter Wärmefluß erfaßte die Grauwackenzone und südliche Kalkalpenanteile in ihrer ganzen Länge und bewirkte zunehmende Anchimetamorphose. Ähnliches gilt für den ostalpinen Anteil der Zentralalpen, wo auch höhere Metamorphose-Werte vorkommen. Durch die Turon-zeitlich kulminierende geodynamische Aktivität wird zugleich mit dem Ostalpenkörper auch die in ihm vorher aufgestiegene Wärmefront tektonisch zerlegt, und nachfolgend in Schuppungen sowie Decken- und/oder Seitenverschiebungstransporte einbezogen.

Am äußeren nördlichen Schelf greifen in Bayern Cenoman–Turon-zeitliche sandig-glaukonitische Bildungen im Molasseuntergrund und darüber hinaus weit ins Vorland aus. Ebenso in Ober- und Niederösterreich, dort auch schon in die später hochgeschuppte Waschberg-Zone einbezogen. Im Helvetikum des Westens sind sich weiter draußen am Schelf entwickelnde, schon Couches-rouges-ähnliche Seewerkalke überliefert. Weiter nach Osten zeigt sich in den Flyschfenstern, teilweise schon unter CCD abgelagert, die Buntmergelserie und im Donaudurchbruch die Spillerner Einheit.

Im Zeitabschnitt Coniac–Santon–Untercampan (vgl. Abb. 8, 9) läßt in den Flyschräumen die gröberklastische Sedimentanlieferung deutlich nach. Dies gilt sowohl für nördlichere Flyschräume als auch für das Rhenodanubikum. Ein gemeinsames Vorkommen des Schwerminerals Chromspinell in den Kaumberger Schichten der Laaber Decke des Wienerwaldes und im Silesikum der Karpaten spricht für ein gemeinsames Liefergebiet im Alpen-Karpaten-Verbund.

Im südpenninischen Bereich scheint im Ostalpenraum durch ein subduktionsbedingtes Heranrücken des Ostalpins an die intrapenninischen Schwellen keine Sedimentation mehr möglich zu sein. Auf letzteren bleibt die Couches-rouges-Fazies zumindest im Westen, aber auch in den Pieniden, weiterhin erhalten. Auch auf dem äußeren Schelf der Europäischen Plattform werden Mergel abgelagert und weiter küstenwärts glaukonitische Bildungen.

Im Rahmen der fortschreitenden, Subduktions-bedingten Konsumation des Südpenninischen Raumes wandert die intern tektonisierte Ostalpine Plattform weiter westwärts. Dabei fallen in mehr internen Teilen unter Festland-Bedingungen Erosion und limnisch-paralische Sedimentation, in externen, namentlich nördlichen Teilen marine Mergel, aber auch Rudisten-Riffe auf. Im Untercampan entwickeln sich im Kalkalpenraum größere Meerestiefen, und ein Radiolarien-Niveau könnte einen dem vorgosauischen tektonischen Höhepunkt subsequenten Vulkanismus andeuten.

Die Rudistenfazies wandert nach Süden und etabliert sich in der Zentralalpinen Gosau Kärntens und der Steiermark, mit engen Beziehungen nach Ungarn. Dieser möglicherweise südlich der Paläotethys-Sutur einzuordnende Faziesraum wird von Chromspinell-Liefergebieten, welche die nördliche Gosau bis in die Untercampan-Zeit versorgen, nicht bedient.

Zur Zeit des Obercampan–Maastriicht–Paleozän (vgl. Abb. 10, 11) nehmen wir weitgehende Subduktionsruhe an. Daher kontrollieren die Kräfte der Isostasie die Landformung. Sie sorgen einerseits für tiefermeerische Sedimentations-Bedingungen und für große Mächtigkeiten nun wieder eher gröberklastischer Flysche im nördlichen Penninikum. So auch im diesseits seiner Nordschwelle positionierten Rhenodanubikum und in den anschließenden, ophiolithisch unterlegten nördlichen Kalkalpenanteilen. Andererseits sorgt die Isostasie auch weiter im Osten und Süden für ein Hochsteigen dort zusammengeschopter, leichter Ostalpin-Gesteine.

So entsteht infolge einer durch ca. 25 Millionen Jahre anhaltenden, relativen Subduktionsruhe eine weitgehend ortsfeste Böschung. Diese verbindet einen Turbidit-beschickten tiefermeerischen Raum im vorher tektonisch sehr aktiven penninisch-ostalpinen Grenzbereich hinauf zu einer östlich und südlich anschließenden Plattform.

Hier setzt weiter im Osten und Süden massiv Erosion ein und greift bis auf das kurz vorher grünschieferfaziell metamorphosierte Altkristallin hinunter. Sie beliefert mit dem Schwermineral Granat nicht nur die nördliche Flyschgosau, sondern auch bis ins tiefe Paleozän hinein mit großen Mächtigkeiten und Schüttungsrichtungen aus dem Osten das Rhenodanubikum, wobei eigenartigerweise der Ablagerungsraum der Laaber Decke kaum bedient wird.

So erkennen wir auf der Ostalpinen Plattform einen äußeren Schelf mit Globotruncanen-Mergeln und einen inneren Schelf mit Großforaminiferen-Vorkommen (Orbitoiden etc.). Durch beide Fazies-Bereiche führen Rinnen, durch die von einem in der Gosau Kärntens nachweisbaren Obermaastricht–Paleozän-zeitlichen Festland Schutt geliefert wird. Diesem Festland dürfte Paleozän-zeitlich auch der ungarische Raum zu größeren Teilen zuzurechnen sein.

Schon in der älteren Paleozänzeit entwickelt sich dann auf dem Orbitoiden-Schelf jenes aus dem Klippenraum der Karpaten bis in die westlichen Kalkalpen sich ursprünglich erstreckende Korallen-Lithothamnien-Rotalien-Saumriff aus hellen Kambühelkalken. Gleichzeitig folgen nach Norden in den Mergeln des äußeren Schelfs und nach Westen in Mergeln in Nachbarschaft zu den Couches rouges der intrapenninischen Falknis-Sulzfluh-Plattform, wie in diesen, im Sinne der Zeitenwende der Kreide-Tertiär-Grenze, den Globotruncanen unvermittelt die Globorotalien nach.

Auf der Europäischen Plattform zieht sich das Meer etwas nach Süden zurück, und im Obercampan–Maastricht sind Kleinforaminiferen-reiche Mergel verbreitet. Eine Großforaminiferen-reiche Fazies (Discocyclinen, Nummuliten) setzt erst im Paleozän ein, wobei Lithothamnienkalke, wie sie im Helvetikum vorkommen, durchaus an die Kambühelfazies am Schelf südlich jenseits des Flyschmeeres erinnern können. Ebenfalls Paleozän-zeitlich wird im Molasseuntergrund eine NW- bis NNW-streichende, Störungen verursachende Tektonik wirksam, welche als Ankündigung der im Süden bald wieder einsetzenden westvergente Tektonik verstanden werden kann.

Zur Zeit des Untereozän (vgl. Abb. 12) erfolgt im Rhenodanubikum, bestens dokumentiert mit dem Greifensteiner Sandstein im Wienerwald, die Schuttlieferung nicht mehr vom karpatischen, bzw. transdanubischen Anteil des Ostalpinen Festlandes her, sondern, nach dem Umschwung der Schwermineralspektren von Granat auf Zirkon, angezeigt innerhalb des Paleozäns, vielleicht von der Rhenodanubischen Nordschwelle, oder in untermeerischen Schluchten durch diese hindurch, vom Böhmischem Massiv her.

Offensichtlich werden nun im Süden mit dem Ende des Paleozäns ost- bis südabführende Subduktionsvorgänge wirksam. Dadurch wird jenes das ostalpine Festland säumende Kambühel-Riff rasch zerstört, und es etabliert sich, in den mittleren und westlichen Kalkalpen und bis nach Kärnten ausgreifend, auf unruhigem Untergrund ein durch starke Fazieswechsel seiner Sedimente charakterisierbares Meer: teils Planktonforaminiferen-reiche Mergel, teils Nummulitenkalke, teils Flysch-artige Bildungen. Nachweise des Schwerminerals Chromspinell im Zentralalpinen Bereich und ab dem Mitteleozän auch in den westlichen Kalkalpen können auf ein Wiederaufleben von Obduktions-Phänomenen zur Untereozänzeit hinweisen. Offensichtlich rückt nun die Ostalpine Plattform rasch westwärts vor und deckt die vor ihrer Front absinkende und daher mit Flyschsedimenten zugeschüttete werdende Sulzfluh-Tasna-Falknis-Hochzone ab. Diese Front akkretioniert zugleich westliche Teile des Rhenodanubikums und bedrängt, zusammen mit ihm, seine Nordschwelle. Dabei wird aber ihre Westfortsetzung, die Hochzone von Schams, noch nicht einbezogen. Diese Vorgänge werden durch einen nördlich davon in einer Tiefenrinne erfolgenden Überschiebungs-Ansatz unterstützt. Beweise dafür liefert eine vom Paleozän zum Untereozän anhaltende tiefmeerische Sedimentation, wie sie durch eine Sedimentation kalkfreier roter Tone in die Feuerstätter Klippenzone überliefert ist.

Aus diesem Überschiebungs-Ansatz heraus wird dann nach der Vergenz-Wende nach Norden die Überschiebung der Flyschräume Graubündens, mit Arblatsch-, Prätigau-, Triesener Flysch und Fortsetzungen nach Osten ins Unterengadiner Fenster und weiter in die Tauern(?) eingeleitet. Und dies ohne größere Akkretionen! Ebenso auch, ohne daß die West- und Südwest-Fortsetzungen im Valais-Trog, oder im Wägital-, Gurnigel- oder Schlierenflysch-Ablagerungsraum zunächst voll mitbetroffen wurden.

Folgend Hinweisen in den östlichen Ostalpen und in Ungarn entwickeln sich zur Untereozän-Zeit nachfolgend den paleozän-zeitlichen Verlandungs-Ereignissen terrestrische Verhältnisse mit Bauxitbildung, letzere dokumentierbar in Transdanubien.

Am nördlichen Schelf sind Mergel mit Plankton-Foraminiferen und mehr küstenwärts auch Nummuliten-reiche glaukonitische Sandsteine vertreten. Sie sind oft durch Erz rot gefärbt.

Zur Zeit des Mitteleozän (vgl. Abb. 13) hat sich im Ostalpenraum die Nordvergenz voll durchgesetzt, und dies wird nicht nur im Bereich des Ostalpen-Westendes, sondern auch an ihrem Ostende auffällig. So setzt im Wienerwald das kalkalpine Deckengebäude, bei Zurückbleiben der karpatischen Fortsetzungen, zum Schub in Richtung Vorland an. Es überwältigt den sich in tonmergeliger Fazies bis Salzburg fortsetzenden Ablagerungsraum des Greifensteiner Sandsteins und rückt an die Rhenodanubische Nordschwelle heran. Nördlich von ihr wird im Bereich der Laaberdecke bis ins Obereozän weiter sedimentiert werden, wie auch in den karpatischen Fortsetzungen.

Von der Traisen bis ins östliche Bayern ist nicht nur im Rhenodanubikum sondern auch im Bereich des tektonischen Kontaktes zum Helvetikum kein Mitteleozän-Flysch auffällig. Ein solcher könnte sich aber, die Sedimentation im Nordpenninikum abschließend – sei er heute nicht metamorph oder metamorph unter den Kalkalpen – oder noch weiter im Süden als Teil überfahrener Bündner Schiefer finden.

Im Bereich des Ostalpen-Westendes werden vom Ostalpenkörper die im Untereozän abgesunkenen Mittelpenninischen Schwellen und große Teile der anschließenden Flyschräume mit olisthostromatischen Eingleitungen unter Wildflyschbildung, jedoch ohne größere Akkretionen überquert. Da jedoch im Wägitalflysch noch weiter sedimentiert wird, wird sein Sedimentationsraum und der vermutlich anschließende Klippenraum von Schams erst später erfaßt.

So sehen wir im Rahmen des Zuschubs des Penninikums zwei schrittweise enger zusammenrückende Plattformen: die nördliche als teilweise verkarstetes Festland mit Bohnerz und, südlich davor, einen Nummulitenschelf mit Glaukonitbildung. Weiter draußen einen äußeren Schelf mit einem Plankton-Foraminiferen-Schalen beschickten Mergelgürtel, in den vom Restflyschmeer her Turbidite einfingern.

In Richtung Karpaten wird der tiefermeerische Raum mit Flyschsedimentation breiter. Dabei sehen wir dort, wo das Böhmisches Massiv den Kontinentalrand bildet, zwischen ihm und dem Laaber-Decken-Ablagerungsraum, den weitgehend Turbidit-freien, tiefermeerischen Ablagerungsraum der Buntmergelserie, von der Mittelkreide- bis in die Eozänzeit persistierend. Nach Süden folgt der aktive Kontinentalrand der Ostalpinen Plattform mit akkretioniertem Rhenodanubikum.

Dort müssen, vielleicht im Rahmen eines Umfunktionierens von Seiten-Verschiebungen in Überschiebungs-Flächen, Obduktions-Ereignisse stattgefunden haben. Diese belegen nun einsetzende Chromspinell-Lieferungen in den westlichen Kalkalpen. Dort und über der Gosau in Kärnten aus dem Untereozän aufsteigend, wird, bei zeitlich und örtlich rasch wechselnden Meerestiefen, wiederum turbiditisch, aber auch Plankton-Foraminiferen-reich mergelig sedimentiert, ebenso entwickelten sich Nummulitenschelf-Bildungen. Diese greifen nun auch transgressiv in Richtung Ungarn aus, wo ja marines Paleozän–Untereozän nach der neuesten Literatur nicht vorzukommen scheint.

So finden sich im karpatisch-ungarischen Raum, neben den marinen Ablagerungen, Belege dafür, daß Festland-Bereiche weiter vorkommen, wie z.B. Grobklastika, Süßwasser-Ablagerungen mit Kohle etc. Ebenso finden sich Anzeichen für andesitischen Vulkanismus.

Zur Zeit des Obereozän (Abb. 14) wurde weiterhin mit der stetig vorrückenden Orogenfront der Flyschraum immer weiter eingeengt, und auch der Südtteil der Europäischen Plattform nach und nach in Subduktions-Vorgänge einbezogen. Dabei bot nicht nur die steile Böschung vom Flyschraum hinauf zur Orogen-Front Anlaß zu nordgerichteter gravitativer Massenbewegung, sondern auch das nach Süden hinuntergezogene Helvetikum, sodaß es auch zu südgerichteten subaquatischen Gleitungen kam. Sie erfaßten sowohl kurz vorher Eozän-zeitlich abgelagerte Nummuliten-Schichten oder Globigerinen-Mergel, konnten aber auch tiefer, bis in die Kreide-Sedimente eingreifend, größere Schelfabschnitte in Bewegung setzen.

Im Rahmen der dann erfolgenden Kontinental-Kollision zwischen der Ostalpinen und der Europäischen Plattform, von der auch der Westalpenbogen mitbetroffen wurde, blieb ein sich karpatenwärts erweiterndes Flyschrestbecken erhalten. Ihm ist in Glarus über dem Autochthon des Aarmassivs der über obereozänen Globigerinenmergeln nachfolgende, nordhelvetische Flysch zuzuordnen. Dieser setzt mit dem vulkanischen Detritus führenden Taveyannaz-Sandstein eines oberen Obereozän ein und steigt, Fischschiefer beinhaltend, ins Untere Oligozän auf. Ebenso fand man ihn in Erdölbohrungen unterhalb des Alpenkörpers im Allgäu und in Oberösterreich. Karpatische Fortsetzungen, namentlich solche silesischer oder auch Magura-

orientierter Einordnung, ergeben sich zwanglos mit den Submenilith- und Menilith-Schichten, zumal die Flyschmeere dort erst Miozän-zeitlich tektonisch bedrängt werden.

So wurde zur Zeit des Obereozän der Untergrund des penninischen Raumes in die Tiefe abgeführt und dann das Vorland und mit dem Ostalpen-Gebäude mit dazwischen geklemmten Flyschresten zur gemeinsamen Molasse-Basis verschweißt. Dabei greift das Meer nach Norden in vorher weitflächig bis auf den Malm herunter einer massiven Erosion ausgesetzte Räume aus. Konglomeratisch-brekiöse, kohleführende terrestrische und marin sandige Ablagerungen, weiter draußen am Schelf auch Lithothamnien- und Nummuliten-Kalke, werden in Molasse-Bohrungen angetroffen.

Auch der tektonisierte Alpenkörper war, nachfolgend einer vor allem in den östlichen Ostalpen, u.a. im Wechselgebiet, bis aufs kretazisch aufgeheizte Kristallin herunter greifenden Erosion, weitgehend überflutet. Vermutlich bestanden enge Beziehungen zum karpatischen Podhale-Flysch, aber auch zum benachbarten Transdanubien.

In den Kalkalpen wird im Reichenhaller Becken bei Salzburg eine mächtige Mergel- und auch turbiditische Sandstein-Folge abgelagert. Weiter im Westen dann, im Unterinntal-Bereich transgredierend, teils grobklastisch fluviatil, teils Mollusken und Nummuliten führend, die Oberaudorfer Schichten. Daß bis ans Ostalpen-Westende auf ihnen auch ein marines, jüngeres Obereozän ursprünglich weit verbreitet war, belegen Geröllfunde in im Unterinntal nachfolgenden, inneralpinen oligozänen Molassebildungen, aber auch in der Vorlandmolasse bis ins Allgäu. Chromspinel als häufiges Schwermineral läßt vermuten, daß im Rahmen der Eozän-zeitlichen Tektonik hochgeschürfte Obdukte nun verstärkt abgetragen wurden.

In südlichen und östlichen Teilen der Ostalpinen Plattform dürfte die Bildung der Periadriatischen Plutone eingeleitet worden sein, und im transdanubischen Ungarn meldet sich bei fortschreitender Meeresvertiefung ein andesitisch-dazitischer Vulkanismus.

Tectonics and Paleogeography in the Eastern Alpine Area in the Cretaceous, Paleocene and Eocene Periods

Abstract

The Eastern Alps from Cretaceous to Eocene time are part of a deepwater connection between the opening Atlantic and the Tethys area, especially the latter being altered. This deepwater connection is called Penninikum. It is subdivided by rows of rises, originating from separated segments of continental origin. Paleotectonical and paleogeographical changes are altering it in permanence and reduce it step by step from late Cretaceous until Upper Eocene time (see Text-Fig. 1). Only a shallow water sea persists until late Tertiary time.

Between the Foreland and the Eastalpine microplate the Penninic realm was created in later Jurassic time. Its southern part is extending from southwest to east. It includes larger segments of oceanic crust, broken into pieces, first by transform- and later by strike slip movements: the Southern Penninic zone.

The Middle Penninic zone is dominated by seamounds with a tendency to build rows from southwest and west to east and northnortheast, consisting of segments both from the European and from the Eastalpine platform. We will try to find arguments to positionate the Rhenodanubian trough inbetween two rows of them: a southern one connecting the Falknis-Tasna height with the Pieniny klippen belt, and a northern one connecting the Schams klippen of Graubünden with the Silesian Kordillera by a so-called "Rhenodanubische Nordschwelle".

To the north the North Penninic Valais trough is situated, which includes only in parts ophiolites and basic volcanism. It connects the main part of the "Bündner Schiefer" of the Graubünden trough with those of the Tauern Window, and the deposition area of the flysches of the "Laaber Decke" of the Vienna Woods, with the Silesian flysch trough of the northern Carpathians.

From Berriasian to Lower Barremian time (see Text-Fig. 2, 3) inside the Eastalpine microplate remnants of a Paleotethys suture are present. Obducted ophiolitic and blueschist bodies from there deliver clasts and heavy minerals to its neighbourhood, especially to the north.

On the slopes and downwards from them, massflow- and deepwater-breccias are recorded. Finegrained "Neokomflysch" partly in Palombini facies demonstrates widespread deeper water conditions. Also in parts of the Eastalpine plate flysch-like sediments like the "Roßfeldschichten" are present. They receive detritus from the above mentioned obducted bodies. But regularly here and in more elevated areas of the Penninic realm "Aptychenschichten" facies is common and crossing the Jurassic-Cretaceous boundary, as a rule becoming more marly step by step.

In the Northern Penninic realm from the Western to the Eastern Alps early Cretaceous flysch may be represented in metamorphosed "Bündner Schiefer" sequences (?Kaserer Serie of the Tauern Window). We try to prolongate them into the Silesian trough of the Western Carpathians, where Teschenite basic Vulkanism starts in Hauterivian time.

On the European platform shallow water carbonates are developing. They are in part oolitic, but also siliceous limestones and hardgrounds with glauconite and phosphoritic nodules occur, in part being rich in ammonites. In an outer shelf position "Aptychenschichten"-like limestones become step by step more common.

From Middle Barremian to Aptian times (see Text-Fig. 4) paleogeography is still stable. Shallow water domains with pachydon molluscs and the large foraminifer *Orbitolina* are remarkable. These orbitolinas are not only significant for the Urgon-type Schrättenskalk of the European platform. They are also delivered by turbidity currents from the Eastalpine and intrapenninic platforms both of the Alps and the Carpathians, and are scattered over most of the Penninic seafloors. Because of resisting metamorphosing treatment better than other foraminifers, they are present inside the "Tristelschichten" in the "Bündnerschiefer" especially in the Engadine window, in the Rhenodanubic region, and in the Schams-, Falknis-, and Tasna "Klippen" sequences, too.

From Upper Aptian to Albian time (see Text-Fig. 5) calcareous sedimentation is disarranged. Therefore quartzites and dark and also variegated shales are common in the Rhenodanubic trough – and are by bed to bed correlation linked to the Falknis-Tasna Gault. Volcanism is continuing in the northern Carpathians with the Teschenites, but also in the southern Penninic domain in the Arosazone of the Rätikon. Basanitic Upper Albian is fixed radiometrically in the Western Calcareous Alps, where siliciclastic-marly "Tannheimer Schichten" are followed by the "Losensteiner Schichten" including exotic conglomerates. Basanitic volcanism is also recorded from the Křížna Nappe in the Carpathians.

Supported by drowning of the southern frame of the European platform the Helvetic realm is dominated by sediment-starved, siliceous, glauconitic and phosphatic sequences. Therefore the Garschella Formation includes glauconitic sandstones and quartzites, interrupted by hardgrounds with phosphoritic nodules, the latter being sometimes cores of ammonites.

From Cenomanian to Turonian time (see Text-Fig. 6, 7) in the Northern Penninic realm in the Prätigau Flysch calcareous to marly sediments are widespread. They may also be present in metamorphosed and therefore not fossiliferous Bündner Schiefer sequences inside the Lower Engadine-, Tauern- and Rechnitz window. Variscic crystalline rocks of the "Rhenodanubische Nordschwelle" supply detritus to the "Reiselsberger Sandstein" rich in mica from east to west into the Rhenodanubic trough. It receives until the end of Cretaceous time garnet as a dominating heavy mineral. In contrast to this the Prätigau Flysch and flysches of the Engadine window receive mainly the heavy mineral zirkone.

On intrapenninic seamounds, being not supplied by sediments delivered by turbidity currents, calcareous couches rouges sedimentation rich in planctonic foraminifers is beginning.

In the Southern Penninic realm especially in Verspala flysch, like in the adjacent Eastalpine districts in the Calcareous Alps chrome spinel is the dominating heavy mineral. The problem where the chrome spinel – and in part alkali amphibole – detritus is coming from may be pending – whether it comes still from the Paleotethys-Suture inside the Eastalpine Plate far in the south, or whether it is delivered from obducted bodies in the north of it. And this not only from the frontal accretional cones in the west or in the north, but also from bodies filed in along steep strike slip planes, more inside the Calcareous Alps.

Therefore during Turonian time the chrome spinel and alkali amphiboles bearing "Branderfleckschichten" sedimentation area is part of a trough extending for about 1000 km from westernmost Calcareous Alps to the Polish Carpathians, including parts of the southern Penninic Arosazone, Walsberg flysch and Manin zone etc. The existence of these E-W-elongated depositional area is in part controversial to the theories of only W-directed movements and needs an explanation.

In a comparatively short time we see culminating tectonic activities causing the individualizing of Calcareous Alps cover naps from their deeper subsurface and subsequently following northwards-tending movements. On the other hand, probably in the same time, in the Central Alps the basement including tectonic is followed by westwards-tending movements.

This tectonic activity also stops a heatflow, which was increasing during early Cretaceous time and metamorphosing deeper levels up to anchizone- and higher degrees. It inserts subsequently these metamorphosed bodies into the Pregosavic tectonic edifice.

The shelf of the European Platform demonstrates more close to the coasts sandy and glauconitic sediments, preserved on the Bohemian Massif in Bavaria, Upper- and Lower Austria, and in an outer shelf position the pelagic "Seewerkalk" and "Liebensteiner Kalk" development, being rich in planctonic foraminifers, preserved in Switzerland, Vorarlberg and Upper Bavaria.

From Coniacian to Santonian and Lower Campanian time (see Text-Figs. 8, 9) the supply of coarser grained sediments to the flysch basins north and south of the "Rhenodanubische Nordschwelle" is decreasing. Findings of the heavy mineral chrome spinel, both in the Kaumberger Schichten of the Laaber nappe of the Vienna Woods and also in the Silesian unit of the Carpathians, encourage to discuss paleogeographic connections. On top of intrapenninic seamounts couches rouges sedimentation is persisting. This part of the southern Penninic realm, which is preserved in the Eastern Alps, may be closed by the overthrust of the Eastalpine tectonic edifice. While tectonic activities are going on, in the Calcareous Alps Gosavian sediments, containing the heavy mineral chrome spinel, are transgrading. In part they are following a sedimentation of bauxites.

They show more or less a shallow water environment: marls rich in planctonic and benthonic Foraminifera, recifal developments with rudists, breccias and conglomerates. But also terrestrial sedimentation in part with coal seams is common: especially preserved in the Grünbach area and in the adjacent Vienna basin subsurface. In Lower Campanian time in the Northern Calcareous Alps deeper water conditions are initiated. Inside the micropaleontological sequences a "radiolarian peak" may be proving volcanic activities.

In crossing remnants of the paleotethyan suture rudistic shallow water environment is invading the Central Alps, too. Sediments are preserved in the Krappfeld and Lavanttal area in Carinthia and in the Kainach area in Styria.

From Upper Campanian to Maastricht and Paleocene time (see Text-Fig. 10, 11) the activities of subduction are reduced and isostatic phenomena form the morphology of the land and the seafloor. This causes resting slope conditions from the Eastalpine tectonic edifice down to the floor of the depositional area of the Rhenodanubic domain. Here now coarser-grained flysches are deposited. They get their supply from islands, containing in part garnet-rich metamorphic rocks, through furrows in an inner- and outer shelf. The inner shelf was rich in larger foraminifers like *Orbitoides* in Maastricht-, and in *Lithothamnium* and corals, now building a border-reef linking the Carpathian's klippen zone with the Kambühl limestone of the southern parts of the Northern Calcareous Alps in Paleocene time. The outer shelf was first rich in *Globotruncana* and later in *Globorotalia*. To the west close to the outer shelf we have to positionate the intrapenninic Falknis-Tasna-Sulzfluh heights covered with couches rouges sediments. They become more sandy while sinking down in Paleocene time.

The heavy mineral supply inside the Calcareous Alps and in the Rhenodanubian domain is characterized by garnet and changing to zircon in Paleocene time in the Vienna Woods flysch sequences. In the paleogeographic northernmost flysches, accessible in Prätigau- and Lower Engadine Window outcrops, zircon supply is dominating from Cretaceous to Paleocene time.

On the European Platform the sea is regrading. Marly to sandy sequences in part rich in glauconite show smaller benthonic and planctonic foraminifers. More close to the coast a larger foraminifer- and *Lithothamnium*-shelf is starting to develop inside Paleocene time.

Both in the foreland and quite more extensively inside the Penninic and Eastalpine domain to the end of Paleocene time tectonic activity is waking up again and starts destroying the above mentioned *Lithothamnium* reef, which is bordering the Eastalpine island complex.

In Lower Eocene time (see Text-Fig. 12), contrary to late Cretaceous and early Paleocene time, the sedimentary input into the Vienna Woods flysch domain comes no longer from the East Alpine edifice including Hungary. It comes now inside channels from the Bohemian Massif down to the seafloor of the Rhenodanubic domain. It brings along the heavy mineral zircon to the thick "Greifensteiner Sandstein" sequences.

Recovering subduction activities downward to east and south causes a first W- and later N-directed motion of the Eastalpine tectonic edifice. After the destroying of the Paleocene border-reef configuration the morphology of the seafloor becomes diversified. Therefore the character of the sedimentation is altering in place and time from nummulitic limestones to marly sequences rich in planctonic forams, to flysches etc.

After accretion of Upper Cretaceous depositions from the western part of the Rhenodanubic domain the front of the edifice was overthrusting there the intrapenninic platforms. Before swallowed, they had been covered by wildflysch sedimentation. Further it approached to the depository planes of Prätigau- and Lower Engadine window flysches in the west, and those of "Greifensteiner" and "Laaber Schichten" in the east, supplied by the heavy mineral zircon.

Due to the stratigraphic information from Hungary in segments of the eastern parts of the Eastalpine tectonic edifice in Lower Eocene time no marine sedimentation occurred.

On the European Platform platform marls with planctonic foraminifers and glauconitic sandstones with nummulites, in part rich in iron ore, are present.

In Middle Eocene time (see Text-Fig. 13) the front of the Eastalpine tectonic edifice of the later Alps further moves north. In its whole length Penninic relicts are accretioned. Its prolongations to the Carpathians keep resting in their original position. The depository planes of the "Greifensteiner Sandstein" of the Vienna Woods and its prolongations until Salzburg are covered step by step by frontal parts of the Eastern Alps tectonic edifice, which advances toward the "Rhenodanubische Nordschwelle". North from it in the Laab domain sedimentation is going on until Upper Eocene time. A similar situation we find in its prolongations in the Western Alps, where also more time is necessary for crossing the Penninic domain. Therefore the Wägitalflysch trough remains open.

So the European- and the Eastalpine Platforms are moving together. The latter growing step by step by accretions. Both are rich in sediments in part crowded with larger foraminifers, but only the northern Platform is rich in glauconite. Both are also demonstrating marly sedimentation with planctonic foraminifers – and close to them down to the narrowing north-Penninic sea floor – flysch sedimentation occurs. Also olisthrostromatic phenomena are damaging the slopes of the platforms during moving together. By this reason Wildflysch sedimentation is caused. It is traditionated in the Feuerstätter klippen zone.

A reanimation of chrome spinel heavy mineral supply, known from middle eocene flyschoid sediments, is recorded in the Western Calcareous Alps. It continues there to Upper Eocene time. It is also known from Lower Eocene Central Alps Krappfeld outcrops. It may be caused by uplift of serpentinite bodies inside accretional cones, or inside bundles of flakes joined together by strike slip movements.

Beside marine sedimentation the tectonic edifice is bearing terrestrial sediments, as we know especially from outcrops in the Transdanubian region. There andesitic volcanism is starting, too.

In Upper Eocene time (see Text-Fig. 14) the contracting flysch trough loses its oceanized base and continental collision is initiated and subsequently affects step by step the outermost parts of the European platform. Prolongating the Taveyannaz sandstone of Glarus flysches of Upper Eocene age are known from boreholes in Bavaria and Upper Austria. They show no traces of volcanic activities, like the Glarus flysch. But they demonstrate that there was a coherent narrow trough with flysch-sedimentation along the front of the Eastern Alps tectonic edifice to its vast Carpathian domains, which remains open for the sedimentation of the Upper Eocene Submenilith- and Zlin- and of the Lower Oligocene Menilith Formation. They have connections toward the Podhale Flysch in the south.

While losing its Penninic bed-rock by subduction the sea is transgrading to the north. There it causes marly and calcareous sedimentation, the latter rich in Nummulites and *Lithothamnium*. Closer to the coast it is more sandy. In marking the beginning of the Molasse age it is also transgrading the tectonic front again back to the south, well documented in the Calcareous Alps, close to its front between the river Inn and Salzach. Here obducted bodies are further supplying sandy sediments with the heavy mineral chrome spinel.

After intensive erosion inside the Eastern Central Alps in earlier Eocene – and may be also in Paleocene – and uppermost Cretaceous time, marine Upper Eocene is transgrading there from Hungary. There it covers basement and mesozoic sequences of the Semmering and Wechsel units, which had been metamorphosed before in earlier Cretaceous time.

In deeper levels of the tectonic edifice periadriatic plutonism is proceeding and may be connected with andesitic to dacitic volcanism in western Hungary.

1. Einleitung

1.1. Allgemeines

Gefügekundliche Arbeiten von F. NEUBAUER (1987), U. RING, L. RATSCHBACHER & W. FRISCH (1988), U. RING et al. (1989), RATSCHBACHER et al. (1989), D. BIELER (1990), G. LINZER et al. (1992), G. EISBACHER et al. (1990), St. SCHMID et al. (1990), S.B. DÜRR (1992) und K. DECKER et al. (1993), St. SCHMID & N. FROITZHEIM (1993), N. FROITZHEIM et al. (1994) weisen, gegen den Augenschein bei der Prüfung von Übersichtskarten, für die Zeit von der Mittelkreide bis zum Untereozän für den Ostalpenkörper eine westvergente (= Vorland-parallele) Verschiebung aus. Dieser folgt ab dem Untereozän eine nordvergente (zum Vorland gerichtete) Verschiebung. Dabei wurden, zwecks zeitlicher Einordnung der Vergenz-Wende ins Untereozän, von den Autoren Sedimentabfolgen mit mikropaläontologischem Paleozän–Untereozän-Nachweis im Penninikum des Untereozäns und des Rätikons geprüft.

Es sei versucht, diese gefügekundlichen Resultate mit einer paläogeographischen Analyse der Kreide-, Paleozän- und Eozänzeit zu verknüpfen. Auch an eine Verbindung zur Tektonik und Wärmegegeschichte wurde gedacht. In erster Linie wird von den westlichen nördlichen Ostalpen ausgegangen. Andere Ostalpen-Anteile und ihr Karpaten-Anschluß seien, wenn auch für die Abbildungen graphisch stark verkürzt, mit berücksichtigt.

Die Idee eines westvergenten Überschiebungsbaues der Ostalpen wurde bereits von A. ROTHPLETZ (1905) erörtert (R. OBERHAUSER, 1991). Wie er mit Illustrationen darlegte, konnte er den Ideen von E. SUESS (1885 und 1905) nicht folgen, weil ihm „nur die Ost–West-Bewegung wirkliche Befriedigung gewährte“. Auch A. SPITZ & G. DYHRENFURT (1915) sahen für die Unterengadiner Dolomiten, so wie O. AMPFERER (1932) für Rätikon und Silvretta, eine westvergente Aufschiebung.

Diese älteren Autoren betrachteten den westvergenten Überschiebungsbau als späteren tektonischen Akt während der jüngeren Tertiärzeit, welcher der Flyschsedimentation nachfolgte. Auch sprachen sie ihm teilweise telekopierenden Charakter zu.

Heute jedoch will man die westgerichtete Bewegung des Ostalpenkörpers jenem langen Zeitraum, etwa von der Wende Unter/Oberkreide bis ins Untere Eozän, zuordnen, in dem die Flysche zur Ablagerung gelangten.

In meiner Arbeit aus dem Jahre 1991 wurde im Rahmen einer wissenschaftshistorischen Erörterung die paleogeographische Skizze für das Untereozän voraus veröffentlicht. Diese wird nun auf den neuen Stand gebracht. Zudem werden 13 weitere Skizzen, welche die Zeitläufe vor- und nachher erläutern, neu vorgestellt. Dabei konnte neueste, namentlich auch stratigraphische und sedimentologische Literatur (M. ELIÁŠ et al., 1990; R. JIŘÍČEK, 1990; H. HILBRECHT, 1991; L. DOHMANN, 1991; F. SCHLAGINTWEIT, 1991; PLÖCHINGER & SALAJ, 1991; H. HAGN, 1992; H. EGGER, 1992; S. PREY, 1992; W. SCHNABEL, 1992; P. FAUPL & M.

WAGREICH 1991; 1992, M. HOMAYOUN & P. FAUPL, 1992; R. TRÜMPY, 1991 etc. etc.) noch mit berücksichtigt werden.

Immer drängender meldet sich jene Sicht der Dinge zu Wort, welche in unserem Ostalpin nur ein Küstensegment der westlichen Tethysbucht sieht, wie sie W. FUCHS (1984, Abb. 1) nachfolgend S. PREY (1980, Abb. 10), nach intensivem Studium der Karpatenliteratur (H. KOZUR & R. MOCK, 1973; S. KOVÁCS, 1982, etc.), unter Einbeziehung der Paläogeographie der Trias und Jurazeit, auch für die Alpen darstellte. Wenn also die zur Jurazeit entstandenen Verbindungswege vom sich öffnenden Atlantik zur Tethys hinüber (vgl. R. TRÜMPY, 1988, S. 94) dort in einen in Umgestaltung befindlichen Meeresraum hineinführen, so ist neben dem Werden der Neotethys auch noch das Vergehen der Paläotethys für die Paläogeographie der Kreide- und Eozänzeit zu berücksichtigen (A.M.C. ŞENGÖR et al., 1985, Fig. 1 u. 2). Leider sind die Fortsetzungen der Kalkalpen nach Süden seit dem Miozän der Erosion zum Opfer gefallen, sodaß jene Ablagerungen, die Auskunft hätten geben können, fehlen.

1.2. Zur Frage der stratigraphischen Zuordnungen

Während die Zuordnung in die makro-, mikro- und nannopaläontologisch gesicherten biostratigraphischen Zonierungen, u.a. folgend W.B. HARLAND et al. (1982), für die Kreidezeit kaum Probleme ergab, war jene innerhalb des Paleozäns und Eozäns eher problemreich.

So werde ich innerhalb des Paleozäns (Foraminiferen-Zonierung: P1–P5+, Nanno-Zonierung: NP1–NP9), nur von tieferen, mittleren und höheren Anteilen sprechen. Dem Untereozän (= Ypres) wären P6–P9 und NP10–NP13, dem Mitteleozän (= Lutet und Barton) P10–P14 und NP14–NP17, dem Obereozän (= Priabon) P15–P16+ und NP18–NP20+ zuzuordnen. Der vielfältigen stratigraphischen Nomenklaturproblematik und dem sich aus der regionalen Literatur ergebenden biostratigraphischen Kenntnisstand, versuche ich dadurch zu begegnen, daß ich innerhalb meiner Eozän-Dreiteilung weitere Zuordnungen vermeide, oder solche nur allgemein formulierend treffe.

Die Nannobestimmungen meiner Feldproben verdanke ich H. STRADNER, in den letzten Jahren zunehmend auch H. EGGER, beide von der Geologischen Bundesanstalt.

1.3. Zur Frage der stratigraphischen Bezeichnungen

Stratigraphische Bezeichnungen mußten so übernommen werden, wie sie in der Literatur vorkommen, sei dies als nomenklatorisch etablierte Namen, als provisorische Bezeichnungen, oder auch nur als petrographisch-stratigraphisch-paläontologisch kennzeichnende Beschreibungen. Dies gilt sowohl für die Texte als auch für die Graphik. Auch auf tabellarische Darstellungen mußte verzichtet werden.

2. Zur Übersicht

(Abb. 1)

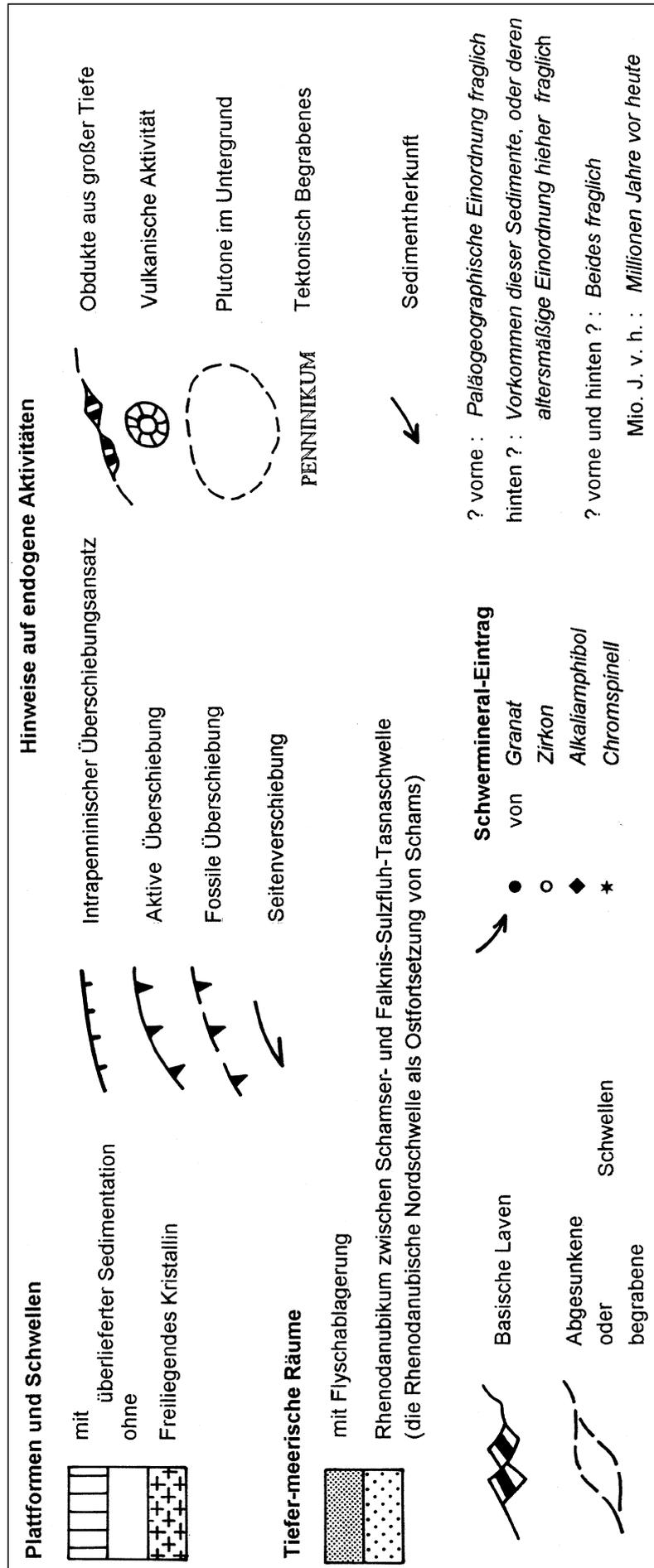
2.1. Vorbemerkungen

Meine Bemühungen, in Fortführung meiner Graphik von 1968 und 1978, 1980 aktualisierte paläogeographische Karten vorzustellen, führte nach Anläufen zuletzt 1988 bis 1991, in Vorbereitung von Graphik für Vorträge in München, Wien, Leoben, Istanbul, Berlin und Chur, zu einem Konzept, welches die Schamser Decken Graubündens mit einer das Rhenodanubikum nach Norden abgrenzenden „Rhenodanubischen Nordschwelle“ verbindet. Diese würde dann für die heute extrem divertikuliert vorliegenden Wienerwaldflysche einen Faziesraum der späteren Laaber Decke von jenem der späteren Greifensteiner und Kahlenberger Decke abgrenzen. Als Silesische Kordillere hätte sie dann in den weniger tektonisierten Westkarpaten vormals die Faziesräume des Silesikums und der Godula von jenen der Vormagura- und Magura-Einheit abge sondert.

Über ihre gesteinsmäßige Zusammensetzung und die Art ihrer geodynamischen Beanspruchung während der Kreide- und Paleozän-Zeit, und bezüglich der Karpaten auch während der Eozän-Zeit, kann nur spekuliert werden. Einerseits, und wohl nicht nur in Schams, erkennen wir ausgeprägt brekzienbildende Erosions-Vorgänge und ein weitgehendes Fehlen von Kreide-zeitlicher Couches-rouges-Ablagerung. Andererseits ist eine durch sehr lange Zeit über etwa 1000 km von Westen nach Osten anhaltende Wirksamkeit als Trennschwelle für sich deutlich unterscheidende Flysche unübersehbar, was über längere Zeit anhaltende Abtrags-Vorgänge für eine solche eher ausschließt.

Vielleicht kann folgend G. FRASL und E. FLÜGEL (1987) der grobblockige Haunsberg-Wildflysch nördlich Salzburg mit seinen Blöcken aus Granit, Rotliegendem, Triasdolomit und vielleicht Steinsberger Lias (?) etc. einer Rhenodanubischen Nordschwelle zugeordnet werden?

Auch dann, wenn man, im Sinne einer „solution infra“, die Schamser Decken, sei es vor der NW-NNW-vergenten Kontinental-Kollision zu Ende der Eozän-Zeit (im Sinne von R. TRÜMPY, 1980, S. 71), oder sei es später, zur Zeit des Oligo-Miozäns (im Sinne von St. M. SCHMID et al., 1990) in Richtung SE-SSE rücküberschiebt, widerspricht das nicht einer Einordnung ihres Faziesraumes als „Rhenodanubische Nordschwelle“. Auch wäre nicht zwingend abzuleiten, daß Tasna- und Sulzfluhdecke in die Rücküberschiebung in der gleichen Weise einbezogen wurden, wie etwa eine Falknisdecke.



Legende zu den Abbildungen 1-14.

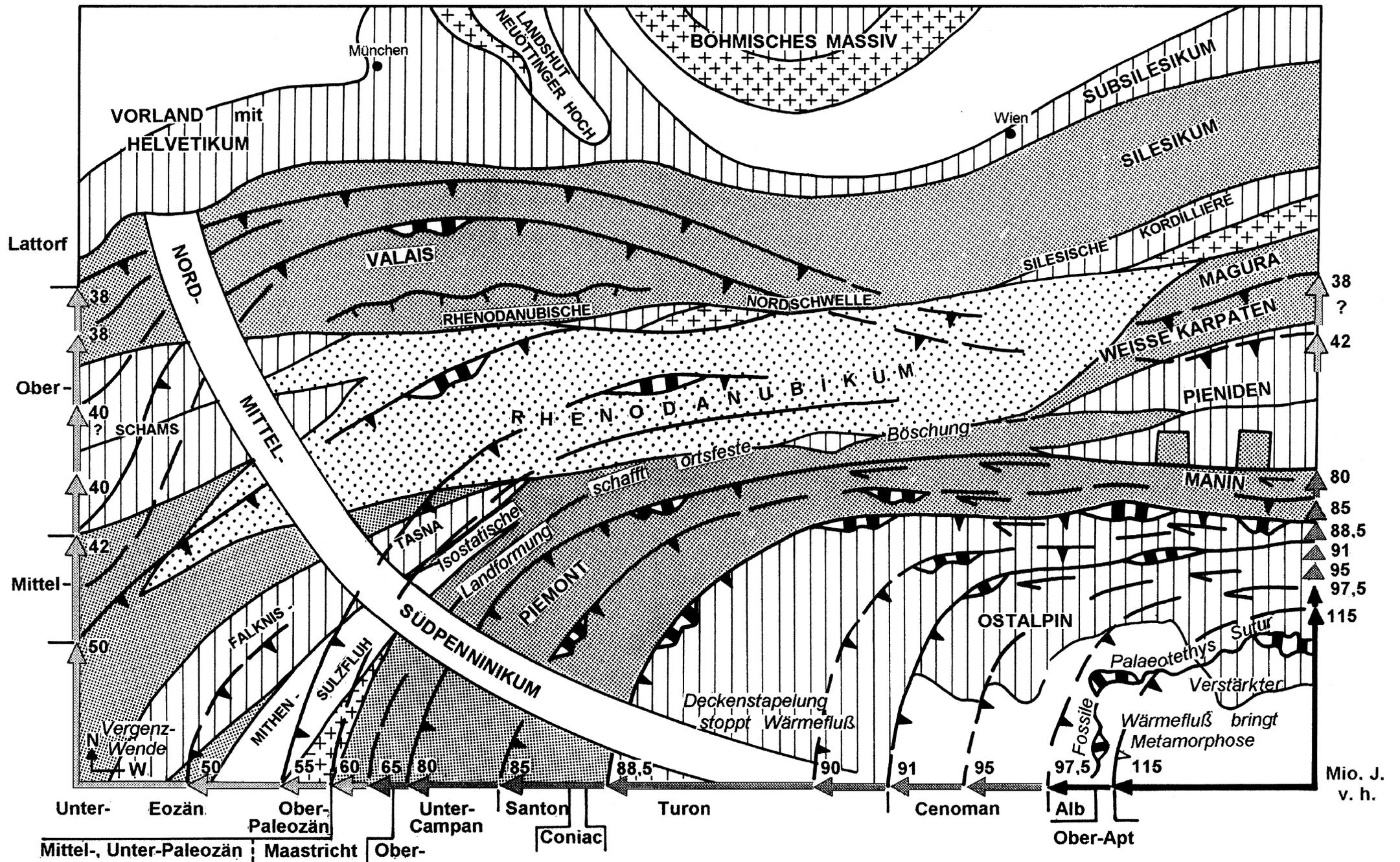


Abb. 1.

Ortslagen der Stirn des Ostalpins während der Oberkreide-Paleozän- und Eozän-Zeit, eingetragen auf einer paläogeographischen Karte der Turonzeit.

Falls man mit G. STAMPLI (1993) das Brianconnais als Ossteil eines ab dem Malm ostwärts driftenden „Iberia“ betrachtet und ihm die Schamser- und/oder Falknis-Tasna- und Sulzfluh-Decken zuordnet, so müßte das nicht bedeuten, daß die Rhenodanubische Nordschwelle und die Silesische Kordillere, auf die gleiche Weise Iberia fortsetzend, entstanden sind. Es könnten ja auch nur auf verschiedene Weise entstandene Hochzonen zusammengeführt worden sein.

Nach M. ELIÁŠ (mündl. Mitt. 1993) sind die Schüttungen von den „Kordilleren“ in die Flyschbecken in den Westkarpaten eher kleinräumig, auch wenn sie die Umlagerung großer Kubaturen betreffen. Faziesvergleiche in den Flyschen bezüglich der streichenden Fortsetzungen von den Alpen in die Karpaten, und umgekehrt, sollten nach ihm daher nicht überbewertet werden.

So läßt sich durch die Annahme westvergenger Bewegungen in den Zentralalpen von der Höheren Unterkreide bis zum Untereozän eine Ostverbindung der Flysche des Prättigaus mit südlich anschließender Schamser Einheit über Bündner Schiefer des Unterengadiner Fensters und der Tauern zu solchen der Laaber Decke des Wienerwaldes harmonisieren. Überlegungen einer weiteren Fortsetzung ins karpatische Silesikum werden diskutiert werden.

Eine solche Verbindung entspräche auch der Logik eines nach Norden immer später einsetzenden Sedimentations-Abschlusses. So am Ostalpen-Westende, in gedanklicher Rückführung des überstürzenden Deckenbaues, im Prättigau- und Liechtensteiner Flysch oder im Unterengadiner Fenster Untereozän-zeitlich, im südlich dahinter liegenden Vorarlberger Flysch des Rhenodanubikums jedoch schon Maastricht-zeitlich. Analoge Verhältnisse lägen auch am Ostalpen-Ostende vor, indem in der Kahlenberger Decke die Sedimentation Paleozän-zeitlich, in der Greifensteiner Decke Untereozän-, in der Laaber Decke Mittel- bis Obereozän-, und in der Buntmergel-Serie Obereozän-zeitlich endet. In den im Untergrund des Wiener Beckens anschließenden Karpaten-Flyschen wäre jedoch im Gegensatz zu den Alpen anzunehmen, daß dort die Flyschdecken noch in ursprünglich paläogeographischer Aufeinanderfolge hintereinander liegen.

Zwanglos ergibt sich in Niederösterreich eine Verbindung des westlichen Rhenodanubikums vor allem zur Greifensteiner Decke des Wienerwaldes und karpatenwärts in Richtung Magura-Flysch.

Ebenso jene der Falknis-Sulzfluh-Tasna Decke zu Pienidischen Einheiten und eine solche der Arosazone über die Matreier Zone in Trennfugen nördlich des Hochtatrikums hinein, in den Umraum der Maninzone.

Der langgestreckte schmale Ausstrich der Flysche längs der Kalkalpenfront darf nicht als Ausdruck einer hier vorliegenden geringeren meridionalen Breite der Ablagerungsräume mißverstanden werden. Er ist das Resultat der in den Ostalpen besonders stark wirksamen spät- und posteoazänen Tektonik. Diese hat in den Ostalpen Akkretionen aus dem Ablagerungsraum des Rhenodanubikums heraus, über die Fortsetzungen vorlandsnäherer Flyschräume und Hochzonen der Westalpen- und Karpaten hinweg, sehr weit nach Norden verfrachtet.

2.2. Die Zeit

vor der Vorgosauischen Deckenstapelung

Vom Dogger bis ins Neokom erlitten die sich nach Osten und Südosten anschließenden Räume gewaltige Umstellungen, welche mit dem Vergehen der Paläotethys zusammenhängen. Es entstanden im ostalpinen Raum Ero-

sionsgebiete, an denen Ophiolith- und auch Blauschiefer-Obdukte aus der Paläotethys-Sutur heraus vermutlich Anteil hatten. Diese nahmen auf die Sedimentation auf den Kalkalpen zu Beginn der Kreidezeit noch deutlich Einfluß, indem sie, wie später solche im penninischen Raum, Chromspinelle für die Schwermineralspektren beitrugen.

Vom Neokom zum Apt hält ein im Rahmen einer Krustenverdünnung erfolgreicher Wärmefluß weiter an, und bewirkt eine Anchimetamorphose mit Glimmerneubildung bis in die Mitteltrias-Sedimente hinauf. Von Süden und Osten her formieren sich die juvavischen Decken.

Für die Zeit des Apt kann man für die Böschung vom südpenninischen Untergrund, mit Palombini- und Alpbachschichten-Sedimentation, hinauf zur Stirn des ostalpinen Körpers, etwa eine Position östlich hinter einer Südfortsetzung des Böhmisches Massivs annehmen.

Dieser bis dahin passive Kontinentalrand beginnt nachfolgend aktiv zu werden und, sich nach Westen und Norden vorarbeitend, nach und nach das Südpenninikum zu konsumieren. Mit einem Höhepunkt im Turon verursachen Abschüpfungsbewegungen im nach radiometrischem Befund erhitzten Ostalpinen Kristallin, eine Rechtsseiten-Verschiebung des Ostalpinen Körpers relativ zu Europa. Schürflinge mit Ophiolith-Anteilen kommen in Abtragsposition. Sie wurden im Rahmen mitteljurassischer-frühkretazischer Ozeanisierungs-Vorgänge gebildet, und machen sich jetzt und später mit episodischer Geröll- und Schwerminerallieferung, namentlich Chromspinell, bemerkbar.

Insbesondere während der Cenoman-Turonzeit individualisiert sich, weithin längs der Nördlichen Kalkalpen, der Ablagerungsraum der Branderfleckschichten mit einer Schwermineralbelieferung, die möglicherweise von Obdukten einer fossilen Tethyssutur weit von Süden her stammt. Beziehungen dieser Schwermineralspektren einerseits zum Walsenberg-Flysch, andererseits zur Maninzone der Karpaten weisen diesem Ablagerungsraum eine bedeutende Ost-West-Erstreckung zu.

Ebenso erfolgt Turon-zeitlich anschließend an ein Abheben der Kalkalpen vom Untergrund in ihren Salinarbereichen, ihr gravitatives Abgleiten nach Norden in den südpenninischen Raum hinein. Dieses bewirkte im höheren Turon den vorgosauischen Deckenbau. Dabei dürften sich die, heute völlig erodierte, nördliche Kalkalpenfront sowie die intrakalkalpinen Deckenstirnen, namentlich des Tief- und Hochbayuvarischen Systems und des Tirolikums aus Seitenverschiebungsflächen heraus entwickelt haben (Diskussionsbemerkung von G. EISBACHER bei einer Muttekopf-Exkursion im September 1994).

2.3. Die Zeit

nach der Vorgosauischen Deckenstapelung

Vor, während und nach einer von der Oberturon- zur Coniaczeit einsetzenden Gosautransgression bildet sich dabei in Richtung Westen ein aktiver Kontinentalrand aus, welcher bis in die Campan-Zeit das Unterostalpin Graubündens sowie einen großen Anteil des von Südwesten hereinstreichenden Südpenninikums im Rahmen von Subduktionsvorgängen konsumieren wird.

Dabei griff über die den Nordteil des ostalpinen tektonischen Gebäudes aufbauenden Kalkalpen die Gosautransgression früher hinweg, wie über den südlich angrenzenden zentralalpinen Raum. Da die Verbindungen über die Tauern hinweg erodiert sind, weiß man über Verbindungen von nördlicher und südlicher Gosau wenig. Abge-

sehen von der die Erosion eines Altkristallins ausweisen und bis ins Turon anhaltenden Reiselberger-Sandstein-Schüttung, zeigen die nach Norden und Westen an das nach Westen vorrückene Ostalpin angrenzenden Räume dabei eine sehr ruhige Sedimentation. Im Penninikum für die Coniac–Santon–Untercampan-Zeit durchwegs tonmergelige Flysche ohne wesentlichen feinklastischen Eintrag. Auf dem nördlichen Schelf sedimentieren sehr monotone Mergel. Das Sedimentations-Regime im Vorland und in den Flyschräumen zeigt also nach der Sedimentation des Reiselberger Sandsteins gewisse gemeinsame Züge.

Auf den Kalkalpen jedoch häufen sich Brekzien und Konglomerate, und es entwickelt sich schon zur Coniac–Untersanton Zeit ein Flachmeer mit Rudistenriffen, während dies, abgesehen von einer bescheidenen Spur für die Coniaczeit in der Gosau des Lavantals, im zentralalpinen Bereich erst im Campan erfolgt. Also ist für die Zeit vor der allgemeinen marinen Ingression, im Süden eine intensive Erosionsphase einzuordnen, wobei die Materialabtransport-Richtungen noch zu erkunden wären. Diese klastischen Basisbildungen, vermutlich santonen Alters in der Gosau Kärntens und in der nördlichen Kainach zeigen einerseits Beziehungen zu Süßwasser-Einschaltungen in der Gosau im Bereich des Wiener Beckens, andererseits zu kohlenführenden Bildungen im Bakonygebirge in Westungarn.

Es überliefert also die nördliche Gosau Coniac–Untersanton-zeitlich eine einem stark erodierten, zentralalpinen Festland vorgeschaltete Rudisten-Saumriff-Zone. Diese verkümmert im Obersanton, im Rahmen einer allgemeinen Meeresvertiefung zur Zeit der *Globo truncana concavata carinata* DALBIEZ, um sich im Untercampan, im Rahmen der Meeresingression in die Zentralalpen, mit dem Einsetzen von *Globo truncana elevata* BROTZEN, dort erneut zu formieren. Letzteres ist gut dokumentiert in der Krappfeldgosau und in jener im Lavanttal, und, vielleicht mit einer kleinen Zeitverzögerung, in der südlichsten Kainach.

Dabei dürfte bei der Gosautransgression von den Kalkalpen in die Zentralalpen hinein die längst der Erosion zum Opfer gefallene Paläotethys-Sutur überquert worden sein, von der her Obdukte, wie vorne erwähnt, etwa zur Turonzeit, Chromspinell und Alkali amphibole für die nördlichen Schwermineralspektren beigetragen haben könnten.

Jedoch nicht nur im Rahmen der längst abgelaufenen Subduktion beim Verschluß der Paläotethys-Sutur kam es zu Obduktions-Erscheinungen. Solche erfolgten auch, von der Mittelkreide bis zur beginnenden Campanzeit, sowohl im Stirnbereich der westwärts wandernden ostalpinen Front als auch längs der im Norden verlaufenden Seitenverschiebungsflächen, namentlich im Bereich ihrer Verschneidungen, wobei es zur Obduktion von Ophiolith- und namentlich in den Karpaten auch von Blauschiefer-Komplexen kam. Das beweisen Schwermineral-Lieferungen von Chromspinell, und, vor allem in den Karpaten, auch von Alkali amphibolen wie Glaukophan. Dies wird im südpenninisch-ostalpinen Bereich der Ostalpen und Westkarpaten dokumentiert. K. BIRKENMAJER (1986, S. 14), führte für dieses Liefergebiet den Namen „Andrusov-Ridge“ ein.

Von der Obercampan–Maastricht- bis in die Paleozän-Zeit hinein ist ein Subduktionsstillstand wahrscheinlich. Er dürfte, bei gleichen Schwereverhältnissen im Rhodanubikum und an der nördlichen Kalkalpenfront, hier wie dort tiefmeerische Verhältnisse bewirkt haben. Das beweisen Flyschsandschaler führende Mikrofaunen und Turbiditfazies nicht nur im Flysch, sondern auch in der

nördlichen Gosau (A. BUTT & D. HERM, 1978). Weiter nach Süden belegen Globotruncanen-reiche Mergel z.T. in bunter Nierentaler Fazies sowie Orbitoiden-Sandsteine zunehmend flacheres Wasser, was hier bis in größere Tiefe Gesteine geringerer Schwere ausweisen dürfte. Von hier und vom angrenzend aufsteigenden Festland weg finden Ableitungen statt und wird Schutt durch Rinnen ins tiefe Meer nach Norden geliefert.

Die Annahme einer besonders intensiven Subduktionsaktivität zur Erklärung der vom Obercampan zum Paleozän herrschenden paläogeographischen Situation kann ich aus mehreren Gründen nicht beipflichten. So ist eine anhaltende Hochbeförderung von Obdukten aus großer Tiefe in Erosions-Position an Subduktions- und/oder Seitenverschiebungsaktivität gebunden. Und das ist Voraussetzung für die Lieferung von Mineralien wie Chromspinell und Glaukophan, die in großen Tiefen gebildet wurden, in die Schwermineralspektren. Und gerade zwischen Campan und tieferem Eozän erlischt die Chromspinell-Lieferung und setzt die Anlieferung von Granatspektren von Süden her ein.

Nicht ohne Probleme sind die intra-oberkretazischen Abkühlalter im Altkristallin und in der Grauwackenzone etc. (M. THÖNI, 1983, 1988; W. FRANK et al., 1987 etc.) zu erklären, vor allem ihre relative Verspätung in den Zentralalpen. Vielleicht trägt der Augenschein, weil wir verschiedene Erosionsstockwerke vergleichen? Vielleicht ist die folgende Kausalkette aber doch schlüssig:

- ∇ Allgemeiner aktiver Wärmefluß bis in die Hohe Unterkreide wird durch die vorgosauische Sedimentdecken-Stapelung in den Kalkalpen und jener von Kristallin-Sedimentdecken in den Zentralalpen beendet.
- ∇ Massive Erosion in den Zentralalpen vor einer Flachmeer-Ingression. Depoträume der Erosionsprodukte in den Alpen nicht überliefert?
- ∇ Vom höheren Campan bis ins Paleozän isostatisch bedingtes Absinken im Kontaktbereich zum Penninikum und Aufstieg im ostalpinen Raum im Süden und Osten davon.
- ∇ Letzterer bewirkt in den Zentralalpen zunächst areal und dann allgemein vom Maastricht zum Paleozän eine einsetzende Verlandung.
- ∇ Erosion und nachfolgender Abtransport ihrer Produkte in die Absinkbereiche gehen damit Hand in Hand.

Letztere erbringt auch zwanglos die gewaltigen Sedimentkubaturen der Flysche dieses Zeitraumes. Auch wird deren stärker klastische Ausbildung verständlich, ebenso die Granat-dominierten Schwermineralspektren für Flysch und Gosau, geliefert nicht vom unmittelbaren Akkretionsbereich her, sondern über ihn hinweg aus Obdukt-freien Bereichen. Auch erfolgt ihre Ablagerung in den vorher eher feinklastisch belieferten Depoträumen des Penninikums und des Ostalpins oft deutlich diskordant.

Auch erweist die Saumriffbildung auf eine Erstreckung von etwa 800 km zur mittleren Paleozänzeit, aus der Maninzone in den Karpaten bis in die westlichen Kalkalpen, für letztere ihre großregionale Position als nordgeneigte schiefe Ebene noch am Ende jener Zeitspanne isostatischer Landformung. Das Festland südlich davon ist durch die Obermaastricht–Paleozän-Verlandung im Krappfeld dokumentierbar.

2.4. Zur Eozänzeit

Nach dieser Ruhephase setzt dann etwa zur Zeit der Oberpaleozän–Untereozän-Wende die Westverschiebung mit großer Geschwindigkeit wieder ein. Dabei wird vom

Maastricht zum Paleozän das Rhenodanubikum seitlich an die Kalkalpen angebunden und mit nach Westen verfrachtet. Dabei wird dort gegen Ende der Paleozänzeit das Tasna-Sulzfluh-Falknis-Hoch zugeschoben. So wird die verstärkte Krustenunruhe auf die Gesamterstreckung des Kalkalpen-Bereiches durch das Auseinandergleiten des oben erwähnten Saumriffes noch zur Paleozänzeit einstuftbar. Nachfolgend im Untereozän werden weiterhin flachmeerische Verhältnisse überliefert.

Vor dem Mitteleozän schwenkt bei nachweisbarer teilweiser Meeresvertiefung in den westlichen und mittleren Kalkalpen ihre Verschiebungsrichtung, evtl. nach einem episodischen Auspendeln nach Süden (D. BIEHLER, 1990, S. 236; S.B. DÜRR, 1992), von Richtung West nach Richtung Nord. Es sinkt das noch offene Penninikum soweit ab, daß es von der Rhenodanubischen Stirn ohne größere Akkretionen überquert werden kann. Sie erreicht mit dem Obereozän den Helvetischen Schelf. Im nach Norden wandernden Graben bilden sich Wildflysche, mit Materiallieferung von Süden und von Norden her. Mit der Subduktion des Untergrundes der nordpenninischen Flyschräume dürfte es erneut zur Obduktion von Ophiolithen gekommen sein, was zu einer Chromspinell-Lieferung in die Eozänsedimente auf der Gosau der Kalk- und Zentralalpen führte. Ab dem Obereozän melden sich dann, aus der nach Süden abführenden Subduktion erwachsend, plutonische und vulkanische Ereignisse deutlich zu Wort, mit dem Taveyannaz-Vulkanismus und mit dem periadriatischen Plutonismus.

Nachfolgend bildet sich im Kontinentalkollisions-Bereich ein Restflyschbecken, aus dem sich die Molasse entwickelt. Mit anhaltender Akkretion von Norden her wandert der Alpenkörper auf den Schelf hinauf, wobei südliche Schelfteile hochgeschürft und als Helvetikum, zusammen mit südlichen Teilen der Molasse, in Falten gelegt werden.

Auf dem von Tektonisierung betroffenen Ostalpen-Westkarpaten-Gebäude bestanden Eozän-zeitlich, teilweise seit der Kreide-Paleozänzeit nachweisbar, Festlandareale. Ebenso im ungarischen Raum vor der Mitteleozän-Transgression. Diese Festlandareale wurden in den Westkarpaten zur Eozänzeit durch eine von Norden, Süden und Westen her ausgreifende Transgression nach und nach im wesentlichen auf Teilbereiche der Gemeriden der Westkarpaten reduziert. Bezüglich der Verhältnisse in den Ostalpen wissen wir infolge der stärkeren Erosion sehr wenig. Jedoch dürfte in den Östlichen Zentralalpen marines Obereozän auf ein vorher tiefgründig erodiertes, kre-

tazisch aufgeheiztes Grundgebirge transgrediert sein. Auch im kalkalpinen Eozän Tirols gibt es Hinweise auf in-neroezäne Verlandungs-Ereignisse.

2.5. Nachbemerkungen

Sobald es der Geophysik einmal gelingen sollte, die geographische Breite sowohl für den Europäischen als auch den Ostalpinen Schelf für die wesentlichen Zeitabschnitte ihre meridionalen Relativbewegungen zur älteren Tertiärzeit zu ermitteln, müßte es möglich sein, zu klären, ob sich die Ober- oder die Unterplatte oder beide bewegt haben – und wie schnell die Bewegungen abliefen.

Mit der weiteren Komplettierung longitudinaler Ablagerungsräume an der Kalkalpenfront stellt sich die Frage ihrer paläogeographischen Heimweisung vor, auf oder hinter den Tauern-Zentralgneisen immer nachdrücklicher! Wenn man wie P. FAUPL & M. WAGREICH (1992) Argumente dafür zu haben vermutet, einerseits von Westen her Falknis-Sulzfluh-Tasna, und andererseits vom Osten her Czorsztyn und Pieniny-Klippen mit den Zentralgneisdecken der Tauernkerne zu verbinden, so muß man sich die Frage stellen lassen, wieso der malmische Hochsteigenkalk viel eher Beziehungen zu einem Quintner Kalk des Helvetikums hat (oder zu einem Vorlandmalm nördlich der Donau oder im Karpatenvorland) als etwa zu Aptychenschichten der niederösterreichischen Klippenzonen? Noch schwerer nachzuvollziehen ist es, wenn man wie F. BAUER (1987) mit dem Rhenodanubikum gleich auch die Kalkalpen nördlich der Zentralgneise einordnet.

Vielleicht handelt es sich bei den Tauern-Zentralgneisen, im Sinne der von P.G.M. STAMPFLI (1993) vertretenen Theorie einer Seitenverschiebungs-bedingten Loslösung des Brianconnais von Europa, um eine ebenso entstandene Hochzone mit oder ohne karpatische Fortsetzungen? Unser heutiger Kenntnisstand erlaubt auch Überlegungen in diese Richtung. Vielleicht denkt man zuviel an Überschiebungs- und zuwenig an Kulissentektonik, im Sinne tektonischer Einschiebungen von der Seite her?

Über sensationelle Funde von Eozän-Foraminiferen (*Nummulites gallensis* HEIM!) in anchi- bis mesozonal metamorphen „Bündner Schiefer“ mit detritischem Spinell und Ultabasit-Einschaltungen berichten SOTAK et al. (1994) aus dem vorneogenen Untergrund der Ostslowakei. Sie ermutigen dazu, auch dort noch an metamorphes Penninikum zu denken. Die Beziehungen des Ostalpins zum Lombardischen Becken sollten anhand der zusammenfassenden Bearbeitung von R. BERSEZIO & M. FORNACIARI (1994) geprüft werden.

3. Die Vorgänge in der Kreide- und Paleozänzeit

3.1. Im Zeitabschnitt Berrias-Valang-Hauterive-Unterbarreme (±144 bis 122 Mio. J. v.h.)

(Abb. 2; Abb. 3)

3.1.1. Das nördliche Vorland

Zur Malmzeit setzte sich die heute am Albtrauf weithin aufgeschlossene, oft schwammreiche Riffe einschließende, germanische Kalksedimentation alpenwärts fort. Am äußeren Schelf verzahnte sie sich mit der etwas bituminösen, helvetischen Quintnerkalkfazies. Nachfolgend in der älteren Berrias-Zeit befindet sich das Meer im Rückzug nach Süden, wie dies für den Westen im Helvetikum Vorarlbergs G. WYSSLING (1986) durch den Nachweis

von Gezeiten-Strömungen trefflich ausweist. Ebenso beweisen dies im Molassebecken in Bayern, Ober- und Niederösterreich zahlreiche Bohrungen.

Vom jüngsten Berrias zum Valang steigt der Meeresspiegel wieder an, und es kann etwa vom Walensee-Ostende nach Nordosten über Dornbirn in Richtung München mit dem Einsetzen neritischer Unterkreide gerechnet werden. Sie greift bei München nach NNE aus, und leitet nach und nach die Ausbildung des Wasserburger Troges ein (vgl. R. TRÜMPY et al., 1980 und K. LEMCKE, 1988).

Im weiter westlich einen aufgeschürften südlichen Vorlandanteil vertretenden Helvetikum Vorarlbergs demonstriert G. WYSSLING in seiner nördlichen Ausbildung oft mächtige Kalke, bis ins Untervalang aufsteigend. Darüber

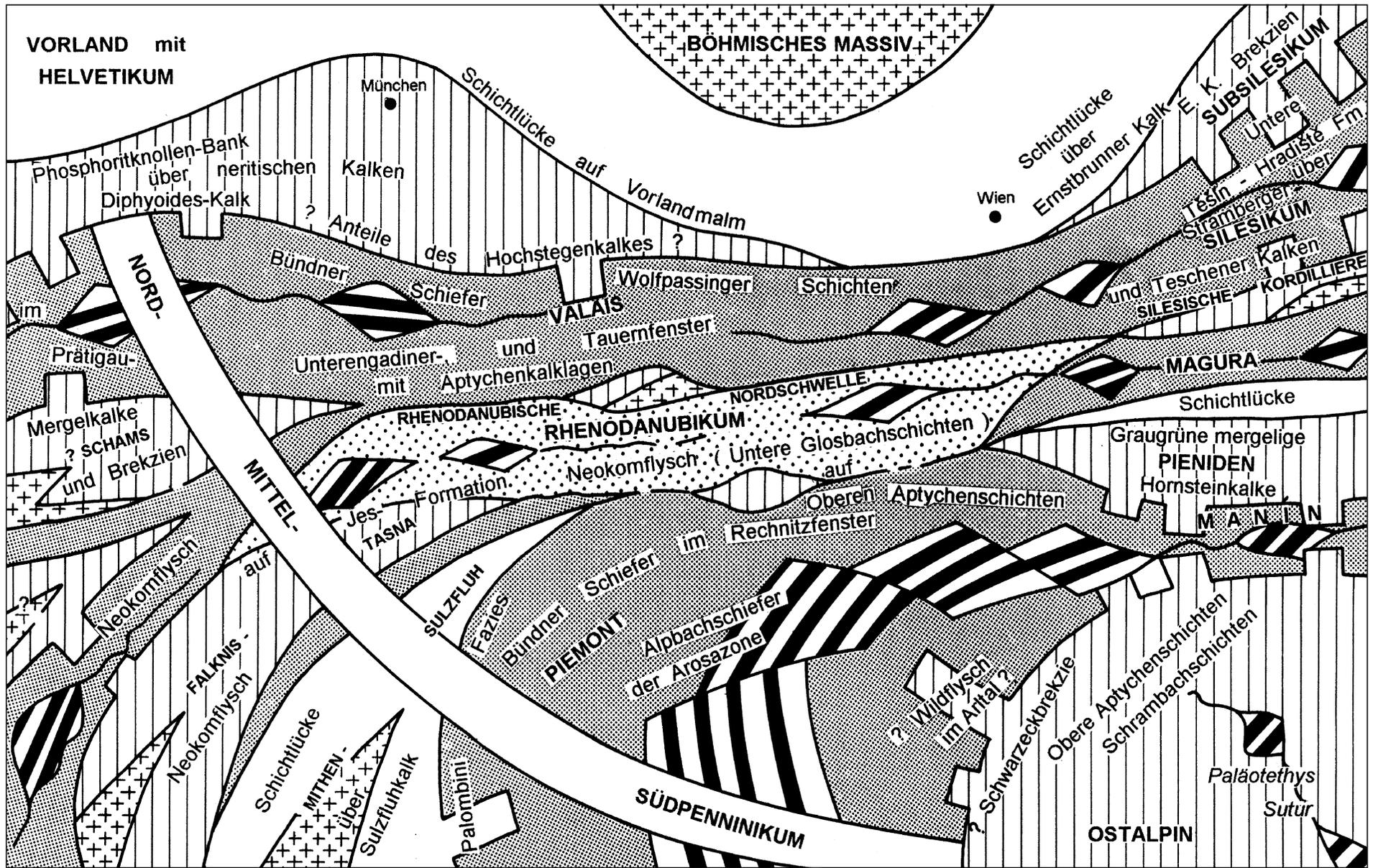


Abb. 2. Paläogeographische Situation im Valang (±138–131 Mio. J. v.h.).

folgt ein oft sehr geringmächtiger und manchmal auskei-
lender, über 5 Ammonitenzonen bis in die untere Hau-
terivezeit hinein aufsteigender und durch phosphoritische
Ammonitensteinkerne dokumentierbarer Kondensations-
horizont. Das zeigt fast völligen Sedimentationsstillstand
an. Im südlichen Anschluß sich aus letzterem entwickelnd
folgt mit reicher Ammoniten- und Aptychen-Führung he-
mipelagischer Diphyoides-Kalk sowie, sowohl im Norden
als auch im Süden zeitlich nachfolgend, mit dem Kiesel-
kalk eine siliziklastische Sedimentation. Diese endet mit
der Altmannbank der Unterbarreme-Zeit, wobei küsten-
wärts Hochzonen dokumentierend in den Kieselkalk
vollständig ersetzender glaukonitreicher „Hardground“
sich ausbilden kann.

Im Vorlanduntergrund nach Osten bis über die Grenze
nach Mähren hinaus ist für diese Zeit im Bereich des Was-
serburger Troges östlich München ein von Süden her aus-
greifendes Meer nachweisbar (K. LEMCKE, 1988, S. 10).
Auch in Salzburg und Oberösterreich gibt es Erosionsre-
likte allertiefster Kreide (W. NACHTMANN & L. WAGNER,
1987, S. 70). Daher ist es berechtigt, im südlich daran
anschließenden Alpensegment in den Tauern eine mit
Malm-zeitlicher Hochstegenkalk-Bedeckung auftau-
chende Vorlandfortsetzung in die Kreidezeit hinein wei-
terhin anhaltende Sedimentation anzunehmen (B. LAM-
MERER, 1986, S. 147).

Auch in Mähren gibt es nach M. ELIÁŠ (1992, S. 188), in
Fortsetzungen der Waschbergzone in Richtung Subsilesi-
um Sedimente der tieferen Unterkreide und zwar sowohl
grobbrekziöse Bildungen mit aufgearbeitetem Malm, als
auch turbiditisch abgelagerte jüngere Anteile der Klent-
nitzer Schichten.

3.1.2. Das Penninikum

Wie für den äußersten Helvetischen Schelf in Vorarlberg
zur Zeit der Valang/Hauterive-Grenze mit dem Diphyoi-
deskalk, ist für östliche Fortsetzungen des äußeren
Schelfs oder für intrapenninische Schwellen, wie sie sich
im Falknis-Tasna-Bereich oder in der Grestener Klip-
penzone in den Flyschfenstern Niederösterreich u.a. mit
Stollberger Schichten manifestieren, Aptychenschich-
ten-Fazies kennzeichnend. Ebenso gilt das für karpa-
tische Fortsetzungen, besonders auffällig z.B. für die Pie-
niden, wo teils Sedimentations-Stillstände, teils die Se-
dimentation graugrüner mergeliger Hornsteinkalke ver-
meldet werden (J. SALAJ & O. SAMUEL, 1968, Beilage 4;
M. MIŠÍK, 1994).

Dem Jura-zeitlich von Ozeanisierung betroffenen Pen-
ninikum sind für seine tiefmeerischen Anteile nachfol-
gend Flyschbildungen zuzuordnen. So im ins Valais gehö-
renden Prättigau-Flysch Klus- und Valzeina-Serie, für
welche tiefe Unterkreide vermutet wird (P. NÄNNY, 1948).

Neokomflysch findet sich belegbar im Rhenodanubi-
kum und ist vor allem in der Ybbsitzzone in Niederöster-
reich in größerer Mächtigkeit nachgewiesen, wobei dort
ein Verband, einerseits mit den Ybbsitzer Klippen, ande-
rerseits mit Ophiolithen angenommen wird (W. SCHNABEL,
1992, S. 412). Zuletzt differenzieren M. HOMAYOUN & P.
FAUPL (1992) in Calpionellen führende Fasslgraben-
Schichten des Obertithon-Berrias und in die nachfolgen-
de Tiefwasserfazies der Glosbachschichten des höheren
Neokom. Sie befürworten eine paläogeographische Tren-
nung der Ybbsitzer Klippen mit eigenständig aufliegender
Flyschhülle vom eigentlichen Rhenodanubischen Flysch.

In Graubünden überliefern die Schamser Decken einer-
seits kalkig-mergelige, andererseits in der Gelbhorn-Ein-

heit brekziöse Bildungen (St.M. SCHMID et al., 1990). Se-
dimentärer Kontakt von Neokomflysch zur Calpionellen-
führenden Jes-Formation ist in der Falknis-Tasna-
Schwelle nachweisbar (F. ALLEMANN, 1957, S. 175). Er ist
daher auch in den östlichen Ostalpen an der Basis des
Rhenodanubikums ursprünglich anzunehmen, wenn auch
nachfolgend durch tektonische Vorgänge im Regelfall be-
einträchtigt bis völlig zerstört. Im Westen folgt südlich der
(wie erwähnt) in die Flyschsedimentation einbezogenen
Falknis-Tasna-Schwelle die Sulzfluhkalk-Plattform. Sie
wurde zur Neokomzeit nicht mit Sedimenten beschickt,
oder aber noch zur Unterkreidezeit durch Erosion wieder
gesäubert.

Südöstlich davon läge der Ablagerungsraum der Aro-
sazone mit vermutlich im Kontakt mit Ophiolithen stehen-
den Alpbachschiefern oder auch mit Palombinischiefen
(P. HÄLDIMANN, 1975; W. FINGER, 1978). So ist für die kre-
tazischen Abfolgen in der Arosazone ein durch Ozeani-
sierung und damit verbundene Transform-Ereignisse
stark ausgeweiteter Ablagerungsraum plausibel.

In Fortsetzungen im Unterengadiner Fenster im Gebiet
der Idalpe blieb mit den Bürkelkopf-Flimspitzschuppen
vielleicht sogar eine stratigraphische Folge mit plutoni-
schem Verbund erhalten. Sie besteht nach V. HÖCK & F.
KOLLER (1986, S. 107) aus Serpentin, Gabbro, Diabas,
Pillowlaven, Hyaloklastiten, Tuffen und Radiolaritschie-
fern. Es finden sich auch Palombini-artige Bänke, aber
auch in der streichenden Fortsetzung etwa 2 km weiter
östlich, in einer dünnen Kalkbank eines tonmergelbeton-
ten Flysches, eine durch Tintinniden des Jura/Kreide-
Grenzbereiches in zahlreichen gleichartigen Geröllchen
eingestufte Kleinklastenlage (R. OBERHAUSER, 1983, S.
74). Daher ist anzunehmen, daß diese Folge tiefe Kreide
beinhaltet. Von aus gleichartigen Überlegungen ins Neo-
kom einzuordnenden Schiefen mit Tintinniden in Intra-
klasten berichtet I. THUM (1969, S. 65), aus den nach
Nordost fortsetzenden Schuppenzonen im Gebiet der
Flisser Alp. Im Gebiet Bürkelkopf – Flimspitze scheint
demnach ein Ozeanboden überliefert und seine Auswei-
tung zur Malm-Neokom-Zeit plausibel zu sein.

Im Unterengadiner Fenster gibt es auch in tie-
feren Stockwerken als Flysch-Unterlage deutbare Ophio-
lithverbände u.a. in der Zone von Ramosch, unmittel-
bar unterhalb der Kristallinbasis der Tasna-Decke. Man
kann diese durchaus als Teil des Untergrundes des Rhenoda-
nubikums verstehen (vgl. dazu R. TRÜMPY, 1972, S. 75), zu-
mal wenn man die nachfolgend zu diskutierenden Befun-
de von R. HESSE (1973) als Beweise für gemeinsame Lie-
fergebiete für einen Unterkreide-zeitlich gemeinsamen
Sedimentationsraum für Falknis-Tasna und Rhenodanu-
bikum betrachtet. Im Fimbartal sind ebenfalls in der Zo-
ne von Ramosch Aptychen führende Lagen ebenfalls mit
Tintinniden in Flysche stratigraphisch eingeschaltet
(G. FUCHS et al., 1990).

Auch im Verband der Feuerstätter Decke im Grenzgebiet
Vorarlberg-Allgäu befinden sich vermutlich olisthostroma-
tisch eingebrachte Ophiolithe (W. RESCH, 1976) und u.a.
auch Aptychenschichten, für die eine Zuordnung in die
Basis des Rhenodanubikums schon wiederholt erwogen
wurde (vgl. K. SCHWERD & H. RISCH, 1983, S. 282). Vor al-
lem ein Abgleiten von der nach Norden einschwenkenden
Orogenfront in den „Wildflysch-Graben“ zur Untereozän-
zeit wäre plausibel, dies auch für die Ophiolithe!

Die im Tauernfenster den Hochstegenkalk überlagernde
Kaserer Serie (vgl. O. THIELE, 1980, S. 312) könnte in die
tiefe Unterkreide einzuordnen sein. In ihr gibt es Hinweise
auf turbiditische Sedimentation. Im tektonisch höheren

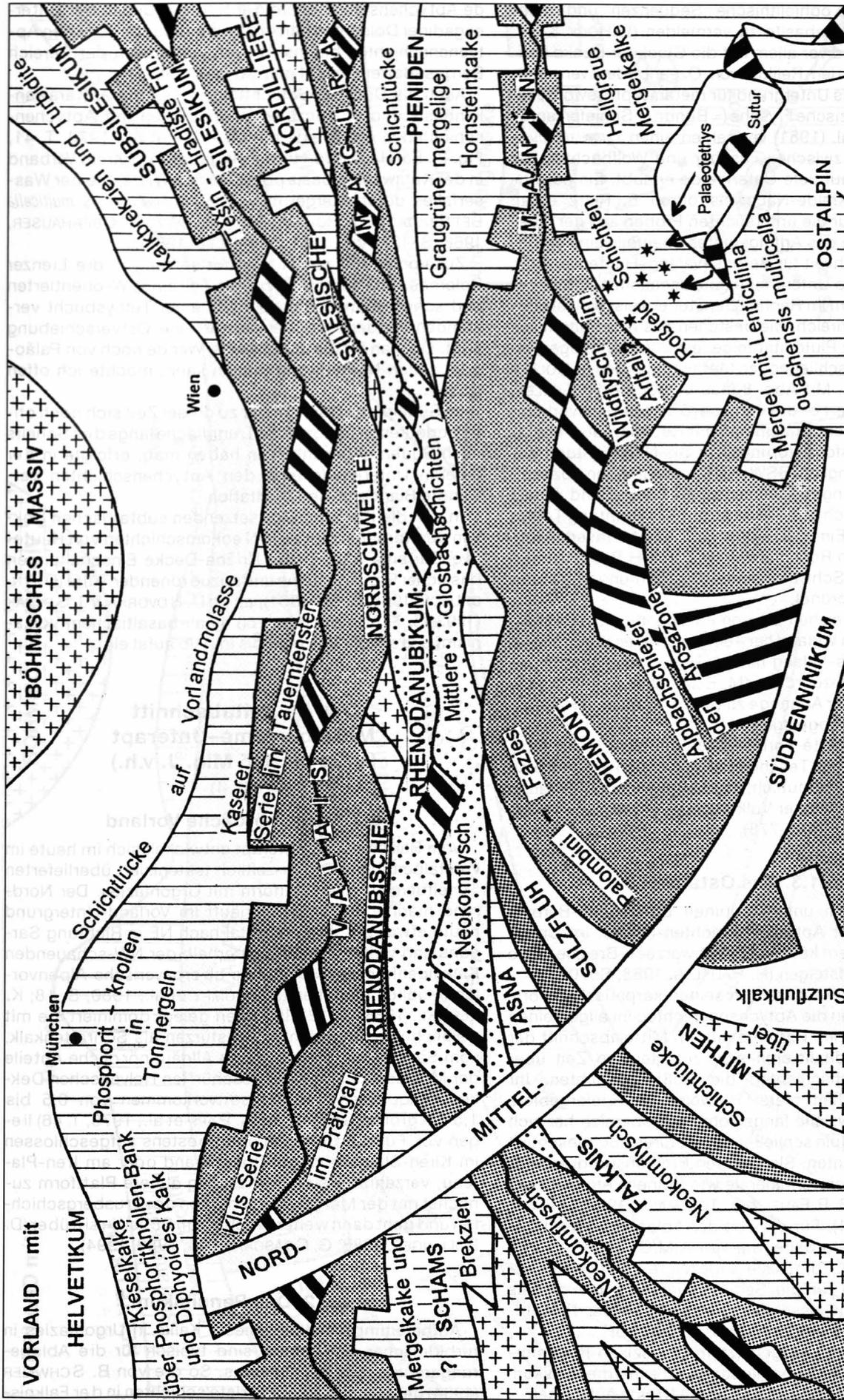


Abb. 3. Paläogeographische Situation im Hauterive (±131 bis 125 Mio. J. v.h.).

Stockwerk sind ophiolithische Sequenzen und nicht ophiolithische Metabasite zu vermeiden (V. HÖCK & CH. MILLER, 1987) und vor allem auf die Glockner-Decke konzentriert. Es werden Relikte von Ozeanböden vermutet. Sie bieten sich als Untergrund für metamorph gewordene, vermutlich kretazische Flysche (= Bündner Schiefer) an. J. KLEEBERGER et al. (1981) vermelden einen *Lamellaptychus*-Fund im Gebiet zwischen Fuscher und Wolfbachtal, der einen Verdacht auf tiefe Unterkreide erlaubt. Ein palynologischer Unterkreide-Nachweis durch E. REITZ et al. (1990) erbringt für die untersuchten Proben aus der Oberen Schieferhülle des Arltalgebietes ebenfalls eine erhöhte Wahrscheinlichkeit für Berrias-Valang-Hauterive-Alter, ohne aber höhere Unterkreide auszuschließen.

Das Penninikum im Rechnitzfenster erweist sich als besonders ophiolithreich. Sie bestehen aus einer Ultramafit-Abfolge, einer Plutonitabfolge, einer Vulkanitfolge, Radiolariten mit anschließenden Metasedimenten (F. KOLLER & V. HÖCK 1990). Mit Abb. 8 (aus V. HÖCK & H. KOLLER, 1989) demonstriert er die vorher erörterten Großvorkommen: Idalpe, Tauern, zusammen mit Rechnitz, als Teile eines durch Transformstörungen in SE-NW-Richtung verlängerten, ursprünglich SSW-NNE-verlaufenden, ozeanisierten Verbindungsweges zwischen Europa und Apulia hindurch, vom sich öffnenden Atlantik in Richtung Tethys hin verlaufend. Ein kalkreicher Teil der Metasedimente des Fensters von Rechnitz wurde durch H.P. SCHÖNLAUB (1973) mittels Schwammnadel-Bestimmungen in die Kreidezeit eingeordnet.

Im Silesikum reichen die von intrapenninischen Hochzonen – oder vom Vorland her – eingeglittenen Stramberger Kalke ins Berrias-Valang hinauf. Hier sind auch die Teschener Kalke einzuordnen (M. ELIÁS et al., 1990, S. 41, 44). Im Bereich der Abhänge zu tiefermeerischen Räumen werden Brekzien abgelagert.

Die Těšín-Hradiště-Formation bildet sich. In ihr setzt im Hauterive mit den Tescheniten im Bereich der späteren Godula-Decke, vermutlich durch Dehnungsvorgänge ausgelöst, ein basischer Vulkanismus ein (D. HOVORKA & J. SPIŠIAK, 1993, S. 771–773).

3.1.3. Das Ostalpin

Im Anschluß im unterostalpinen Err-Bernina-Bereich finden wir wieder Aptychenschichten-Fazies. Im Unterostalpin der Tauern könnte die Schwarzeck-Brekzie in die tiefste Kreide aufsteigen (H. HÄUSLER, 1988, S. 70).

Im kalkalpinen Raum und in seinen karpatischen Fortsetzungen steigen die Aptychenschichten im allgemeinen in die Kreide bis ins Barreme auf. Im Mittelabschnitt der Kalkalpen individualisieren sich zur gleichen Zeit über den Schrambachschichten die Roßfeldschichten. Ihr Schwermineralinhalt bietet Hinweise auf Liefergebiete aus Obdukten, welche längs vom Tethysbereich her sich in Richtung Ostalpin schließenden Suturen hochgeschürft worden sein könnten. Sie könnten Erosionsprodukte liefern, zu denen Schwerminerale wie Spinelle etc. gehören (G. WOLETZ, 1963; P. FAUPL & A. TOLLMANN, 1979; P. FAUPL & E. POBER, 1991). Für die Zeit der Ablagerung der Roßfeldschichten wäre dabei die von A.M.C. ŞENGÖR (1985 auf S. 106 in Fig. 7d) für sie angezeigte Position überlegenswert, wobei für die Sedimentlieferung die damals schon weitgehend geschlossenen Suturen der Paläotethys gedient haben könnten (S. 102, Fig. 7 b).

Im auf kretazisch aufgeheiztem, variszisch metamorphem Kristallin liegendegebliebenen Brennermesozoikum gibt es vermutlich bis in die unterste Kreide aufsteigen-

de Aptychenschichten. In der S' charl-Decke der Unterengadiner Dolomiten hält die Sedimentation über den Aptychenschichten bis ins Apt an, wobei sich der Bereich Berrias-Barreme nicht nachweisen läßt.

Auch die Drauzug-Schichtfolge steigt in der Karawanenbasis und in den Lienzer Dolomiten mit Aptychenschichten in die Kreide auf (A. PAPP et al., 1970, T. 41, Fig. 2). Ein Hauterive-Hinweis ergab sich in ihrem Verband in der Karawanenbasis oberhalb des Wildensteiner Wasersfalles durch Mergel mit *Lenticulina ouachensis multicella* BETTENSTÄDT (H. HOLZER, 1966, S. A27; R. OBERHAUSER, 1968, S. 127, Abb. 1; M. SCHRÖDER, 1988).

Zusammen mit seiner Westfortsetzung in die Lienzer Dolomiten sollte der Drauzug als Teil eines W-orientierten und schon küstennahen Schelfs einer Tethysbucht verstanden werden, welcher später eine Ostverschiebung erlitt. Ob man für die Jura/Kreide-Wende noch von Paläo- oder schon Neotethys sprechen kann, möchte ich offen lassen.

Im Südalpinen Bereich, der zu dieser Zeit sich noch ohne bedeutende tektonische Trennfläche längs des Schelfs nach Süden angeschlossen haben mag, erfolgte in der tieferen Unterkreide eine den Aptychenschichten verwandte Bianco-Sedimentation.

In den die Kalkalpen fortsetzenden subtratischen Decken der Karpaten gibt es in Neokomschichten von Hauterive-Barreme-Alter in der Krížna-Decke Einschaltungen basischer Ergußgesteine und zuzuordnender Tuffe (D. ANDRUSOV, 1965, S. 360, 361); auch D. HOVORKA & J. SPIŠIAK (1993, S. 775), berichten von alkali-basaltischem Vulkanismus, der vom Barreme bis ins Alb aufsteigt.

3.2. Im Zeitabschnitt Mittelbarreme-Unterapt (± 122 bis 115 Mio. J. v.h.)

(Abb. 4)

3.2.1. Das nördliche Vorland

Vom Barreme zum Unterapt entwickelt sich im heute im Westalpenbogen Tertiär-zeitlich tektonisiert überlieferten Schelfbereich eine Plattform mit Urgonfazies. Der Nordrand mariner Bildungen verläuft im Vorland-Untergrund heute etwa vom Vorderrheintal nach NE in Richtung Sargans und weiter vielleicht unterhalb der NW-schauenden Kalkalpenfront des Allgäu ins oberbayerische Alpenvorland südlich München (R. TRÜMPY et al., 1980, S. 18; K. LEMCKE, 1988, S. 12). In Falten gelegt dominiert sie mit weißlich verwitternden Felsabstürzen als Schratzenkalk, vom Säntis über Vorarlberg ins Allgäu, nördliche Anteile der Molasse-zeitlich hochgeschürften Helvetischen Decken. Requiienien und Massenvorkommen von 0,5 bis 1,5 cm großen Orbitolinen (A. PAPP et al., 1970, T. 46) liegen vor. Für die Ostalpen noch bestens aufgeschlossen im Klien-Steinbruch am Rheintalrand oder am Ifen-Plateau, verzahnt er sich in Richtung äußere Plattform zunächst mit der Mergelsedimentation der Drusbergschichten und geht dann weiter draußen am Schelf in sie über (D. BOLLINGER, 1988; G. CSÁSCÁR et al., 1989, 1994).

3.2.2. Das Penninikum

Aufbereitungsprodukte dieser Kalke in Urgonfazies in turbiditischer Anlieferung sind typisch für die Ablagerungsräume des Penninikums. So die von B. SCHWIZER (1984) genau bearbeiteten Tristelschichten in der Falknis-

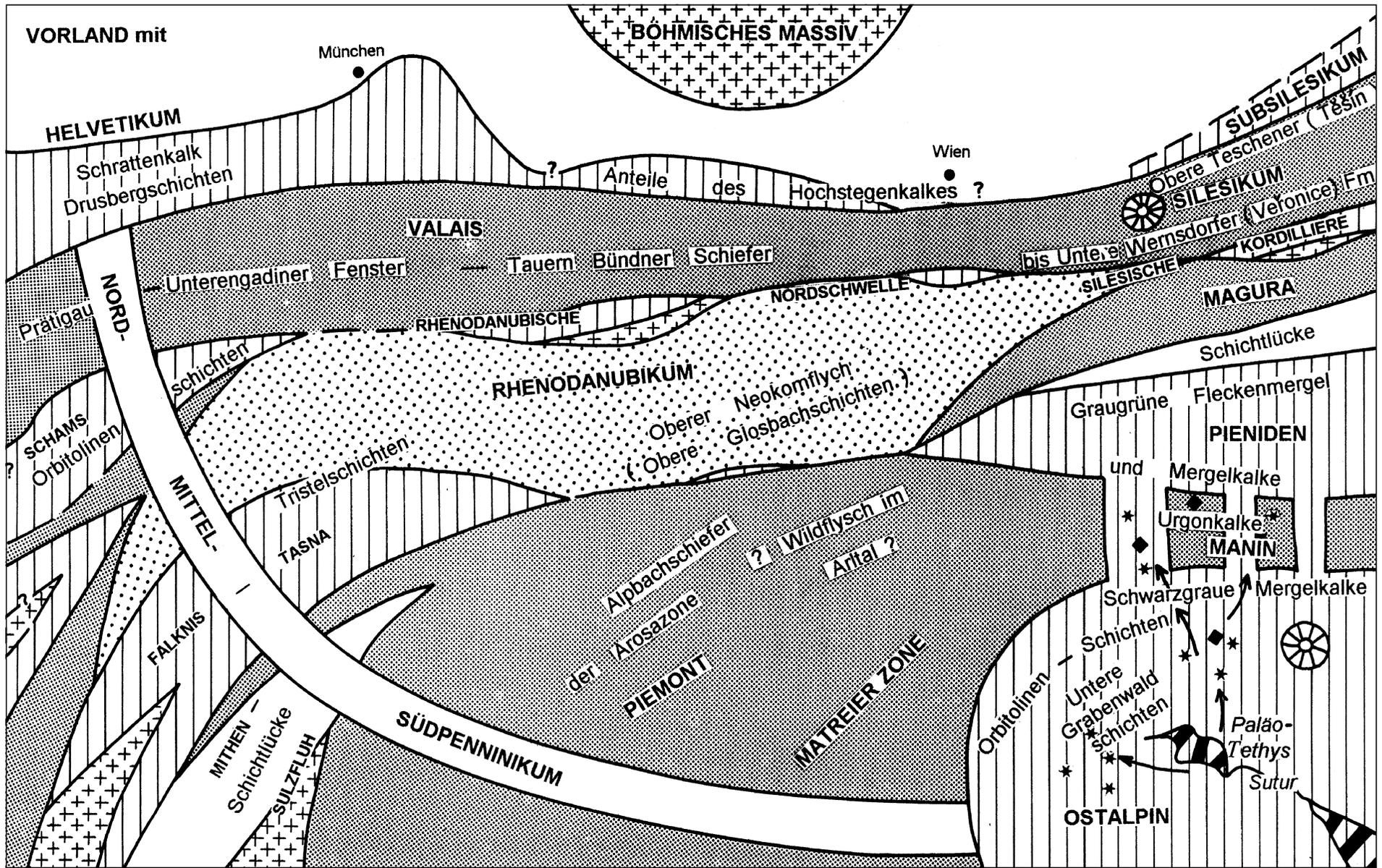


Abb. 4. Paläogeographische Situation im Mittleren Barreme-Untere Aptian (±122-115 Mio. J. v. h.).

decke des Falknisgebietes (loc class.), welche wir auch im Rhenodanubikum Vorarlbergs im Nordhang der Hohen Kugel (R. OBERHAUSER, 1991, S. 35), sowie in jenem des Allgäu, u.a. bei Oberstdorf wiederfinden.

Da recht widerstandsfähig gegen Metamorphose, finden wir sie mit bestimmbar Mikrofossilien, oft im Verband mit überlagerndem Gault. So im Verband der Tasna-Decke im Unterengadiner Fenster, im Val Tasna und in Anteilen der sie fortsetzenden Fimberzone im Fimbartal (G. FUCHS et al., 1990) und im Samnaun im Bereich des Alptrieder Ecks (R. OBERHAUSER, 1983, S. 77). Dort erscheint auch eine Zuordnung in die Zone von Prutz-Ramosch als plausibel, was die Zuordnung letzterer zum Rhenodanubikum ermutigt. B. SCHWIZER berichtet in seiner oben erwähnten, umfassenden Monographie auch über metamorphe Vorkommen in den Schamser Decken, in denen in Feinbrekzien der Obrist- und Nivaiglsrie mit Hilfe der Kathoden-Lumineszenz bestimmbar Orbitolinen des Oberbarreme bis Unterapt nachgewiesen werden konnten (S. 155).

Nicht nur die nördliche Plattform, sondern auch intrapenninische Schwellenzonen, wie die Rhenodanubische Nordschwelle (R. OBERHAUSER, 1991, Abb. 5) oder Falknis-Sulzfluh-Tasna-Fortsetzungen zu den Pieniden hin, Flachwassergebiete im Umraum der Maninzone, oder der Tatrinen, oder solche im Ostalpin (H. HAGN, 1982; G. CSÁSZÁR et al., 1989; E. SCHÖLLHORN & F. SCHLAGINTWEIT, 1990; M. MIŠÍK, 1990; F. SCHLAGINTWEIT, 1992) können Orbitolinen führenden Grobsand liefern. Dies erfolgte nicht nur zur Unterkreide-Zeit und im Cenoman, wie nachfolgend für die Tannheimer Schichten diskutiert, sondern es werden auch viel später Oberkreide- und Alttertiärflysche des Penninikums noch bedient werden, ebenso tiefer liegende Teile der Ostalpinen Plattform bis hinauf in die Gosau.

Für die höhere Oberkreide kommen dann zudem auf der Ostalpinen Plattform Cenoman-zeitlich lebende, weiter entwickelte Orbitolinenarten für die Umlagerung in Frage, was M. WAGREICH & F. SCHLAGINTWEIT (1990) für die Lilienfelder Gosau nachzuweisen versuchen.

Es erbringt nach den erwähnten sensationellen Schwammnadelfunden von H.P. SCHÖNLAUB (1973) aus dem Rechnitzfenster die Palynologie in der Großarler Rahmenzone des nordöstlichen Tauernfensters nach E. REITZ et al. (1990) in die (?vermutlich tiefe) Unterkreide einzuordnende Pollen und Radiolarien, was sowohl Grünschiefer mit Metatuffen als auch von H. HÄUSLER für jurassisch gehaltene Brekzien, in die Kreide einzeiten könnte. Die Autoren sprechen von einem Wildflysch mit Landpflanzen-Detritus.

In der karpatischen Flyschzone wird im Silesikum weiter sedimentiert, indem der Těšín-Hradiště-Formation die Wernsdorfer Schichten (Věronice Mb.) nachfolgen. Der teschenitisch-pikritische Vulkanismus hält bis ins Apt an (vgl. D. HOVORKA & J. SPIŠIAK, 1993, S. 771, 772).

Neben den erwähnten, flachmeerischen Liefergebieten für Orbitolinen führenden Schutt sind auch mergelige Faziesbereiche weit verbreitet. Solche sind auch in den Karpaten in den Pieniden, neben Anteilen mit fehlender Sedimentation (vgl. M. MIŠÍK, 1994), auffällig, wo von J. SALAJ & O. SAMUEL (1966, Beil. 4), graugrüne Fleckenmergel ausgewiesen werden.

Hinweise auf Barreme-Apt-zeitliche Sub- und Obduktionsereignisse ergeben Schwermineral-Analysen u.a. auch an Geröllen im Klippenumraum der slowakischen Karpaten (M. MIŠÍK et al., 1980). Sie erfolgten möglicherweise im Bereich der Paläotethys-Sutur.

3.2.3. Das Ostalpin

Später zu diskutierende radiometrische Hinweise und Inkohlungsdaten lassen auch für die Zeit des Barreme-Apt auf aktiven Wärmefluß schließen, ebenso sedimentologische Hinweise in der Arosazone und ihren Fortsetzungen nach Osten auf Krustenunruhe. Schwerminerallieferungen ab dem Apt von Chromspinell, Alkali amphibol und Granat (W. WINKLER, 1988, S. 378) in den Vorarlberger und Bayerischen Kalkalpen erfordern für die Zeit vorher, das Barreme-Apt, Obduktionsvorgänge, und diese wiederum, eine schon vorher einsetzende Subduktions- und Seitenverschiebungsaktivität. Wenn man aus diesen Vorgängen eine Kausalkette knüpfen will, so erscheint als initialer Vorgang ein Sich-Löslösen der Kalkalpen vom Variszischen Untergrund in permoskytischen Evaporitabfolgen schon während der Barreme-Zeit – wenn nicht noch etwas früher – als bedenkenswert. M. KRÁLIK & J.M. SCHRAMM (1994) wollen aufgrund wärmegeschichtlicher Überlegungen für die Zeit der Jura/Kreide-Wende größere tektonische Aktivität im Bereich des späteren Kalkalpen-südrandes erkennen. Auch dort her könnte die erwähnte Schwermineral-Lieferung stammen?

In den Unterengadiner Dolomiten weist P. MADER (1987) in den Triazzaschichten der S'charl-Decke Apt-zeitliche Mikrofossilien nach. Für die Kalkalpen gibt es im Gebiet der Thierseer Mulde SE Landl, aus dem Bereich der kalkalpinen Randschuppe, für die Zeit des tieferen Apt den Nachweis für Flachwasser-Bereiche mit Orbitolinen (H. HAGN, 1982). Da auch aus Geröllen der oberoligozänen Faltenmolasse des Allgäus kalkalpenbürtige Orbitolinen zu vermelden sind, jedoch die ebenfalls oberoligozänen Angerbergsschichten keinerlei Gerölle einer höheren Unterkreide zeigen, scheint eine solche in den liefernden Südfortsetzungen der Kalkalpen nie – oder in mikrofossilärmer Ausbildung – sedimentiert worden zu sein, oder sie wurde vorgosauisch abgetragen (H. HAGN, 1989, S. 9; E. MOUSSAVIAN, 1984, S. 17).

Daneben finden sich ins Barreme bis Unterapt gehörende obere Anteile der Neokom-Apychenschichten und im Tirolikum oberste Anteile der Roßfeldschichten mit den anschließenden Grabenwald-Schichten. Sie werden nach P. FAUPL & E. POBER (1991, S. 137) weiterhin mit Chromspinell beliefert. Die Grabenwald-Schichten sind durch W. FUCHS (1968) ins tiefere Apt eingestuft. Wenig später dürfte die Front der juvavischen Überschiebung den Sedimentationsraum verschließen.

In den karpatischen Fortsetzungen des Ostalpins setzt im Bereich der Krížna-Decke Barreme-zeitlich ein sich weiter durch die Unterkreide-Zeit fortsetzender, basischer Vulkanismus ein. Dieser ist u.a. im Fatra-Gebirge durch subvulkanische Körper in Mitteltrias-Sedimenten, die geochemisch den Kreide-zeitlichen Effusiven entsprechen, nachweisbar (D. HOVORKA & M.J. SPIŠIAK, 1993, S. 773, 774).

3.3. Im Zeitabschnitt Oberapt-Alb (±115 bis 97, 5 Mio.J.v.h.)

(Abb. 5)

3.3.1. Das nördliche Vorland

Zu dieser Zeit erfolgt eine allgemeine Meeresvertiefung (vgl. H.P. FUNK, 1985, S. 264–265). Noch in der auslaufenden Unterapt-Zeit bricht die Kalksedimentation weiträumig zusammen, und die sich in der Urgonfazies des Schrottenkalkes dokumentierende, europäische Flachwasser-Karbonat-Plattform ertrinkt; siliziklastische und

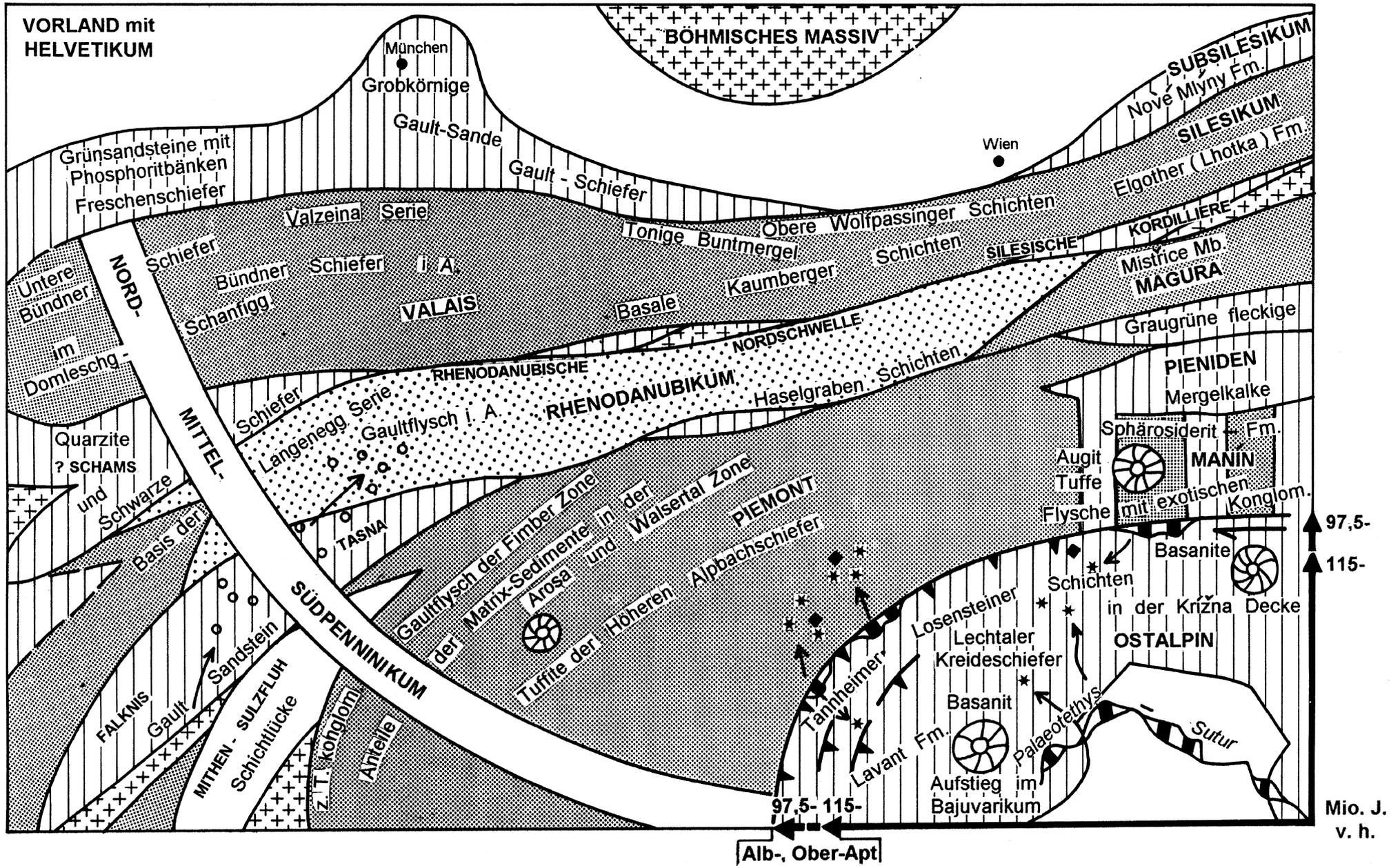


Abb. 5. Paläogeographische Situation im Oberen Alb (± 100 Mio. J. v. h.).

tonige Sedimentation folgt nach. So wird im Bereich des Wasserburger Troges entlang dem Landshut-Neuöttinger Hoch, aus dem heute unter der Alpenfront begrabenen Gebiet heraus von Südwesten und Süden her, etwa bis Landshut nach Norden ausgreifend, ein Gaultsandstein sedimentiert. Diese Fazies setzt im Helvetikum der Schweiz, Vorarlbergs und des Allgäus mit der Ammoniten- und Belemniten-reichen Garschella-Formation ein. Es erfolgt Kondensation, Aufarbeitung und Umlagerung, Sedimentation von Quarzsand, Bildung von Glaukonitkörnern und Phosphoritknollen (K.B. FÖLLMI, 1989, S. 15). Dann weiter draußen auf der Plattform verliert sich die Kondensation relativ rasch, und mit dem Mächtigkeitenanstieg werden schrittweise feinsandig-tonige bis tonmergelige Sedimente dominierend. Diese Faziesänderung zur „Argenfazies“ läßt sich im Hinteren Bregenzerwald vom Hohen Ifen zum Hohen Freschen hin dokumentieren, u.a. in den Aufschlüssen des Argenbaches bei Au (vgl. P. FELBER & G. WYSSLING, 1979, S. 698). Diese Bedingungen halten über das Oberapt bis ins Alb hinein an. Über die Ostfortsetzung dieses küstenferneren Faziestyps berichtet S. PREY (1983) aus dem Gschlifgraben bei Gmunden (OÖ.), wo aus schwärzlichen tonigen Mergelschiefern Mikrofaunen des Alb nachgewiesen wurden.

Jenseits des Landshut-Neuöttinger Hochs und längs des Böhmisches Massivs von Ober- nach Niederösterreich bis an die mährische Grenze ist im späteren Untergrund der Vorlandmolasse kein Oberapt-Alb nachweisbar. Es werden, da die Oberkreide mit terrestrischen Bildungen transgrediert, festländische Bedingungen angenommen (vgl. R. FUCHS et al., 1984).

Jenseits der mährischen Grenze transgrediert jedoch mit dem Nové Mlyný Limestone ein Oberes Alb auf den Ernstbrunner Kalk des autochthonen Tithon, und auch schon im Weinviertel für die Bohrung Zistersdorf ÜT 2A wird ein Vorkommen dieses „Nové Mlyný Limestone“ für möglich gehalten (M. ELIÁŠ & G. WESSELY, 1990, S. 81).

Im hochgeschürften Vorlandteil vom östlichen Oberbayern bis nach Oberösterreich zeigt das Alb in den Helvetikumfenstern der Flyschzone, wie oben erwähnt, schon küstenferne Ausbildung und geht weiter nach Osten in die Buntmergelserie über.

Nördlich der Donau in den Hochschürfungen der Waschbergzone fehlen mit der gesamten Unterkreide auch Informationen über marine Oberapt-Alb- und Cenoman-Vorkommen, wiewohl zumindest ab dem Alb eine Fortsetzung vom autochthonen Vorland, über den Ablagerungsraum der Waschberg-Zone hinweg, in Richtung Tethys hin, bestanden haben dürfte.

3.3.2. Das Penninikum

Der zwischen Europäischer- und Ostalpiner Plattform liegende tiefmeerische Flyschbereich des Gaultflysches, mit dunklen bis roten Schiefertönen mit kleinwüchsigen sandschaligen Foraminiferen, mit Quarziten oft in Ölquarzit-Ausbildung, in Schwellennähe jedoch mit grobklastischen Turbiditen und konglomeratischen Bildungen, läßt für seine Sedimentliefergebiete durchaus auch gestörte Kalksedimentation als plausibel erscheinen. In der stark gestörten Nordzone des Wienerwaldflysches ordnet W. SCHNABEL (1992, S. 416) die Wolfpassinger Formation einem Bereich Apt-Alb-Cenoman zu und vermutet Beziehungen zu den Wernsdorfer (Veřonice), Elgother (Lhotka), und bunten Godula-Schichten des Silesikums der Karpaten, wo mit dem Apt der teschenitische Vulkanismus endet (vgl. D. HOVORKA & J. SPIŠIAK, 1994, S. 771–773).

In der Rača-Decke der Magura, welche die Greifensteiner Decke des Wienerwaldes in die Karpaten fortsetzen dürfte, beginnt nach ELIÁŠ et al. (1990) die überlieferte Schichtsäule mit der Mistřice Einheit.

In der Ybbsitzer Klippenzone wird von M. HOMAYOUN & P. FAUPL (1992) für eine nannopaläontologisch in das Alb eingestufte, und als unter CCD abgelagert erkannte, dunkle Tonstein-dominierte Folge der Name Haselgraben-schichten eingeführt.

In Graubünden wird nach R. TRÜMPY et al. (1980, S. 69) in tieferen Anteilen der Bündner Schiefer des Prättigau (mit der Valzeina-Serie) und in denen des unteren Schanfigg und Domleschg Unterkreide- bis Cenoman-Alter (?) vermutet.

Zwischen dem Gaultflysch einer Teildecke des Rhenodanubikums im Allgäu und jenem der Falknis- und der Tasna-Decke gelang R. HESSE (1973) eine Bank-zu-Bank-Korrelation. Dies bekräftigt die Annahme eines gemeinsamen Liefergebietes und wohl auch einen gemeinsamen Ablagerungsraum. Die Schwermineral-Spektren sind zirkonreich.

Dies bekräftigt eine Einordnung des Rhenodanubikums nördlich oder östlich des Falknis-Tasna-Hochgebietes. H. EGGER (1992) schlägt eine Einordnung des Rhenodanubikums südlich des Tasna-Ablagerungs-Raumes vor und hält eine solche durchaus vereinbar mit den Resultaten von R. HESSE (1973). Sicher auch ein beachtenswerter Gedanke. Ich möchte jedoch weiterhin der Darstellung von R. HESSE folgen, aber zusätzlich die Fortsetzung einer Silesischen Kordillere über eine Rhenodanubische Nordschwelle nach Schams hin vertreten, auch wenn sie bisher nur durch verschiedenartige Sedimentfüllungen beiderseits faßbar ist. Die weitere Fortsetzung des Rhenodanubikums nach Westen ist zweifellos unter dem Rheintal-Quartär durch nach Wildhaus-Amden (oder auch zum Fähneren-Gipfel) außer Zweifel und mit Einschränkungen weiter in Richtung Wägital.

Daneben wird in südlichen Anteilen des Penninikums Vulkanismus nachweisbar. So sind intermediäre Tuffite im Bereich der Alpbachschichten in der Arosazone am ehesten spät in Unterkreide einzuzeiten (H.P. HÄLDIMANN, 1975, S. 305; H. BURGER, 1978, S. 260).

In den Karpaten wird (in den das südlichere Penninikum der Alpen fortsetzenden Pieniden) die sonst Unterkreidezeitlich sedimentfreie Czorstyn-Schwelle von einer Alb-Transgression erfaßt (M. MIŠÍK, 1994). Sonst sind im Oberapt-Alb graugrüne, fleckige Mergelkalke auffällig. In der südlich anschließenden Maninzone schließen die Sphärosiderit-Formation und Flysche mit exotischen Konglomeraten an. Basische Effusiva und Tuffite belegen vulkanische Aktivität (J. SALAJ & O. SAMUEL, 1966, S. 32).

Auf bereits während der Unterkreide-Zeit ablaufende Sub- und Obduktionsvorgänge im Umraum des Pienidischen Klippenraumes (möglicherweise im als Liefergebiet figurierenden Tethys-Sutur-Bereich) können Vorkommen von Chromspinell und Glaukophan in Schwermineralspektren (z.T. aus Geröll-Untersuchungen) hinweisen (M. MIŠÍK et al., 1980, S. 212, 213).

3.3.3. Das Ostalpin

Einiges spricht dafür, daß, falls auch auf dem ostalpinen Schelf ein analoger Plattform-Zusammenbruch wie auf dem nördlichen Schelf erfolgte, dieser erst im Laufe des Oberapt, oder wenig später, abließ. Dies darum, weil sowohl in die basale Gosau von Oberbayern bis nach Niederösterreich hinein etwa zur Zeit des Coniac, ins Unter-

inntal-Tertiär zur Zeit des Obereozän, als auch in die Untere Süßwassermolasse des Allgäu hinein im Oberen Oligozän, eine Lieferung von Urgongeröllen mit Oberapt-Orbitolinen erfolgte (vgl. K.F. WEIDICH, 1984, S. 541; H. HAGN, 1989, S. 9; E. SCHÖLLHORN & F. SCHLAGINTWEIT, 1990; F. SCHLAGINTWEIT, 1992). Die diese liefernden heute erodierten Riffentwicklungen waren an ins obere Apt hinauf persistierende Hochzonen gebunden. Im tieferen Meer des kalkalpinen Umraumes wurden zeitgleich siliziklastisch-mergelige, kalkarme Tannheimer Schichten abgelagert. Ihnen folgen im Alb die Losensteiner Schichten, teilweise mit exotischer Geröllfracht und reichlich Chromspinell als Schwermineral. Tannheimer und Losensteiner Schichten setzen sich bis in den Wiener Wald fort (vgl. B. PLÖCHINGER & J. SALAJ, 1991, S. 786).

F. SCHLAGINTWEIT (1991) meldet vom loc. class. der Losensteiner Schichten durch Mikrofaunen einstuftbare Sulzfluhkalk-artige Gerölle von Oxford-Tithon-?Berrias-Alter und solche von Urgonkalken des Barreme-Apt neben Orbitolinen vor allem mit Choffatellen. Letzteres ermutigt mich dazu, in meiner paläogeographischen Karte das Tasna-Hoch mit den faunistisch-floristisch entsprechenden Tristelkalken durch das südliche Penninikum in Richtung Andrusov-Hoch in den Westkarpaten durchzu ziehen. Bei einer Einordnung dieses Rückens ins Mittelpenninikum im Sinne von A. TOLLMANN (1987, S. 368), wie das F. SCHLAGINTWEIT, S. 91, vorschlägt, ist jedoch dann weiter nachzufragen, ob er damit auch einer Parallelisierung mit den Tauern-Zentralgneisen mit aufliegendem Hochstegenkalk zustimmt?

Da Orbitolinen, die oft auch Quarzsand in die Schalen einbauen, auch rifferner gelebt haben können, kann man sie zwar ins flache Wasser heimweisen, jedoch durchaus nicht immer ins Riffmilieu. Daher weisen Orbitolinen für sich noch keine Riff-Herkunft aus, sondern es muß ein entsprechendes Gestein oder ein Geröll aus ihm vorliegen, was jedoch für die oben erwähnten Geröllfunde in Losensteiner Schichten zutrifft und damit auch der Nachweis für eine Hochzone als Liefergebiet erbracht ist. Dieses könnte zwischen Tasna- und Manin-Hoch vermitteln, würde aber nach meiner Meinung hoch im Deckengebäude der Tauern einzuordnen sein.

Nach W. WINKLER (1988, S. 378) beginnen mit dem Unteren bis Mittleren Alb erste Alkali-Amphibol-Anlieferungen in die Chromspinell-reichen Schwermineral-Spektren im Faziesraum der kalkalpinen Randzone und des Allgäu-Lechtal-Decken-Bereiches der westlichsten Kalkalpen.

Der im heute im Meridian von Tirol aus der Lechtaldecke nahe der Front der Inntaldecke als Ehrwaldit gemeldete basanitische Vulkanismus wurde von TROMMSDORFF et al. (1990) auf 100 Mio.J. vor heute und damit ins Oberalb eingestuft. Dabei wird die Meinung vertreten, daß diese Magmen aus etwa 80 km Tiefe zu beziehen sind und daß für die Zeit ihres Aufstiegs im näheren Umraum aktive Subduktionsvorgänge auszuschließen wären. Doch hält er Subduktionserscheinungen im Bereich der Lechtaldeckenstirn und im Bajuvarikum für möglich. Hier berichten auch F. SCHLAGINTWEIT & K.F. WEIDICH (1992, S. 229) vom Abdecken der Allgäu- durch die Lechtaldecke im obersten Alb und erklären damit, daß infolgedessen die Branderfleckschichten nachfolgend sich nur auf der kalkalpinen Randschuppe und dem Nordrand der Lechtaldecke ablagern konnten.

Falls man das so interpretieren will, daß daher kreidezeitliche Subduktionsereignisse für den Hauptteil der Nördlichen Kalkalpen nur ab dem Cenoman zu erwarten sind, so bliebe für die Ablösung der Kalkalpen vom varis-

zisch metamorphen Untergrund und ihre nachfolgende Stapelung in Decken noch vor der zur Coniac-Zeit einsetzenden Gosau-Transgression nur sehr wenig Zeit, etwa vom Cenoman bis zum Turon, übrig! Falls man jedoch davon ausgeht, daß die Ablösung der Kalkalpinen Decken vom tieferen Untergrund schon vor dem Alb oder tiefer im Alb erfolgt war, so bedeutet dies, daß der Aufstieg des basanitischen Magmas durch vorher tektonisch gestörte Verbände erfolgt sein müßte, wobei diese zu dieser Zeit ihren kontinentalen Untergrund noch nicht ganz verloren haben dürften.

Erlaubt sei in diesem Zusammenhang das Gedankenexperiment einer „offshore“-Bohrung im Meer des tieferen Alb im Gebiet der späteren Lechtaldecke, vielleicht in den südlichen Klostertaler Alpen zur Zeit der Ablagerung der Kreideschiefer (D. HELMCKE 1974, S.139), zeitlich noch vor dem Basanit-Aufstieg. Sie sollte ja nach Aussage der radiometrischen Forschung nach etwa 3000 m Unterkreide-Jura- und Trias-Gestein im Bereich des Permoskyth nach Aussage der Radiometrie in einen Bereich von Helliglimer-Neubildung kommen, für welchen KRALIK et al. (1987) und W. FRANK et al. (1987, S. 274) eine Unterkreidezeitlich kulminierende Anchimetamorphose annehmen.

In der Krížna-Decke in den Westkarpaten wird für die Zliechov-Entwicklung bis ins Alb alkalibasaltischer Vulkanismus angenommen und von Basaniten berichtet, was Beziehungen zu den vorher erwähnten Ehrwalditen der westlichen Kalkalpen überlegen läßt (vgl. D. HOVORKA & J. SPIŠIAK, 1993, S. 775).

Im Zentralungarischen Raum läuft die Kalksedimentation unter Weiterführung der Urgon-Fazies weiter und bietet sich als Liefergebiet für noch jüngeren Orbitolinen-schutt an.

Ob die ins Alb eingestuften Orbitolinenfunde von D. v. HUSEN (1975) & von J. KUHLEMANN et al. (1993), G. CZÁSZÁR (1994) im Drauzug in dieser Richtung ausschauen lassen, sei dahingestellt. Im Jungschichtenzug der Lienzer Dolomiten am Lienzer Stadtweg in Richtung Dolomitenhütte weisen Planktonforaminiferen (Ticinellen) aus Mergelzwischenlagen auf Alb-Alter hin (R. OBERHAUSER, 1960). Sie sind der Lavant-Formation zuzuordnen, für die P. FAUPL & E. POBER (1991) eine Chromspinell-Belieferung nachweisen.

Seitenverschiebungen zurückführende palinspastische Überlegungen sollten ermutigt werden.

Dabei sollte aber bedacht werden, daß im Gegensatz zu manchen ungarischen Vorkommen die Mittelkreide-Ablagerungen auf der Ostalpinen Plattform, soweit sie in den tieferen kalkalpinen Decken (im Bajuvarikum) und in den Lienzer Dolomiten (P. FAUPL, 1977) überliefert sind, Störungen der Kalksedimentation vermuten lassen.

3.4. Im Zeitabschnitt Cenoman–Turon (±97,5 bis 88,5 Mio.J.v.h.)

(Abb. 6; Abb. 7)

3.4.1. Das nördliche Vorland

3.4.1.1. Der spätere Untergrund der Vorlandmolasse

Verursacht durch schrittweise Meeresspiegelerhöhungen erfolgte, nachfolgend Süßwasserbildungen des Unteren und Mittelcenoman, eine marine Ingression auf das Böhmisches Massiv von der cushmani-Zone des Oberen Cenoman bis in die archeocretacea-Zone des Unteren Turon hinein, wobei diese mit einem anoxischen Ereignis verbunden gewesen sein soll (D. ULIČNÝ et al., 1992). Marine Sedimentation hält durch das höhere Turon und

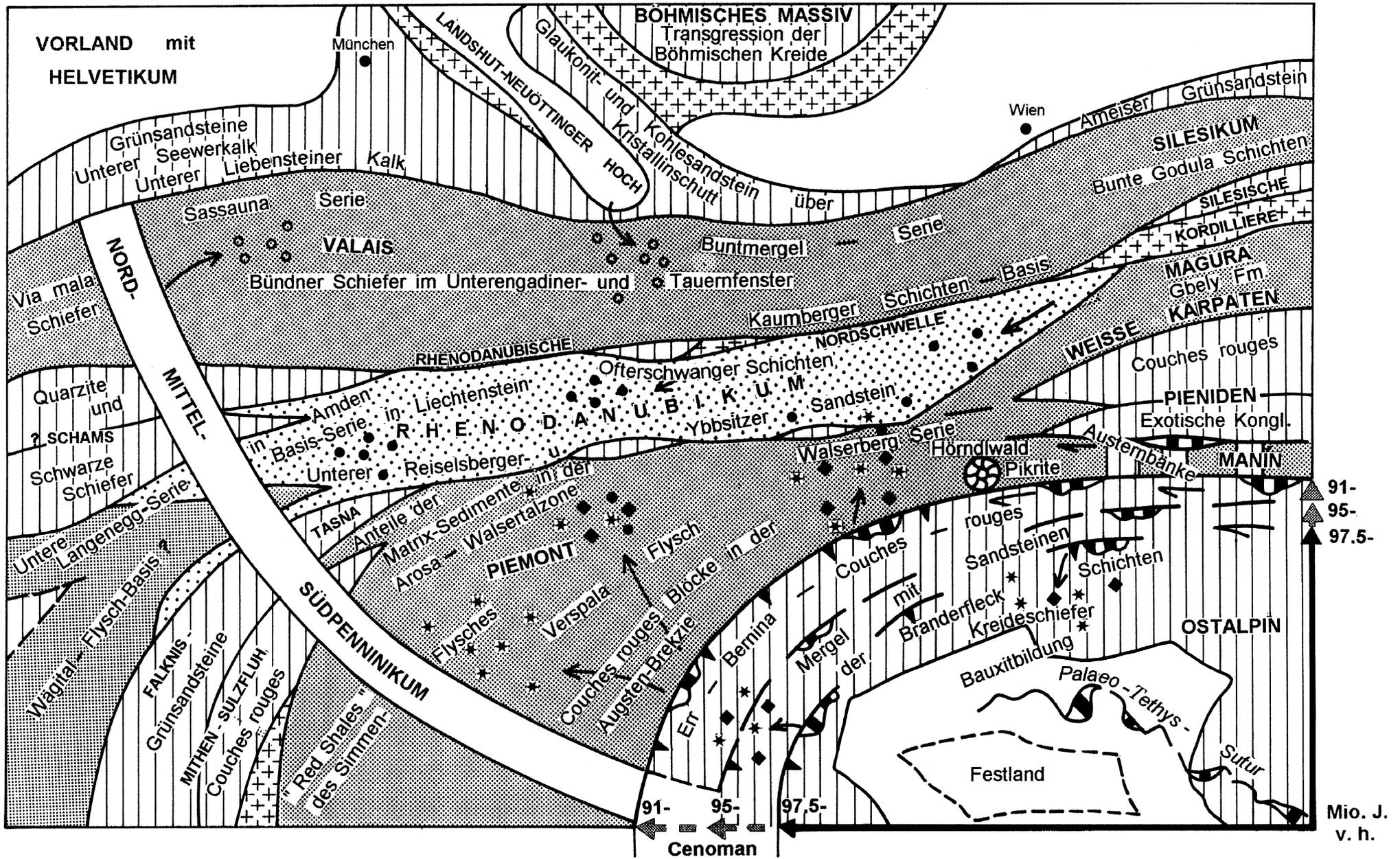


Abb. 6.
Paläogeographische Situation im Mittleren bis Oberen Cenoman ($\pm 95-91$ Mio. J. v. h.).

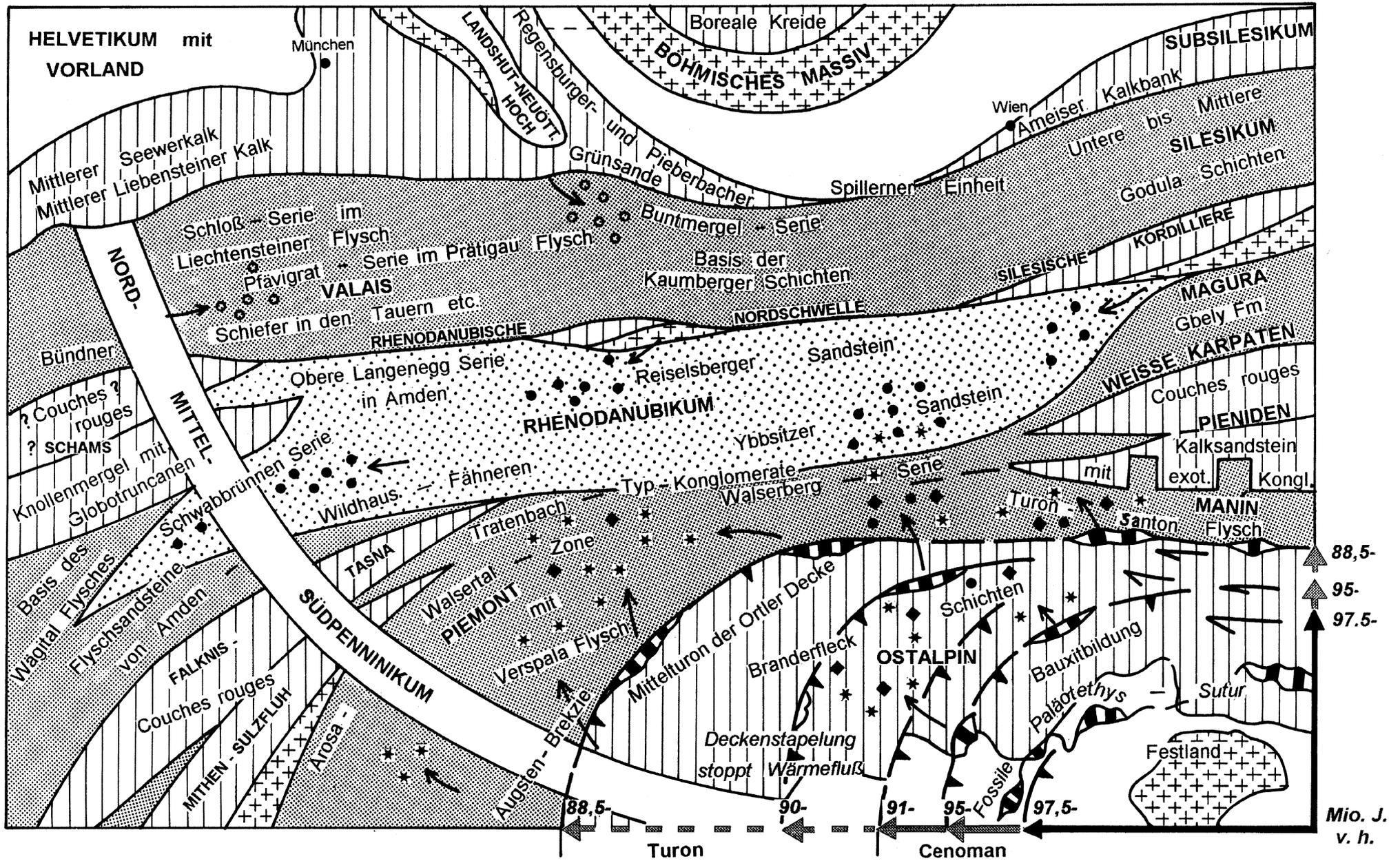


Abb. 7. Paläogeographische Situation im Mittleren bis oberen Turon (± 90 Mio. J. v. H.).

Coniac bis in die Zeit des Mittleren Santon hinein an (M. MALKOVSKÝ, 1987).

Im begrabenen autochthonen Helvetikum von der Ostschweiz nach Vorarlberg und Bayern dürfte etwa zur Zeit der Wende Unter/Oberkreide die kondensationskontrollierte Sedimentation allmählich aufhören und vom höheren Cenoman ins Turon aufsteigend mit dem Seewerkalk eine Globotruncanen-Gehäuse-reiche Kalkschlamm-Sedimentation einsetzen. Im Bereich des Molasseuntergrundes in Bayern ist vor allem im Wasserburger Trog die Obercenoman-Transgression signifikant und erreichte von Süden her den Raum Kehlheim – Regensburg, um sich dort, unter Aussparung des Landshut-Neuöttinger Hochs, mit einem von Südosten her vorrückenden Meeresarm zu vereinen und den Regensburger Grünsandstein zu hinterlassen. Noch im Obercenoman, Unter- und Mitteluron erreicht die Transgression dann den Raum Bamberg – Kulmbach (K. LEMCKE, 1988, S. 12, Abb. 7), um sich dann im Oberturon wieder in Richtung Regensburg zurückzuziehen.

Auch der Molasseuntergrund Oberösterreichs erweist sich als überflutet und ufernahe Bildungen scheinen sich vor allem von Linz in Richtung Südosten bis unter die südlichen Kalkalpen Niederösterreichs hinein, oft Glaukonitreich, ausgebildet zu haben, und weiter in die Oberkreide-Zeit hinauf anzuhalten. Cenoman-zeitlich wird über Schiedlbacher Kristallinschutt ein Kohlesandstein abgelagert, Turon-zeitlich Pieberbacher Glaukonitsandstein und Neuhofener Hauptsandstein.

Östlich des Massivsporns fehlt ebenfalls bis an die mährische Grenze die Unterkreide (auf ein mögliches Alb-Vorkommen in der Bohrung Zistersdorf ÜT 2A wurde verwiesen) und nach R. FUCHS und G. WESSELY (1977) folgt glaukonitisches marines Cenoman auf teilweise verkarstete Tithonkarbonat-Folgen (vgl. R. SAUER et al., 1992, Fig. 5, 6). Es steigt, als Teil der Ameiser Gruppe, im Turon stärker kalkig und nachfolgend wieder mergelig weiter in die Oberkreide auf.

3.4.1.2. Der im jüngeren Tertiär hochgeschürfte Vorlandanteil

Von Vorarlberg bis Bayern mit Fortsetzungen noch weiter nach Osten treten als tektonisch tiefes Stockwerk helvetische Decken zutage. Sie demonstrieren den über das helvetische Autochthon hinweg molassezeitlich hochgeschürften südlichen Schelfanteil der Europäischen Plattform. Während des Cenomans kippt die Grünsand-Ausbildung der Garschella-Formation zum Calcsiphären- und Globotruncanen-reichen Seewerkalk um (vgl. A. PAPP et al., 1970, T. 48, 49). Dieser steigt bis ins Turon-Coniac-Santon auf (vgl. H. HILBRECHT, 1991) und weiter draußen auf der Plattform in Richtung Flyschmeere, häufiger auch bunt werdend, als Liebensteiner Kalk bis ins Untercampan. Seine Fortsetzungen ins Nordultrahelvetikum des Gschlifgraben (S. PREY, 1983) sind ebenfalls Foraminiferen-reich und sehr stark mergelbetont. Für die hier einsetzenden Klippen vom Grestner Typ fehlen hier bezüglich der Hüllen bisher Cenoman-Turon-Nachweise.

Als analog dem Helvetikum des Westens von der Vorlandplattform heraufgeschürft betrachtet W. FUCHS (1984, S. 610) seine vom Cenoman ins Unterturon aufsteigende Spillerner Einheit, welche die Donau im Bereich des Kraftwerkes Greifenstein quert. Den mit der Waschbergzone hochgeschürften mit dem Oberturon einsetzenden Klementer Schichten ordnet er eine mehr äußere Herkunft zu. Weiter nach Osten, wo der erwähnte Sporn des Böhmisches Massivs sich unter die Alpen hinein drängt,

fände das Helvetikum des Westens, wenn man von der oben erwähnten Spillerner Einheit absieht, nach Augenschein in den Flyschfenstern Niederösterreichs und Wiens keine fazielle Fortsetzung mehr. Die dort auftretende Buntmergelserie besteht vorwiegend aus geringmächtigen Tonmergeln, welche im Regelfall Flyschsand-schaler führen und wohl schon unter CCD abgelagert wurden. Episodisch eingestreute Planktonforaminiferen reichen von der Hohen Unterkreide bis ins Eozän, darunter gibt es auch Cenoman- und Turon-Leitformen.

Für die nördlich der Donau als Teil der Waschbergzone vom Schelf hochgeschürften Kreideschuppen sind nachfolgend einer Unterkreide-Schichtlücke transgredierende Klementer Schichten nachgewiesen, und zwar für das Cenoman und tiefere Turon: Ameiser Grünsandstein, und höher im Turon die Ameiser Kalkbank (R. FUCHS et al., 1984, Abb. 9).

3.4.2. Das Penninikum

Wenn wir wieder nach Vorarlberg und Graubünden zurückkehren, so wollen wir uns zuerst den die tiefmeeri-schen Flyschräume trennenden, intrapenninischen Schwellenzonen zuwenden. Auf diesen erkennen wir als faziell ähnlich mit dem Seewer- und Liebensteiner Kalk des Schelfs der europäischen Plattform die Couches rouges. Sie sind häufiger rot und haben gleich viel Globotruncanen, jedoch weniger Calcsiphären. Sie lagern auf der Falknis-Sulzfluh-Tasna-Pieniden-Hochzone, welche südlich vom Rhenodanubikum eingeordnet wird. Auf der Falknis-Tasna-Decke folgen Turon-zeitliche Couches rouges dem Gaultflysch, auf der Sulzfluh-Decke beginnt die Couches-rouges-Fazies im Cenoman direkt auf dem Sulzfluhkalk des Malm. So meldete F. ALLEMANN (1952, S. 297) von der die Sulzfluh nach Osten fortsetzenden Scheienfluh auf Sulzfluhkalk transgredierende Mergelschiefer des Untercenoman und von der Sulzfluh selber, transgredierende, gelbliche Turon-Kalke.

Von der von mir nördlich vom Rhenodanubikum vermuteten Schwellenzone Schams – Rhenodanubische Nordschwelle fehlen für die theoretisch geforderten östlichen Ostalpen-Fortsetzungen bisher auch Couches-rouges-Nachweise. Eine cenomane Globotruncanen-führende Couches-rouges-Fazies gibt es auch im Err-Bernina-Gebiet und damit auch auf Teilen des südlichen Kontinentalrandes (vgl. H.P. CORNELIUS, 1935, Abb.: Schliff mit *Rotalipora*; R. TRÜMPY et al., 1970, S. 31). Auch die Rotaliporen-führenden Schieferblöcke in der Augstenbrekzie des Casanna-Westgrates bei Davos könnten nach Augenschein unter Führung von F. ALLEMANN und B. SCHWIZER (1991) dem unterostalpinen Schelf entstammen. Eine Umlagerung ins Turon ist plausibel, eine solche in noch jüngere Sedimente nicht auszuschließen (H. WEISSERT, 1975, S. 227).

Der in den tiefmeeri-schen Räumen zwischen dem europäischen Kontinentalrand und der Rhenodanubischen Nordschwelle abgelagerte Prättigauflysch hat keine Ophiolithabfolgen eingelagert. Mit der kalkmergeligen Pfävigrat-Serie überlagert er mächtige und stärker metamorphe Bündnerschiefer-Abfolgen, und weist in ihr reiche Cenoman-Mikrofaunen aus. Für jene kalkigen Bündner Schiefer, in die im Domleschg die Via Mala Schlucht eingeschritten wurde, wird von R. TRÜMPY & V. TROMMSDORFF (1980, S. 232) nach palynologischer Aussage Cenoman-Alter angenommen.

Die von F. ALLEMANN (1956, S. 69) für den Liechtensteiner Flysch parallelisierte Schloßserie ist ebenfalls eher

sandfrei. Wiewohl ich einer Zuordnung der Kaumberger Schichten ins Helvetikum von W. FUCHS (1984, S. 606), namentlich aus faziellen Überlegungen, nicht folgen kann, möchte ich ihm doch in einer naheliegenden Variante folgen: So will ich die nach persönlichem Augenschein schon in der Oberturon-Zeit einsetzenden Kaumberger Schichten als Teil der Laaber Decke den Ostfortsetzungen des Ablagerungsraumes des Prättigauflysches zuordnen, wiewohl konkrete Hinweise auf Verbindendes aus dem Tauern-Fenster bisher fehlen.

Weiter westlich im Areal des geringer metamorphen Unterengadiner Fensters fanden sich auf der Idalpe im Höllentalflysch trotz Metamorphose gerade noch bestimmbare, Turon vermuten lassende Globotruncanen. Da ihre Umlagerung in jüngere Flysche möglich ist, wird diese Alterseinstufung im Höllentalflysch etwas relativiert (R. OBERHAUSER, 1983).

Im Silesikum der Karpaten ist Cenoman–Turon-Flysch in der Baška- und in der Godula-Decke vertreten. In letzterer sind die teilweise bunt-tonmergeligen Unteren und die stärker sandigen Oberen Godulaschichten zu nennen.

Im aus einer Position hinter seiner Nordschwelle heraus, verschleppt liegenden Vorarlberger Flysch des Rhenodanubikums wird zu dieser Zeit, nachfolgend den Osterschwanger Schichten des Cenoman, im Turon der Reiselsberger Sandstein abgelagert. Westlich des Rheins werden einerseits aus der Mulde von Amden-Wildhaus mit der Langenegg Serie und Reiselsberger Sandstein (R. HERB, 1962, S. 78–84; H. EUGSTER et al., 1982) aber auch vom Fähnern-Gipfel (H. EUGSTER et al., 1960, S. 31) zuordenbare Erosionsrelikte gemeldet. Ab Liechtenstein hält er dann bis in den Wienerwald an, wobei im Westen für die Glimmer-Schüttung Turon-Alter zu vermelden ist und diese nach Osten eher früher (im Cenoman) einzusetzen scheint.

Mit seinen Hellglimmern und Schwermineralen (Granat etc.) wollen wir ihn mit etwa E–W-verlaufenden Strömungsrichtungen (vgl. F. MATTERN, 1988, S. 50–53) von der Rhenodanubischen Nordschwelle beziehen, die ihn vom Flyschraum des Prättigau abtrennte. Diese Schwelle setzt sich in die Karpaten als Silesische Kordillere zwischen Silesikum- und Magura-Ablagerungsgebiet (wo in der Gbely-Formation Cenoman–Turon vertreten ist) fort. Die Ablagerung des Reiselsberger Sandsteins setzt mit dem Cenoman ein und dürfte ins Turon hinein anhalten. Er ist im Wienerwald auf die Kahlenberger Decke beschränkt, und eine Beziehung zu den Pikriten vom Hörndlwald ist möglich (R. JANOSCHEK et al., 1956). Auch Couches-rouges-ähnliche Ausbildungen mit Cenoman-Globotruncanen standen hier im Aufschluß Wien XIII, Löfflergasse, in der St. Veiter Klippenzone, im Verbund (R. NOTH, 1951, S. 6, 12, T. 5). Vielleicht sind kontaktmetamorphe Beeinflussungen von Aptychenschichten in der Ybbsitzer Klippenzone bei Ederlehn im westlichen Niederösterreich (W. SCHNABEL, 1979) auch diesem Vulkanismus zuzuordnen.

In den pienninischen Klippenzonen der Karpaten zeigen die Puchover Mergel Cenoman- und Turon-zeitlich Couches-rouges-Fazies. Auch Flachwasser-Bildungen mit Austerbänken, exotische Konglomerate und in Richtung Maninzone das Einsetzen von Flysch sind anzumerken.

Im Bereich dieser tektonisch reduzierten Hochzone und in den dort nach Süden anschließenden tektonischen Körpern, bis in die Křižna-Decke hinein, gibt es ebenfalls Belege für basischen Plutonismus und Vulkanismus (D. ANDRUSOV, 1965, S. 405–407).

Den Reiselsberger Sandstein überlagernde Obere Bunte Schiefer könnten schon im Turon einsetzen. Erst im tieferen Turon (R. OBERHAUSER, 1964) beginnt die Sedimentation des Reiselsberger Sandsteins in Vorarlberg und Liechtenstein, dort große Mächtigkeiten anhäufend. Dem Schwermineralspektrum nach unterscheidet ihn dort von den vorher erwähnten, gleich alten Abfolgen des Liechtensteiner und des Prättigauflysches sein Granatspektrum (G. WOLETZ, 1963; I. THUM & W. NABHOLZ, 1972). In den Vorkommen in Vorarlberg findet sich fallweise etwas Chromspinell. W. SCHNABEL führt für eine Chromspinellreiche Sonderausbildung im Verband seiner Ybbsitzer Klippenzone in Niederösterreich den Namen Ybbsitzer Schichten ein. M. HOMAYOUN & P. FAUPL (1992) wollen wegen der Häufigkeit von Chromspinell die Ybbsitzer Klippenzone vom Rhenodanubikum abtrennen und sie weiter südlich einordnen.

In der die Greifensteiner-Decke in die Karpaten fortsetzenden Rača-Decke der Magura setzt die Gbely-Formation schon im Cenoman ein.

Sehr Chromspinell-reich und reich an charakteristischen Flyschmerkmalen ist der Verspalaflysch des Rätikon, für den Turon-zeitliche Anteile nachweisbar sind. Enge Beziehungen zum anschließend erörterten Ablagerungsraum der Branderfleckschichten, und nach der früher erwähnten Abdeckung des Bereiches der Allgäu durch die Lechtaldecke im obersten Alb auch zu letzterer, wären plausibel.

3.4.3. Das Ostalpin

Für den unterostalpinen Bereich, zumindest Graubündens, ist Cenoman-zeitlich Couches-rouges-Fazies anzunehmen (R. TRÜMPY et al., 1970, S. 31; R. TRÜMPY & V. TROMMSDORFF, 1980, S. 242), in den Engadiner Dolomiten wird in der Ortlerdecke bis ins Mitteluron sedimentiert (M. CARON et al., 1982).

Im Bereich der Windischgarstner Störungszone melden B. PLÖCHINGER et al. (1994, S. 335) Schürflinge Planktonforaminiferen-reicher Mergel in Couches-rouges-Fazies mit u.a. *Rotalipora reicheli* MORNOD von südöstlich des Hengstpasses, was Beziehungen in Richtung Pieniden vermitteln könnte.

Die zuletzt von K.H. KIRSCH (1988) untersuchten Tratenbachschichten auf der Kalkalpinen Randschuppe SE Bad Tölz setzen im Turon mit den Tratenbach-Typ-Konglomeraten ein und vermitteln zu den nachfolgend erörterten Branderfleckschichten.

Der Ablagerungsraum der Branderfleckschichten erstreckt sich über nördliche Anteile der westlichen Kalkalpen und greift wohl fallweise auch noch weiter nach Norden ins Südpenninikum hinein aus. In ihn hinein verursachten Obduktionsphänomene, vermutlich weit im Süden, eine sehr eigenständige Schwerminerallieferung mit geochemisch eigenständigen Chromspinellen, Alkali amphibolen, Chloritoid und Epidot etc. So definiert sich, nachfolgend K.F. WEIDICH (1984a,b, 1985) sowie W. WINKLER (1988), O. LEISS (1990, S. 69), P. FAUPL & M. WAGREICH (1992) mit diesen Spektren längs der Kalkalpen vom Großwalsertal (Walsertalzone) über die Branderfleckschichten der Bayerischen Kalkalpen und die Walserbergserie am Salzachufer bei Salzburg (vgl. P. FAUPL, 1984), über Turonbildungen in den Weyerer Bögen bis zu einem Cenoman bei Marktl-Lilienfeld ein „langgestrecktes Sedimentationsbecken“. F. SCHLAGINTWEIT & K.F. WEIDICH (1992) melden von den klassischen Lokalitäten, in Fortsetzung von Untersuchungen von R. GAUPP (1982, 1983) oli-

stostromatische Einschüttungen aus Flachwasserbildungen der Gault-, Cenoman- und Turonzeit aus dem Umland und von seinen südlichen Anschlüssen her.

Man sollte daher auch eventuell kurz vorher aus Seitenverschiebungs-Flächen im Bereich der nördlichen Kalkalpen heraus obduzierte Untergrund-Segmente als Liefergebiete nicht völlig ausschließen.

Ebenso Chromspinell-reich, jedoch ohne die begleitenden anderen Schwerminerale der Branderfleckschichten wie Alkali amphibole etc., sind die Cenoman–Unterturon-Anteile der Kreideschiefer des Rätikons (R. OBERHAUSER, 1963, S. 17,18) und jene des Cenoman im Lechquellengebirge und in den Lechtaler Alpen (vgl. O. LEISS, 1992, S. 607). Dies gilt auch für ihre Ostfortsetzungen bis ans Kalkalpen-Ostende, wobei sie sich auf das bajuvarische Deckensystem beschränken. Auch bilden sie, außer im kalkalpinen Wienerwald, nirgendwo den Untergrund für die Gosau-Transgression. Im Drauzug der Ostkarawanken melden J. KUHLEMANN et al. (1993) aus klassischen Folgen Cenoman-Foraminiferen.

Zur Cenoman-Zeit wieder verstärkt auftretende Orbitolinen sind großwüchsiger als jene der höheren Unterkreide, aber wie jene, wiederum für später, beim Heimweisen von Geröllen, nützlich.

Für das Entstehen solcher episodischer Hochgebiete, auf denen sich Flachwassersedimente ausbilden können, könnten auch wellenförmige Auf- und Abbewegungen im Bereich von hier zu vermutenden Seitenverschiebungs-Flächen verantwortlich sein. Auch könnten exzessivere Bewegungen dieser Art den Aufstieg tiefliegender Ophiolith- und Blauschieferkomplexe ermöglichen. So könnte jener Vorgang, der aus Seitenverschiebungs-Flächen später kalkalpine-Deckenstirnen entstehen läßt, auch noch vorher Obdukte hochbringen? Diese könnten dann die vorher erwähnte Schwerminerallieferung von häufig Spinell und seltener Glaukophan verursachen.

Verschürft und weitgehend unter den Kalkalpen begraben sind Fortsetzungen in die Maninzone der Westkarpaten zu vermuten, an die dieses Becken angeschlossen werden sollte! Gleichartige Schwermineralspektren wurden schon von G. WOLETZ (1967, S. A 65) gemeldet (vgl. auch R. OBERHAUSER, 1980, S. 41; sowie M. MIŠÍK et al., 1980 und M. WAGREICH & R. MARSCHALCO, 1995, S. 192).

Ein nach Westen sich fortsetzender Ultrapienidischer Rücken wurde von K. BIRKENMAJER (1986, S. 14) „Andrusov-Rücken“ genannt (= Pieniny Ridge = Klape Ridge = Exotic Ridge = Southern Exotic Ridge). Unter ihn hinein liefen zur Mittelkreidezeit Subduktionsvorgänge ab (vgl. Fig. 4, S. 20). Er dürfte mit seinen Westfortsetzungen auch für die Alpen als Liefergebiet figurieren, zumal Seitenverschiebungs-Vorgänge und Obduktionserscheinungen auch vermutet werden dürfen (Fig. 5, S. 22). So dürften das „Randcenoman“ im weiteren Sinn, vor allem auch noch die Cenomananteile der Losensteiner Schichten vom „Andrusov-Rücken“ her mit den oft erwähnten Grobklastika wie Quarzporphyr etc. beliefert worden sein.

Wenn wir für die Kalkalpen neben nordvergenter Abgleittektonik auch westvergente Akkretion annehmen wollen (G. LINZER et al., 1992; K. DECKER et al., 1993) müssen wir eine E–W-verlaufende Trennfläche südlich des „Andrusov-Rückens“ annehmen, welche in den Ostalpen dann irgendwie innerhalb des bajuvarischen Systems nach Westen laufen dürfte. Vielleicht waren die Deckenstirnen des Bajuvarikums und des Tirolikums vor ihrem Ferntransport zumindest in Anteilen aus Seitenverschiebung-Trennflächen entstanden?

Aber auch die weiter im Westen mit dem Verspalflysch des Rätikon oder im Norden mit der Ybbsitz-Formation in Niederösterreich vorgelagerten Ablagerungsräume des südlichen Penninikums bekommen noch Spinellieferungen ab. Nördlich anschließende Flyschräume werden durch intrapenninische Hochgebiete weitgehend davor bewahrt.

Da jedoch nach mikropaläontologischen Untersuchungen jene Sedimentation, die nachfolgend durch die Vorgosauischen Überschiebungskörper abgedeckt wurde, übers Cenoman bis ins Mittlere Turon ansteigt, ist für die Zeit der endgültigen Platznahme der vorgosauischen Deckenkörper nur die Oberturon-Zeit einsetzbar (R. OBERHAUSER, 1963, S. 64, 1968, S. 127; M. CARON et al., 1982, S. 164). Nach G.H. EISBACHER et al. (1990, S. 719, 720) begannen die Bewegungen im Cenoman, um sich dann nach 5–10 Mio.J. zu beruhigen. Dafür müssen jedoch submarine Abläufe in einem nach Norden tiefer werdenden Meer angenommen werden. Das vorausgehende Ablösen der Kalkalpentrias vom Paläozoikum muß für heute weitgehend erodierte südliche Kalkalpentile in der Unterkreidezeit, oder noch etwas früher, angenommen werden. Für den der Erosion entkommenen Teil der Kalkalpen wäre es, da der Wärmefluß hier noch anhielt, erst dem Cenoman zuzuordnen.

In den Ostalpin-Fortsetzungen in die Westkarpaten kulminiert ebenfalls im Turon die Deckentektonik, und es finden nach D. ANDRUSOV (1968, S. 130) alle großen Überschiebungen statt. Ihre Abläufe mit jenen in den Ostalpen, bei der für letztere für diese Zeit geforderten W-vergerten Überschiebungstendenz, in Einklang zu bringen, dürfte große Probleme aufwerfen. Ohne zumindest episodisch auch NNW-vergente Abläufe dürfte nicht durchzukommen sein!

Tiefes Wasser belegende, Flyschsandschaler-reiche Cenomanproben aus dem Umland der Windischgarsten-Störung beim Hengstsattel (B. PLÖCHINGER et al., 1994), sowie die auf Stirnanteilen der Bayerischen Kalkalpen von K.F. WEIDICH (1984a,b) gemeldete, vom obersten Alb bis ins Turon und teilweise bis ins Untercampan anhaltende tiefmeerische Sedimentation der Branderfleckschichten lassen annehmen, daß für die Nordbewegung zumindest episodisch auch Kräfte der schiefen Ebene wirksam waren.

Darum ist es auch plausibel, die nordvergente erfolgte Hauptdeckentapelung der Kalkalpen als Folge einer rasch vor sich gehenden Abgleitung zu verstehen, wobei Haselgebirge sowie Reichenhaller- und Raibler Gips als Abscher- und Bewegungshorizont wirkten. Dabei entstanden, vermutlich durch Aushebelung aus W–E-laufenden Seitenverschiebungsflächen, die Deckenstirnen.

Verstärkt würde das Zeitdilemma dann, wenn man das Mittelostalpin im Sinne A. TOLLMANNs nördlich vom Aufstiegsraum der Ehrwaldite einordnen will und für die Zeit ihres Aufstiegs und die Zeit davor im Sinne von TROMMSDORFF et al. (1990), Subduktionsruhe annimmt. Denn dann müßte man ja ihre Relativbewegung unter den Kalkalpen und der Grauwackenzone hindurch in den Zentralalpinen Raum hinein auch noch in die Zeit des Cenoman und Turon einordnen; und dies während gleichzeitiger Sedimentation im bajuvarischen Raum, was kaum vorstellbar ist. Als eher denkmöglich erscheint dann noch die Vorstellung von W. FUCHS (1984), der dem Mittelostalpin das Bajuvarikum zuordnet. Wenn eine Nord–Süd-Umverteilung im Sinne von A. TOLLMANN (1963) sich ereignet haben sollte, wäre diese wohl vor dem Oberalb abgelaufen, wogegen wieder ein damals noch ungestörter, aufsteigender

Wärmefluß ins spätere Hochbajuvarikum und Tirolikum spricht.

Eine Palinspastik im Sinne von W. FRANK (1987) eckt bezüglich dieser Problematik nicht an, zumal wenn man in den Zentralalpen westvergente Bewegungsabläufe annimmt! Daher folge ich bezüglich der Einordnung des zentralalpiner Kristallin in meiner Graphik seiner Vorstellung. Dann sind Silvretta- und Öztalkristallin-Sedimentauflage sowie die Unterengadiner Dolomiten mit ihrer Kristallinunterlage südwestlich an die westlichen Kalkalpen anzuschließen, ebenso auch, nach palinspastischer Rückführung, der Drauzug.

Starke Argumente für sehr rasche tektonische Abläufe bringen auch wärmegeschichtliche Überlegungen, wie sie u.a. aus der Arbeit von R. PETSCHIK (1989) erwachsen, wenn man sieht, wie aktiver Wärmefluß dem kalkalpinen Deckensturm voranging – und ihn wohl auch vorbereitet und erleichtert hatte. Seine Einverteilung in den kalkalpinen Deckenbau kam wohl auch im Oberturon zum Abschluß. Dies läßt ein in der Kalkalpentiefbohrung Vorderriß 1 festgestellter Metamorphosesprung zwischen den Teildecken vermuten (HUFNAGEL et al., 1981; G.H. BACHMANN & M. MÜLLER, 1981; L. WAGNER et al., 1986, S. 12; M. KRÁLIK et al., 1987). Demnach beendete der Beginn der vorgosauischen horizontalen Deckenbewegung den Inkohlungsprozess!

Mit der beginnenden Oberkreide verliert sich der basische Vulkanismus völlig, und bereits in ihren Auswirkungen auf die Kalkalpen diskutierte Subduktionsphänomene verursachen eine Unterschichtung der Gesteinsabfolgen des südpenninischen Raumes mit seinen nach Osten verlaufenden Verbindungswegen zur Tethys, nach Osten und Süden unter die Ostalpine Plattform hinein. Dabei sind vor oder während dieser Abläufe im Süden und Osten große Anteile der Jungschichten erodiert worden, am intensivsten unter der zentralalpiner Gosau, so unter der Kainacher Gosau bis aufs Variszikum hinunter.

Es belegen bauxitische Bildungen auf kalkalpinen Karbonatgesteinen limnische Sedimentationsgebiete mit einfließenden Wässern, sauer genug, um Aluminium chemisch transportieren zu können (A. RUTTNER, 1987). Wenn auch Funde von Mitteluron-Ammoniten (H. SUMMESBERGER, 1992) die Annahme terrestrischer Verhältnisse durch längere Zeitabschnitte wieder relativieren, so ist doch für die allgemeine Gosautransgression über das Deckengebäude der Kalkalpen, wie nachfolgend diskutiert, die Coniaczeit einzusetzen.

Da die erwähnten Ammonitenfunde einem dem Hauptdolomit aufliegenden Brekzien-Sandstein-Mergel-Komplex unter den Transgressionsbildungen der Gosaubasis im Bereich der Weyerer Bögen zuzuordnen sind, welchen P. FAUPL & M. WAGREICH (1992) auf Grund der Schwermmineralführung (Alkalinphibol und Chloritoid) mit den Branderfleckschichten der Westlichen Kalkalpen vergleichen, sind die vorgosauischen tektonischen Abläufe ihrer zeitlichen Einordnung nach noch weiter zu unterteilen. Vielleicht wird dadurch auch die für die Bauxitbildung zur Verfügung stehende Zeit, dokumentiert im vormaligen Bauxitbergbau an der Basis der zwar benachbarten, jedoch tektonisch anders positionierten Gosau von Unterlaussa, auf den Grenzbereich Oberturon–Unterconiac eingeschränkt?

Nach SIEGL-FARKAS (1994, S. 110) jedoch, welche hier für den Bauxit-Bildungen nachfolgende Süßwasser-Sedimente palynologisch Oberturon-Alter vermutet, wäre die Bauxit-Bildung in die Zeit vorher einzuordnen.

3.5. Im Zeitabschnitt Coniac–Santon–Campan–Maastricht–Paleozän (±88,5–55 Mio. J. v.h.)

(Abb. 8, 9, 10, 11)

3.5.1. Das nördliche Vorland

3.5.1.1. Der spätere Untergrund der Vorlandmolasse

Im nördlichen Vorland zieht sich das Meer vom Coniac zum Santon hinter das Donauknie bei Regensburg nach Süden zurück, ebenso aus Böhmen, wo bis ins Campan hinein terrestrische Sedimente nachfolgen, wobei letzteren im niederösterreichischen Waldviertel die vermutlich Coniac–Santon-zeitlich einsetzenden Gmünder Schichten entsprechen dürften. Sie könnten auch noch ins Campan aufsteigen (W. FUCHS, 1980, S. 164; M. MALKOVSKÝ, 1987, S. 37).

Im Molasseuntergrund überliefert bilden sich nordöstlich und südwestlich des Landshut-Neuöttinger Hochs, welches sich nach Oberösterreich zum Traunsee-Nordende hin fortsetzt, zwei Teiltröge aus: zum Böhmisches Massiv hin der Niederbayern-Trog und alpenwärts der Wasserburger Trog. In beiden hält das Meer bis ins Campan aus, wobei im ersteren in der Wirnzberger Mergelformation *Globotruncana concavata* BROTZEN und *G. elevata* BROTZEN Beziehungen in Richtung Tethys belegen. Die Oberkreidemergel im Wasserburger Trog setzen sich weiter alpenwärts fort und verbleiben dabei südlich einer Linie München – Lechquellengebirge – Rätikon. Im Churer Rheintal kommen sie dann mit dem helvetischen Autochthon als sein jüngster Schichtanteil wieder zutage (vgl. R. TRÜMPY, 1980, S. 18). Dabei dürften sie die im Vorarlberger Helvetikum anzutreffende Faziesentwicklung in Richtung äußere Plattform einleiten.

Das Maastricht dürfte erst weiter im Süden einsetzen. Ob Paleozän vorkommt, weiß man nicht. Immerhin muß jenes Obere Paleozän, von dem westlich Passau im Niederbayerntrug berichtet wird, noch über die Plattform hinweg alpenwärtige Verbindungen gehabt haben (K. LEMCKE, 1988, S. 14). Vielleicht lag eine marine Rinnenfüllung vor?

In den Alpenrand-nahen Schuppen der Bohrung Perwang bei Salzburg konnte ein Oberes Obercampan nachgewiesen werden mit *Bolivinoidea draco miliaris* HILTERMANN & KOCH und *Globotruncana calcarata* (CUSHMAN), vgl. R. OBERHAUSER (1963, S. 13).

Im Molasseuntergrund Oberösterreichs ist das Meer bis ins mittlere Campan nachweisbar, wobei nordöstlich und südwestlich einer das Landshut-Neuöttinger Hoch fortsetzenden zentralen Schwellenzone die vorher erwähnten bayerischen Teilbecken sich weiter verfolgen lassen. So verläuft der Niederbayerntrug als Ried-Schwänenstadt und dann als Bad Hall-Becken längs des Massivs weiter, und der Wasserburger Trog taucht nördlich Salzburg unter den Alpenkörper hinein (vgl. W. NACHTMANN & L. WAGNER, 1987).

Weiter nach Osten umrandete das Meer damals jenen auch heute sich zwischen Linz und Wien als Hochgebiet weit unter den Alpenkörper nach Süden erstreckenden Sporn des Böhmisches Massivs. Hier weisen Erdölbohrungen, direkt auf dem Kristallin beginnend mit Cenoman–Turon, bis ins Coniac–Santon aufsteigende Schelfsedimente aus, in die Delta-artige fluviogene Schüttungssysteme einfingern. R. FUCHS et al. (1984) erörtern hier fazielle und faunistische Beziehungen zum Niederbayern-Trog, aber auch weiter ausgreifend nach Böhmen, sowie über Niederösterreich nach Mähren.

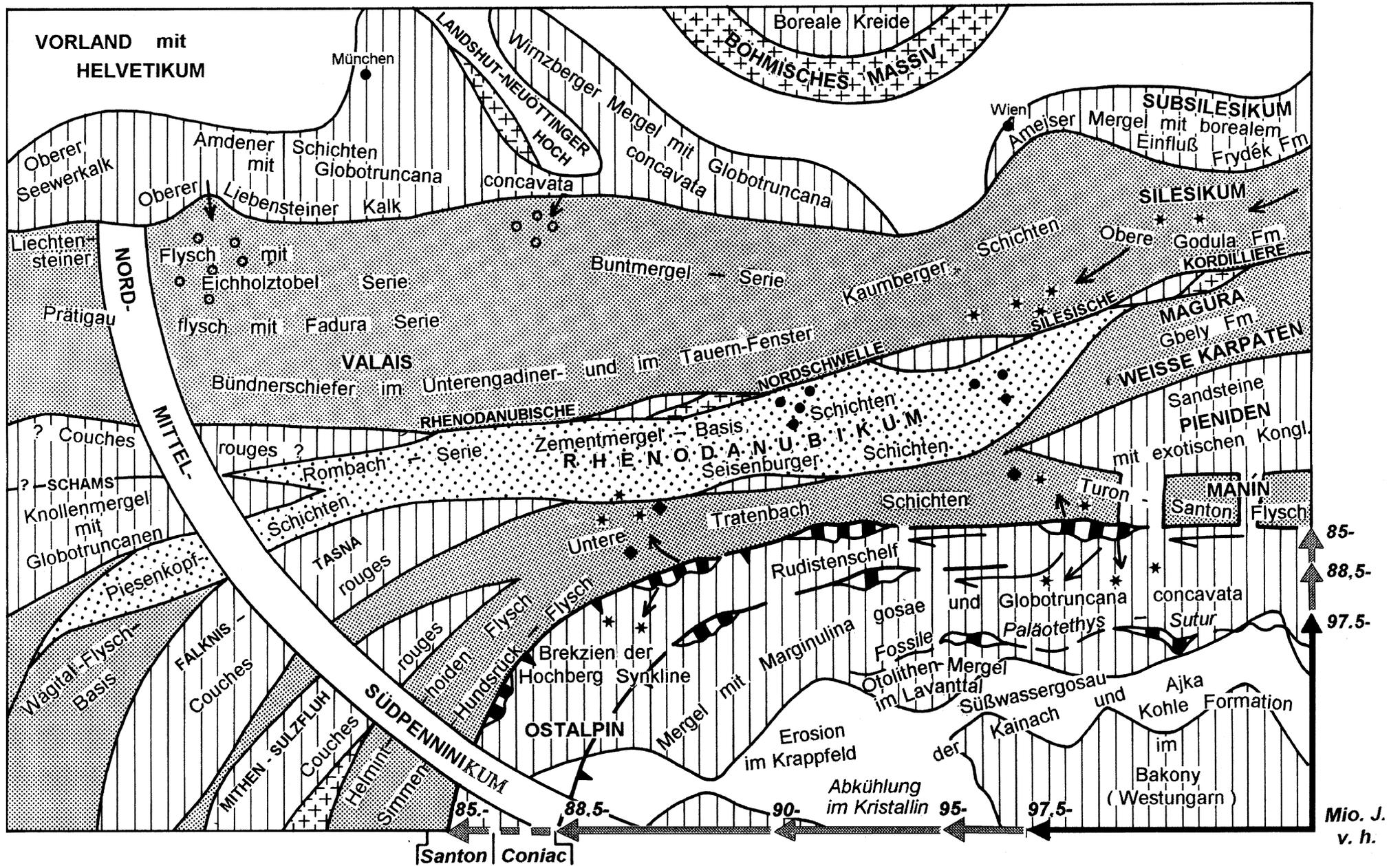


Abb. 8.
Paläogeographische Situation im Oberconiac–Untersanton (±87–85 Mio. J. v. h.).

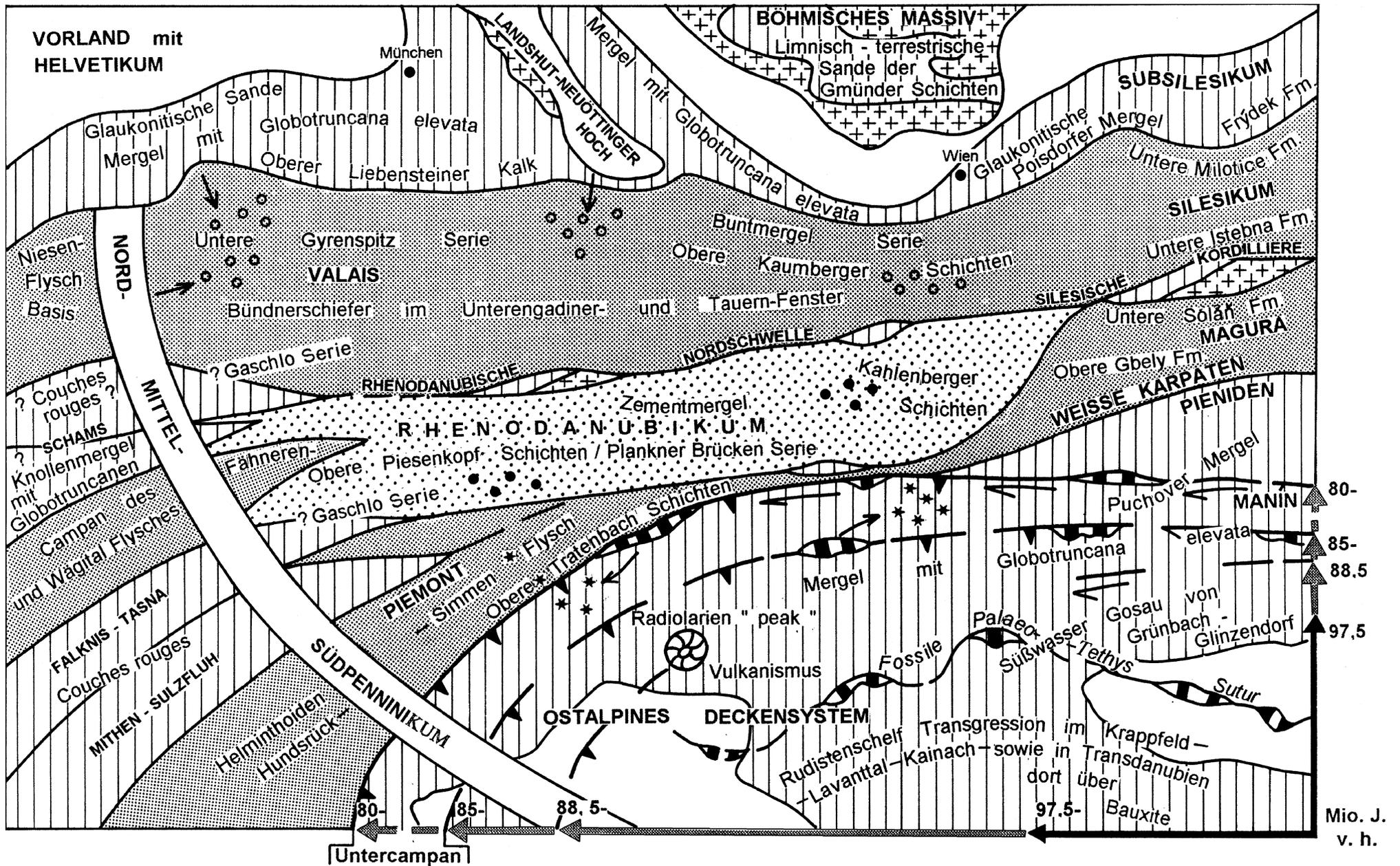


Abb. 9. Paläogeographische Situation im Unter- und Ober-Engadine (±83–80 Mio. J. v. h.).

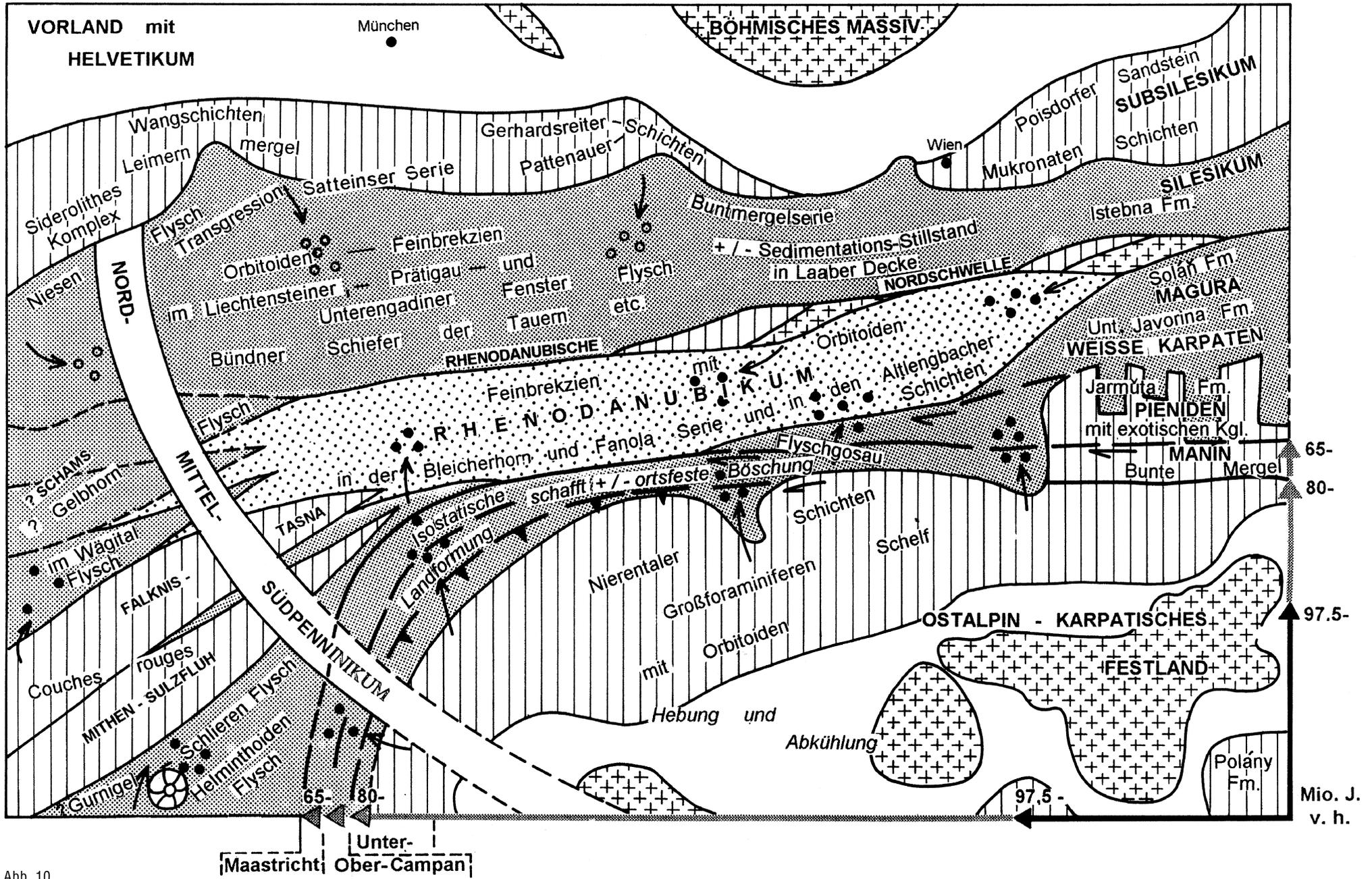


Abb. 10.
Paläogeographische Situation im Maastricht (±73-65 Mio. J. v. h.).

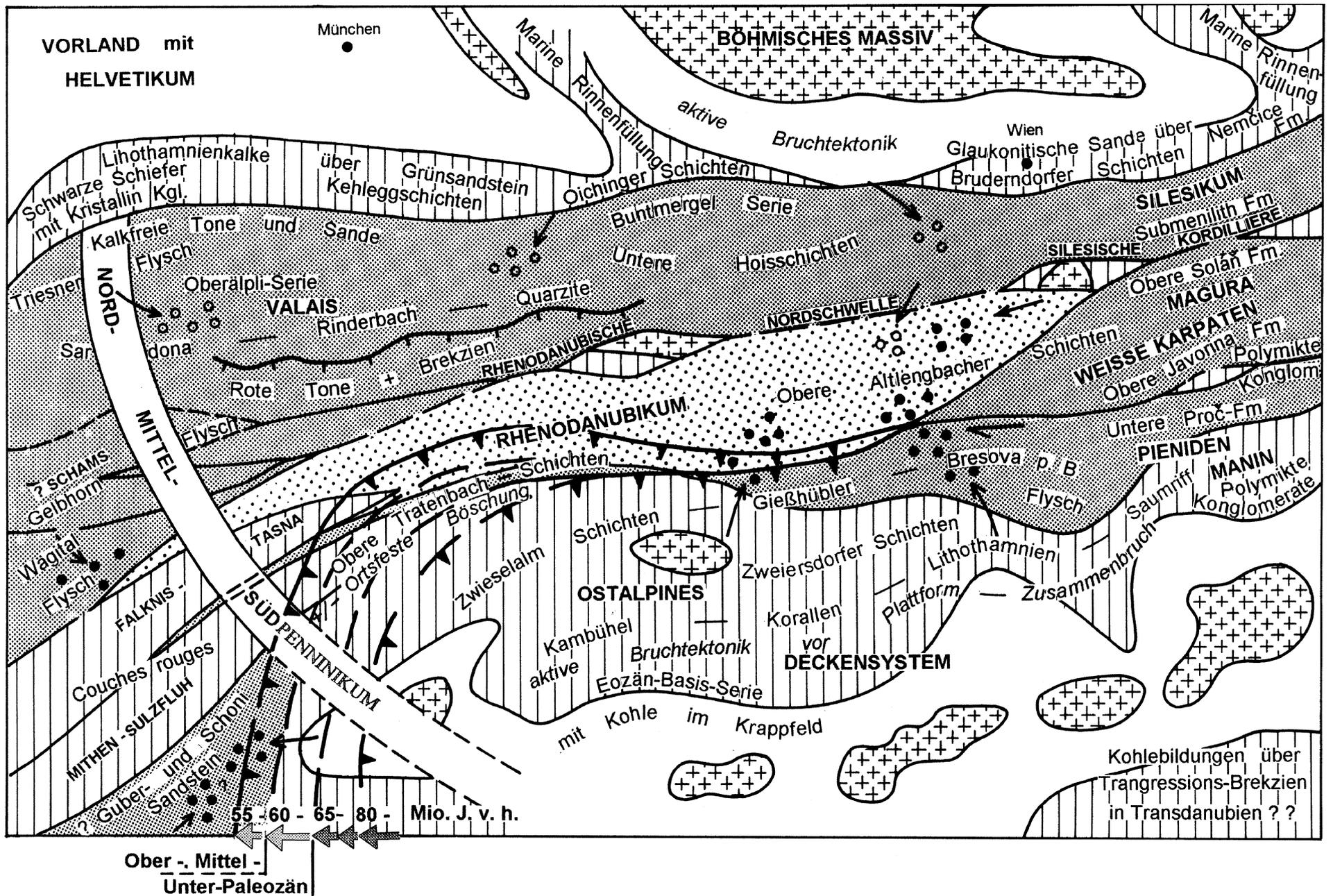


Abb. 11. Paläogeographische Situation im Mittleren bis Oberen Paleozän ($\pm 60-55$ Mio. J. v. h.).

Nördlich der Donau wurden marine Sedimente dann im Molasseuntergrund, bis in den Raum westlich der Front der Waschbergzone von Osten her ausgreifend, wieder nachgewiesen. Sie beginnen diskordant über Jura mit der Ameiser Gruppe im Cenoman, steigen zunächst bis ins Santon auf. Ab dem Coniac werden boreale Einflüsse deutlich (keine doppelkieligen Globotruncanen, Sandschaler wie *Ataxophragmium* und *Pernerina*). Im Campan-Maastricht erfolgt mit der Poisdorfer Gruppe wiederum eine mediterrane Fauneningression.

In Bohrungen in Südmähren wurden nach R. JIŘÍČEK (1990, S. 83) und P. ČTYROKÝ (1993) in Canyons, die vom Böhmischem Massiv über 30 km sich erstreckend herunterführen, über konglomeratisch einsetzendem Campan-Maastricht nanno- und mikropaläontologisch Paleozän und Eozän sichergestellt (NP 1–20).

Die Exploration auf Kohlenwasserstoffe im Molassebecken und in seinem Untergrund ergab auch zahlreiche Hinweise auf tektonische Abläufe, welche ihre allmähliche Einbeziehung in die alpine Tektonik belegen (vgl. K. LEMCKE, 1988; G. WESSELY, 1987). Ein erster Höhepunkt dafür war zweifellos die Paleozänzeit, in welcher dextrale Transpressions-Vorgänge NW- bis NNW-streichende Störungen verursachen. Das ergibt sich aus dem Studium des Vor-Obereozän-Reliefs u.a. in Oberösterreich (W. NACHTMANN & L. WAGNER, 1987, S. 75), wobei für diese Zeit von einer Beckeninversion berichtet wird.

P.A. ZIEGLER (1987) sieht diese Ereignisse schon im Zusammenhang mit Kontinentalkollisions-Vorgängen. Tatsächlich wird etwa zur gleichen Zeit die W-Bewegung des Ostalpins wieder aktiviert, und seine Stirn beginnt, unter Ausbildung von Wildflysch intrapenninische Schwellen zu begraben, mittelpaleozäne Riffe zergleiten auf den Kalkalpen, und wenig später beginnt im östlichen Rhenodanubikum die Sedimentation des Greifensteiner Sandsteins.

3.5.1.2. Der im jüngeren Tertiär hochgeschürfte Vorlandanteil

Die in Vorarlberg und im anschließenden Allgäu weitflächig aufgeschlossenen Ostfortsetzungen der klassischen Lokalitäten der Schweiz sind höhere Seewerkalk-Anteile und nach H. HILBRECHT (1991) erst höher im Santon einsetzende Amdener Schichten mit *Globotruncana concavata* BROTZEN (A. PAPP et al., 1970, T. 50), und vermutlich küstennähere, glaukonitische Bildungen wie der Stallauer Grünsandstein oder die Bregenzerach-Schichten. Letztere führen Austernbänke mit *Pycnodonta vesicularis* LAMARK und in den Mikrofaunen vorherrschend Nodosariiden und Sandschaler. Engste Beziehungen bestehen zur vorher besprochenen nicht tektonisierten Vorlandkreide. Weiter draußen am Schelf wird bis ins Campan hinein Liebensteiner Kalk abgelagert, der reiche Planktonen-Mikrofaunen zeigt.

Im Oberen Obercampan und Maastricht hatte sich das Meer weiter alpenwärts zurückgezogen. Das Helvetikum Vorarlbergs (R. OBERHAUSER, 1991, Abb. 4) zeigt von der Alpenrand-Zone über die Säntisdecke in die Liebensteiner Decke von Norden nach Süden einen Übergang von glaukonitsandigen in quarzsandige und zuletzt sandfreie helle Mergel mit einer schrittweisen Zunahme des Inhaltes von Planktonforaminiferen-Schalen: Rudachbachschichten, Wangschichten, Leimernmergel.

Die Wangschichten werden in küstennäherer Position von Oberpaleozän-Lithothamnienkalken überlagert, in küstenfernerer Position zeigen sie einen Übergang in den ins Paleozän aufsteigenden Fraxerner Grünsand. Dabei

scheint im Bereich der südlichen Anteile der Säntisdecke in Vorarlberg das Paleozän in viel geringerem Maße von Erosion betroffen worden zu sein als in der Ostschweiz (P. STACHER, 1980; R. HERB, 1988, S. 616, 624) und sich weiter nach Süden völlig zu komplettieren. So gehen nach Nanobefund von H. STRADNER die Maastricht-Leimernmergel der tektonisch höheren Liebensteiner Decke vermutlich ohne jede Schichtlücke in, wieder etwas Glaukonit führende Kehleggsschichten (Dan-Paleozän-Untereozän) über. NP 1 konnte, wohl infolge der sehr starken Tektonisierung, nicht sichergestellt werden (R. OBERHAUSER, 1984, S. 228).

Vom äußersten europäischen Schelf zum Kontinentalabhang in Richtung Flyschmeer wurden im Maastricht zum Flysch faziell vermittelnde Abfolgen wie die Satteinserserie abgelagert. Das kristallinreiche Bolgenkonglomerat der Feuerstätter Decke beinhaltet eine Art Mergel-Matrix mit Maastricht-Kleinforaminiferen. Bereits flyschartig zeigt sich der durch die Überschiebung des Glarner Verrucano eingeschlossene Sardona-Flysch mit dem „Siderolithes-Komplex“. Daß eventuell auch am helvetischen Schelfareal zur Maastricht-Zeit mit Großforaminiferen zu rechnen ist, demonstrieren in ihm Vorkommen von Orbitoiden und Siderolithen!

Ab dem Paleozän begannen dann die Ablagerungen am äußeren Schelf auf der steiler werdenden Böschung auszusetzen. Es erfolgten Abgleitungen in jenen durch die Ablagerung oft bunter, kalkfreier Rinderbachschichten des tiefen Paleozän (NP 2–NP 4: R. OBERHAUSER, 1984, S. 227) oder Sardona-Quarzite gekennzeichneten, tiefmeerischen Raum hinunter (vgl. R. WEGMANN, 1961, Tab. 2). Dabei wurde auch Kristallin grobklastisch aufgearbeitet. Weiterer olisthostromatischer und auch grobklastischer Eintrag, später auch von Osten und Süden, und die Tektonisierung zum „Wildflysch“ erfolgten im Eozän.

Im nur bescheiden aufgeschlossenen, aber genauestens untersuchten ostbayerischen Helvetikum kennzeichnet den Adelholzener Faziesraum eine im tieferen Maastricht endende Schichtsäule mit Pinswanger, Pattenauer und Gerhardsreiter Schichten und nachfolgender Schichtlücke bis ins Lutet. Im südlicheren Kressenberg Faziesraum haben wir, wie in Vorarlberg, einen durch schwärzliche Mergel gekennzeichneten Übergang ins Paleozän, wiederum mit Lithothamnien-Kalken zuoberst (H. HAGN et al., 1981, S. 48). Analoge Verhältnisse kennzeichnen die Helvetikumsfenster in Salzburg und im anschließenden Oberösterreich. Hier präzisieren F. TRAUB (1990) und F. TRAUB & W. WERNER (1993) bezüglich der Stratigraphie der paleozänen Oichinger Schichten anhand von Mikro- und Makrofaunen im Helvetikum des Haunsberges. Besonders prominent und von S. PREY (1983) monographisch bearbeitet sind die Aufschlüsse im Gschlifgraben bei Gmunden, wobei die Schichtfolgen des Nord- und Südultrahelvetikums im Mittelpunkt stehen.

Weiter nach Osten werden dann tonige bis tonmergelige Klippenumhüllungen in den Fenstern im Flysch Niederösterreichs als Fortsetzung des Helvetikums verstanden, wobei sich diese Buntmergelserie im Gschlifgraben schon deutlich ankündigt. Schon tieferes Wasser bekräftigen vor allem Flyschsandschaler-führende Foraminiferen-Vergesellschaftungen. Sie steigt ohne Faziesänderung übers Paleozän, in dem es bei Scheibbs Grobklastika gibt, ins Eozän auf. Da die vorher erwähnten Grobklastika neben umgelagertem Malmkalk auch Orbitoiden-Schutt führen, nehmen P. FAUPL & W. SCHNABEL (1987) als Liefergebiet für die Zeit des Untersten Paleozän (= Dan, NP 1!) im südlichen Randbereich des Helvetischen Schelfs eine

Seichtwasser-Schwelle mit aktiver Karbonatproduktion an. Beziehungen zum tektonisch eingeschlossenen Sardona-Flysch in Glarus könnten hergestellt werden.

Daneben ermutigt jedoch die tonmergelbetonte Fazies der Buntmergelserie mich dazu, für den Sedimentationsort einen tiefmeerischen Raum anzunehmen, so wie vorher für die Rinderbachschichten im Westen. Auch würde ich den Sedimentationsraum der Buntmergelserie im Wienerwald-Bereich nach Süden an jenen der Sedimente der Laaber Decke mit einer ebenfalls geringmächtigen Abfolge Kaumberger Schichten – Hoisschichten anschließen.

In den nördlich der Donau von der Plattform hochgeschürften Schuppen der Waschbergzone finden sich über Klementer Schichten sehr foraminiferenreiche Mukronatenschichten. Sie führen auch Obermaastricht und steigen mit den nachfolgenden, Glaukonit führenden Bruderndorfer Schichten ins Dan auf (vgl. M.E. SCHMID, 1962). Im Paleozän folgen glaukonitische Sande und Mergel, die nach P. SEIFERT (1982) bis NP 9 anhalten und mit NP 10 noch ins Untereozän eintreten.

Im Subsilesikum Mährens vertritt nach M. ELIÁŠ et al. (1990) die Frýdek-Formation den Zeitraum Coniac–Paläozän, wobei schon im Paleozän die Třinek-Formation nachfolgt und ins Eozän aufsteigt.

3.5.2. Das Penninikum

Für die Zeit des Coniac–Santon–Untercampan sind für die Flyschräume durchwegs ruhige Sedimentationsverhältnisse anzunehmen. Grobkorn fehlt weitgehend. Wie monotone Tonmergel für die Buntmergelserie sind monotone, dünnbankige Wechselfolgen dichter Spongienkalke und Kieselkalke neben Tonmergeln für die Fadura-Serie des Prättigau- und die Eichholtobel-Serie des Vaduzer Flysches in Liechtenstein typisch.

ALLEMANN et al. (1985) ordnen in Liechtenstein die den dort vermutlich ausgekeilten Vorarlberger Flysch überlagernde Senon-zeitige Gaschlo-Serie ebenfalls dem Vaduzer Flysch zu. Sie wäre dann einem Faziesraum zuzuordnen, der nordwestlich von jenem des Vorarlberger Flysches einzuordnen wäre. Altersmäßig würde sie etwa der Eichholtobel-Serie entsprechen, könnte aber noch höher in der Oberkreide aufsteigen. Eine oberkretazische Flysch-Fazies der Tasna-Decke wäre ebenfalls denkbar, zumal M. EBERHARD (1984) eine ähnliche Flysch-Ausbildung aus dem Fenster von Nüziders bei Bludenz meldet und sie dort der Liebensteiner Decke zuordnet (S. 340).

Im Unterengadiner Fenster könnten, wenn auch als Folge der Metamorphose nicht paläontologisch verifizierbar, für die Zone von Roz – Campatsch – Pezid Anteile der Rozschiefer entsprechen, auch im Bereich der Bündner Schiefer des Tauern- und des Rechnitzer Fensters gibt es Abfolgen, welche Parallellisierungen ermutigen könnten, z.B. für die Kaserer Serie in der Unteren Schieferhülle und für die Jungschichten der Glockner Decke in der Oberen Schieferhülle (O. THIELE, 1980, S. 312). Im Rechnitzfenster erlauben ja die Schwammnadelfunde durch H.P. SCHÖNLAUB (1973) eine Oberkreide-Vermutung.

Nur durch ihre bunten Farben unterscheiden sich die Kaumberger Schichten des Wiener Waldes deutlicher von den vorher erwähnten Abfolgen in Graubünden und in Liechtenstein. In den Kaumberger Schichten wies P. FAUPL (1975) etwas Chromit als Schwermineral nach, was wiederum eher gegen eine Vorland-nahe Positionierung des Ablagerungsraumes der Laaber Decke zu sprechen schien. Jedoch kommt nach M. MIŠÍK et al. (1980, S. 221) in der Godula-Formation des Cenoman bis Untersenon im

Silesikum der Mährisch-Schlesischen Beskiden ebenfalls Chromspinell (Picotit) vor, was Parallellisierungen der Laaber Decke dorthin wieder ermutigt. Ebenso gibt es im Turon-Anteil der Godula Formation eine bunte Ausbildung, die auch an Kaumberger Schichten erinnern könnte, zumal auch doppelkielige Globotruncanen vorkommen (vgl. D. ANDRUSOV, 1965, S. 287). In der Godula-Decke des Silesikums folgt der Godula-Formation vom Coniac zum Santon die bis ins Paleozän aufsteigende Istebna-Formation nach.

Im Gegensatz zu der von mir vertretenen Auffassung verbinden M. ELIÁŠ et al. (1990, S. 45) die Kaumberger Schichten mit der Gbely-Formation in den Weißen Karpaten. Letztere ist nicht auf die Weißen Karpaten beschränkt, sondern umfaßt den gesamten Bereich der Magura und der Weißen Karpaten, nach Norden bis in die Rača-Einheit und nach Süden bis in anschließende Teile der Pieniden hinein. Dem entgegen halte ich, wie vorne erwähnt, auch die Beziehungen zu bunten Godula-Schichten des Silesikums weiterhin für prüfenswert.

Auch im Gebiet des Rhenodanubikums entsprechen ihrer Fazies nach die Piesenkopfschichten des Vorarlberger Flysches (vgl. F. MATTERN, 1988), Zementmergel zwischen Oberen und Obersten Bunten Schiefer sowie die Kahlenberger Schichten der Ybbsitzer Zone und Kahlenberger Decke den angesprochenen Sedimentationsumständen. Wir schließen daraus auf das Fehlen von Erosionsgebieten, zumindest im engeren Umraum.

Nicht scheint das für die grobklastische Rombach-Serie noch westlich des Rheins in Amden zu gelten, die R. HERB (1962, S. 86) nach Globotruncanen dem Coniac-Santon zuordnet.

H. EGGER (1993) setzt mit nannopaläontologischen Argumenten die Oberkante der Oberen Bunten Schiefer (= Seisenburger Schichten, nom. nov. TOLLMANN, 1985) für den Bereich von der Saalach bis zur Ybbs ins frühe Campan, sodaß sie den Gesamtbereich der Piesenkopfschichten des Westens oder der Kaumberger Schichten des Wienerwaldes abdecken könnten. In der Rača-Decke der Magura-Einheit der Karpaten zeigen altersmäßig entsprechende Anteile der Gbely-Formation ähnliche Sedimentations-Bedingungen. Sie wird hier schon im Untercampan von der Solán Formation überlagert, welche dann bis ins Paleozän aufsteigt. In den Weißen Karpaten vertritt die Gbely-Formation den Zeitraum Turon bis Maastricht.

Für den Bereich der intrapenninischen Schwellenzonen sind im Gebiet der Schamser Decken, soweit die Metamorphose klare Zuordnungen erlaubt, in der weiter nördlich einzuordnenden Gelbhorn-Einheit eine eher klastische Fazies anzunehmen, während die südlichere Tschera-Kalkberg-Einheit den Nachweis doppelkieliger Globotruncanen aus der Matrix einer „pebbly mudstone“-Fazies noch ermöglicht (St.M. SCHMID et al., 1990, S. 276). Ob Couches rouges vorkommen, ist nicht sicher.

Im Falknis-Sulzfluh-Tasna-Bereich blieben kalkmergelige, Globotruncanen-reiche Couches rouges nicht bis wenig metamorph erhalten (F. ALLEMANN, 1952, 1957; A. PAPP et al., 1970, T. 64; R. OBERHAUSER, 1983, T. 2). Sie transgredieren mit Cenoman–Turon und steigen in typischer Couches-rouges-Ausbildung in die Oberkreide auf. Beziehungen zu den Mithen der Zentralschweiz sind offensichtlich. In den pieninischen Klippen der Karpaten entsprechen faziell die oft bunten Puchover Mergel.

In der Zentral- und der Westschweiz sind im Südpenninikum in den Bereich Coniac–Santon der z.T. grobklastische Hundsrück- und der Simmenflysch einzuordnen (A. MATTER et al., 1980, S. 274–278). Im Penninikum der Ost-

alpen sind Fortsetzungen bisher nicht nachweisbar. Jedoch läßt der hohe Chromspinell-Gehalt (vgl. G. WOLETZ, 1967; R. OBERHAUSER, 1968, S. 119) an Beziehungen zu noch nicht faßbaren Jungschichten des Verspala-Flysches, zu den Tratenbachschichten, oder auch zur unteren Gosau denken.

Zur Zeit des Obercampan-Maastricht erfolgt eine große paläogeographische Umstellung, die bis ins Paleozän anhält, für die ich als Ursache das Eintreten von Subduktionsruhe annehme. Eine solche würde eine isostatisch kontrollierte Oberflächenformung bewirken. Eine solche läßt Subduktions-verursachte Anhäufungen leichter Krustenmassen hochsteigen und setzt sie damit der Erosion aus. Dadurch werden die Voraussetzungen für jenen Masseneintrag von grobkornreichen Turbidit-Verfrachtungen geschaffen, welche nun mit großen Mächtigkeiten die Einschüttung der Flyschräume der Alpen und der Karpaten bewirken. Dabei werden anschließende Stirnanteile des Ostalpins immer wieder mit bedient.

Das gilt für den sehr grobklastisch einsetzenden Niesenflysch des Nordpenninikums der Westschweiz, für den ein Alttertiär-Anteil noch nicht sicher nachgewiesen ist (A. MATTER et al., 1980, S. 264). Ebenso auch für seine östlichen Fortsetzungen, die übers Paleozän ins Untereozän aufsteigen, wie der Triesner Flysch in Liechtenstein, die Gyrenspitz-, Eggberg- und Oberäpli-Serie im Prättigau-Flysch mit ihren Orbitoiden-Brekzien (P. NÄNNY, 1948; F. ALLEMANN, 1957), und die Campan-Maastricht-Paleozän-Untereozän-zeitlichen Flysche in verschiedenen tektonischen Stockwerken im Unterengadiner Fenster (W. PAULCKE, 1910; G. TORRICELLI, 1956; J. RUDOLPH, 1982; R. OBERHAUSER, 1983). Auch in den Bündner Schiefen des Tauernfensters dürfen altersgleiche Sedimente vermutet werden.

Im Liechtensteiner, Prättigau- und Niesen-Flysch herrschen, auch für diesen Zeitabschnitt, Zirkonspektren vor (vgl. R. OBERHAUSER, 1968, S. 119; W. WINKLER et al., 1985).

Im Gegensatz zu den Schamser Decken, wo vermutlich zu dieser Zeit, zumindest teilweise, der Gelbhorn-Flysch zur Ablagerung kam (R. TRÜMPY et al., 1970, S. 24), was schon für eine Tieferlegung spricht, bleiben auf den intrapenninischen Schwellenzonen des Falknis-, Sulzfluh-Bereiches die Couches rouges bis ins Paleozän (A. PAPP et al., 1970, T. 64), im Tasna-Bereich bis ins Maastricht erhalten. Nach F. ALLEMANN (1952, S. 297), transgredierte sie auf der Sulzfluh oft auch erst, z.T. brekziös, zur Campan-Maastricht-Zeit.

Mit dem erneuten Einsatz der Subduktionsaktivität im Paleozän werden dann die im Gegensatz zu ihren Oberkreide-Anteilen eher tonig-sandigen Paleozän-Couches-rouges des Falknis-Sulzfluh-Bereichs nach sehr kurzzeitiger N-S-Bewegung, vom höheren Paleozän zum Untereozän von der ostalpinen Stirn WNW- bis NW-vergent überwältigt (vgl. D. BIEHLER, 1990 und S.B. DÜRR, 1992). Auch im Molasseuntergrund und betreffend die Jungschichten der Kalkalpen wird gegen das Ende der Paleozän-Zeit hin tektonische Aktivität deutlich.

Nur in der Buntmergelserie verbleibt weiterhin mit geringen Mächtigkeiten eine Tonmergel-betonte Fazies, was Beziehungen zum Ablagerungsraum der Laaber Decke des Wienerwaldes vermuten läßt. Dort hält, ebenfalls geringmächtig, die Kaumberger-Schichten-Fazies ins Maastricht hinauf an, und es folgen, nach einer Glaukonit-quarzit-Folge erst allmählich mächtiger werdend, Fein-

brekzien-reichere Untere Laaber Schichten (= Hoischichten) des Paleozän nach.

Geringe Sedimentkubaturen für die Zeit des Campan-Maastricht-Paleozän sind aber für Alpenflysche ungewöhnlich und verlangen nach einer Erklärung. Vielleicht liegt diese doch in der Vorland-nahen Position dieses in die Laaber Decke integrierten Sedimentationsraumes ?

Auch in den Ablagerungsraum des Wägitalflysches der östlichen Schweiz und in den diesen in die Ostalpen fortsetzenden des Rhenodanubikums, erfolgen kräftigere Schüttungen, wobei Granat in den Schwermineralspektren dominiert (vgl. W. WINKLER et al., 1985), so vom Rhein bis nach Bayern mit Planknerbrücken- und Fanola-Serie, bzw. Hällritzer und Bleicherhorn-Serie, ohne ausgewiesenen Paleozän-Anteil. Nach R. TRÜMPY (mündl. Mitt. 1994) ist der Ablagerungsraum des Gurnigl- und Schlieren-Flysches, der ebenfalls Granat-Spektren empfängt, südlich einer Achse Mithen – Sulzfluh zuzuordnen. Die Sedimentation setzt mit Maastricht ein und wird im Schlierenflysch ins Paleozän mit dem Guber- und Schonisandstein fortgesetzt.

Im Bereich Gurnigl-, Schlieren- und Wägital-Flysch berichten W. WINKLER et al. (1985) aus der Zeit des oberen Maastricht über Bentonite vulkanischer Herkunft.

Im Rhenodanubikum zeigt sich von Liechtenstein bis Bayern über der Fanola- und Bleicherhorn-Serie des Maastricht bisher kein Paleozän. Ein solches zeigt sich jedoch ab Salzburg im Rahmen der Mürsbandsteinführenden Oberkreide, und diese fortsetzend, in den Attlengbacher Schichten, welche sich dann in die Greifensteiner Decke des Wienerwaldes einordnen. Hier erfolgt innerhalb des Paleozäns der Umschlag des Schwermineralspektrums vom Granat zum Zirkon.

Ebenso noch einen Unterpaleozän-Anteil haben die Sieveringer Schichten der Kahlenberger Decke. H. EGGER (1990) erörtert, von neuen Ergebnissen bei Salzburg ausgehend, unter besonderer Berücksichtigung des Paleozäns fazielle und paläogeographisch-tektonische Beziehungen in Richtung Westalpen über den Wägitaler zum Schlieren- und Gurnigel-Flysch, und bekräftigt so von den klassischen Lokalitäten der Westalpen her eine Einordnung des Rhenodanubikums ins südliche Penninikum.

Nach Information der Erdöl-Erdgas-Bohrungen (vgl. A. KRÖLL et al., 1993) setzt nördlich der Donau vor der sich weiter fortsetzenden Greifensteiner Decke die karpatischen Rača-Decke ein, wobei die Attlengbacher Schichten über beide Decken in Richtung Karpaten in die ebenfalls Maastricht mit Paleozän umfassenden Solaner Schichten der nördlichen Magura überleiten.

In den Weißen Karpaten wechselt vom Maastricht zum Paleozän die Gbely-Formation zur Svodnice- oder Javorina-Formation. In den anschließenden Pieniden ebenso die, den Couches-rouges-Entwicklungen der Puchover Mergel nachfolgende, Jarmuta-Formation mit polymikten Konglomeraten in die ebensolche führende Proč-Formation. Aus den polnischen Karpaten berichten K. BIRKENMAJER und J. DUDZIAK (1988, T. 1), daß die Jarmuta-Formation auf den südlichen Magura Bereich noch übergreift.

Weiter nach Süden schließt dann in der Maninzone der slowakischen Karpaten, nachfolgend einer ebenfalls oft bunten, mergeligen Kreide und auch in Beziehung zu konglomeratischen Bildungen, jenes Rotalien-Lithothamnien-Korallenriff an, das sich westwärts in die Kalkalpen zum Kambühel bei Ternitz fortsetzte (M. ELIÁŠ et al., 1990; O. SAMUEL & J. SALAY, 1968, S. 34; O. SAMUEL et al., 1972, S. 74–97, 105–107).

3.5.3. Das Ostalpin

3.5.3.1. Der kalkalpine Bereich

3.5.3.1.1. Von Vorarlberg bis Salzburg

Im ostalpinen Raum erfolgte die Transgression der nach dem loc. class. im Salzkammergut benannten Gosaublagerungen über einen kurz vorher, im Rahmen submariner Abläufe, sehr stark tektonisierten Untergrund hinweg. Sie erfaßte die frei liegenden Oberflächen des vorgosauischen Deckensystems und versiegelte die Ausbisse ihrer Trennflächen. Je nach Höhenlage und Kleinmorphologie geschah dies mehr oder minder grobklastisch mit marinen, limnischen oder terrestrischen Bildungen.

Im Osträtikon im Tilisunagebiet beschreibt D. BIEHLER (1990) im Verband mit Ophiolithen und dem Turon-zeitlichen Verspalaflysch der Arosazone eine mächtige, sandig-tonige Gesteinsmatrix, mit eingelagerten Olistolithen, die von Arlberg- oder Raibler Schichten herzuleiten sind, wie auch von verfestigten Brekzien dieser Gesteine. Dazu treten umgelagerte chamositische Laterit-Krusten und Bohnerz-Relikte. Nach D. BIEHLER handelt es sich dabei um das Verfüllungs-Material einer Coniac-zeitlich zwischen Ostalpin und Mittelpenninikum befindlichen Rinne, die durch „debris flows“ und Bergstürze etc. von verlandeten Stirnteilen der Kalkalpen herunter, verfüllt wurde. Wohl eine Momentaufnahme aus der auf das vorgosauische Ereignis folgenden Zeit, betreffend den Kontaktbereich Südpenninikum-Ostalpin!

Aus dem Lechquellen-Gebirge meldet O. LEISS (1992, S. 609) aus dem Kontakt-Bereich der Allgäudecke zur Wandfluh-Schuppe in der Hochberg-Synklinale Schlammstrom-transportierte Brekzien kalkalpiner Herkunft mit Coniac-Santon-zeitlichen Globotruncanen in der Matrix.

Ein Problem für sich scheinen die in Oberbayern zwischen Kochelsee und Schliersee zwischen Kalkalpen und Flysch situierten und Losensteiner Schichten der Kalkalpinen Randschuppe auflagernden, konglomeratischen Trattenbachschichten darzustellen, aus denen, bei faziellen Bezügen zum Randcenoman, von H. HAGN (1951) bestimmte Mikrofaunen von Paleozän-Untereozän-Alter referiert werden. K.F. WEIDICH (1985, S. 550) konnte auf die diesbezügliche Problematik noch nicht eingehen und verweist auf die von H. HAGN et al. (1981, S. 34) erörterte Zuordnung zu einer „flyschähnlichen Randgosau“. K. MÜLLER (1973, S. 61–63) meldet Chromspinell-führende Schwermineralspektren!

K.H. KIRSCH (1988) klärt die Stratigraphie dahingehend, daß die vom Turon zum Santon aufsteigenden Unteren Trattenbachschichten mit teilweise bunten Peliten in ihrer Nordfazies exotische Gerölle und in der Südfazies Konglomerate und Brekzien mit kalkalpinen Komponenten führen. Die Oberen Trattenbachschichten steigen vom Campan zum Paleozän auf und weisen eine Tiefwasser-Sedimentation aus. Nachfolgend dürften sie tektonisch ausgeschaltet worden sein, vermutlich im Rahmen einer Angliederung des Rhenodanubikums an das Ostalpin.

Die westlichsten auf den Kalkalpen erhalten gebliebenen Gosaublagerungen liegen einerseits am Hohen Licht im Allgäuer Hauptkamm auf der Lechtaldecke, andererseits am Muttekopf bei Imst auf der Inntaldecke. Am Hohen Licht transgredieren nach O. LEISS (1992, S. 642) über gefalteten und erodierten Untergrund grobe Klastika, welche in eine Mergelfolge mit Oberconiac-Globotruncaniden übergehen. Ultramafischen Detritus meldet er aus der Sandfraktion. Mein Nachweis von *Margulina gosae* (REUSS) nahe der Transgressionsbasis, harmoniert mit

einer Einstufung in die Coniac-Zeit (R. OBERHAUSER & F. STOJASPAL, 1976).

Untersuchungen von Molassegeröllen aus dem Allgäu durch H. HAGN (1989) weisen neben Geröllen der höheren Gosaukreide auch solche aus, welche ein Durchziehen der Mittel- bis Oberpaleozän-zeitlichen Kambübel-Riffkalke bis in die westlichsten Kalkalpen beweisen und dadurch sogar Beziehungen zur Maninzone der Karpaten herstellen.

Die Muttekopfgosau transgrediert über vorgosauisch gefalteten und teilweise verkarsteten Hauptdolomit mit ca. 70 m mächtigen, grobklastischen Bildungen, denen ca. 50 m Mergel nachfolgen. In ihnen fand O. AMPFERER den sehr großwüchsigen *Inoceramus undulatoaplicatus* (vgl. H. WOPFNER, 1954, S. 78). Dieser Tiefere Gosaukomplex, der nach H. ORTNER (1993, S. 43) ein Absinken eines alluvialen Schuttfächers in marines Milieu hinunter widerspiegeln soll, ist in die Coniac-Santon-Zeit einzustufen. Der vielfach mächtigere, zunächst weiterhin grobklastische Höhere Gosaukomplex gilt als Hangfazies der Nierentaler Zeit. Er wird immer wieder durch große, transgressive Lücken unterbrochen. Über der von H. WOPFNER (1954) entdeckten Rotkopfdiskordanz setzt eine Mergel-betonte Turbiditsedimentation ein, welche durch Foraminiferen in den Bereich Maastricht-Paleozän eingestuft werden konnte.

Bei Schüttungsrichtungen von Ost nach West zeigen die Schwermineralspektren oberhalb der Rotkopfdiskordanz reichlich Granat, was mit den gleich alten Abfolgen der Maastricht-zeitlichen Flysche des Rhenodanubikums Vorarlbergs und Bayerns harmoniert.

Offensichtlich stehen sich die voraus erwähnte Gosau vom Hohen Licht und der Untere Sedimentationskomplex vom Muttekopf so nahe, daß eine ursprünglich direkte Verbindung vorausgesetzt werden kann. Im unmittelbaren nördlichen Anschluß, auf der die Allgäudecke bis hin zur kalkalpinen Randschuppe abdeckenden Lechtaldecke, ist dann, etwas tiefermeerischer, der W-E-gelängte, eigenständige Ablagerungsraum der Branderfleckschichten mit seinen Chromit-Glaukophan-Schwermineralspektren (W. WINKLER, 1988, S. 370) anzunehmen. Nach F. SCHLAGINTWEIT & K.F. WEIDICH (1992) beinhalten sie Olistolithe, welche von einem Hochgebiet herunter stammen dürften. Über dieses hinweg transgredierte dann kurze Zeit später jene Gosau, welche beim Hohen Licht erhalten blieb. Falls die Lechtaldeckenstirn sich aus einer hochgeschürften, vorher rechtsseitenverschiebenden Fläche entwickelt hat, könnte man längs dieser immer wieder auf- und abtauchende Landrücken sich vorstellen. Es könnten auch Obdukte hochgebracht werden, welche die erwähnten Schwerminerale liefern und andererseits auch großflächig Massenbewegungen ausgelöst worden sein, welche die Olistolithe in die Branderfleck-Schichten einbrachten.

Im Gebiet des Unterinntals ist im östlichen Rofangebirge nach RESCH et al. (1986) ein akzentuiertes vorgosauisches Relief aus steilgestellter Trias deutlich. Ein Tiefgang von etwa 600 m wird angenommen. Vom Westen her kommend zeigen sich hier bei Brandenberg ein erstes Mal im Rahmen der Coniac-zeitlich transgredierenden Flachwassergosau Rudistenriffe. Im Santon folgt eine Globotruncanen-reiche Mergelsedimentation nach. Auch Serpenterölle und Chromspinell als Schwermineral werden gemeldet.

Bei Kössen gibt es ein tiefmeerisch sedimentiertes Maastricht (A. BUTT & D. HERM, 1978), bei Sebi ein unteres Paleozän der Zone NP 4 in turbiditisch beeinflusster Nie-

rentaler Fazies (H. HAGN et al., 1981, S. 8 u. 156). Über ein Oberes Paleozän wird aus dem Wilden Kaiser berichtet (S. 157).

Die Geröllanalysen von E. MOUSSAVIAN (1984) in den oberoligozänen Oberangerberg-Schichten des inneralpinen Unterinntals weisen Gosau-Geröllschüttungen incl. solcher paleozäner Lithothamnien-Riffkalke aus Südwesten nach. Sie kommen vermutlich von damals dort im Bereich Tuxer Voralpen – westliche Zillertaler Alpen – Brenner positionierten, kalkalpinen Jungschichten her. Sowohl lithoklastische Detritus-Kalke mit Flachwasser-Foraminiferen als auch Globotruncanen-dominierte Feinsandkalke kommen vor. Ebenso mit den Orbitoidensandsteinen des Muttekopfs idente Gerölle. Wir haben also für die Ablagerungsräume der im Süden erodierten Kalkalpentteile für die Santon–Campan–Maastricht–Paleozän-Zeit zumindest teilweise mit vollmarinen Verhältnissen zu rechnen.

Nach D. HERM (1962) und H. RISCH (1988) ist eine vom Turon bis ins Obereozän reichende kalkalpine Jungschichtenabfolge im Reichenhaller Becken bei Salzburg erhalten geblieben. Sie lagert hier auf der bis zum Kalkalpenrand reichenden-Deckenfront des Tirolischen Bogens mit aufreitendem Juvavikum. So wird angenommen, daß die Ablagerung des Untersberger Marmors schon Turonzeitlich beginnt und im Untersten Coniac endet. Die Glanegger Schichten des Coniac–Santon–Untercampan greifen dann weiter aus. Beide Formationen werden von H. RISCH als südliche Randfazies der Branderfleck Schichten verstanden. Im Rahmen großflächiger Meeresbedeckung weist er im mittleren Campan Eingleitungen von Olistholihen aus Plassenkalk nach, was ihn auf erhöhte tektonogenetische Aktivität schließen läßt – für mich Ausdruck isostatischer Ausgleichsbewegungen! Etwa für den gleichen Zeitabschnitt berichtet er über einen verstärkten Radiolarienanteil in den Mikrofaunen, was auf vulkanische Einflüsse schließen läßt.

Mit dem Einsetzen einer bunten Fazies wird der Name Nierentaler Schichten verwendet. Im Untermaastricht setzen als Folge einer ruckartigen Vertiefung nach D. HERM (in H. HAGN et al., 1981) turbiditische Sandsteine ein, für mich wieder ein Argument für nun einsetzende isostatische Landformung. Das höhere Maastricht ist wieder mehr kalkmergelig, und die Nierentaler Fazies setzt sich, episodisch turbiditisch beeinflusst, ohne Unterbrechung ins Paleozän hinauf fort. Zu dieser Zeit vermutet A. v. HILLEBRANDT (in H. HAGN et al., 1981, S. 26) aufgrund auch sehr reicher, benthonischer Faunen vom „Velasco-Typ“ zusammen mit dem Plankton Meerestiefen von unterhalb des Kontinentalschelfs.

Die unmittelbare Flysch-Nachbarschaft dieser hier fast komplett überlieferten Kalkalpen-Jungschichten fordert dazu heraus, sich paläogeographisch zu äußern. Dabei drängt sich dann sofort die Frage auf, wieweit man überhaupt die zwischen beiden Ablagerungsräumen ablaufenden Seitenverschiebungs-Abläufe bedenkend, von Süden nach Norden direkt meridional vergleichen kann, ohne Eigenart und Größenordnung der Seitenverschiebungen genauer zu kennen. Von der von der Strukturgeologie angenommenen Rechtsseiten-Verschiebung ausgehend, müßte man dann vielleicht für die Zeit der Unter-/Oberkreide-Grenze die Salzburger Kalkalpen südlich vom Wienerwald positionieren und konsequenterweise dann den kalkalpinen Wienerwald hinter den Sedimentationsraum des späteren Karpatenflysches. Für den Beginn der Gosau-Sedimentation könnte man dann eine Positionierung der Salzburger Kalkalpen im Meridian von St. Pöl-

ten, im Campan eine im Meridian von Enns oder Linz etc., annehmen.

Aus diesen Überlegungen geht auf jeden Fall hervor, daß erst ab der Kreide/Tertiär-Grenze kleinräumiger über gemeinsame Sedimentationsgebiete für Kalkalpen und Flysch nachgedacht werden kann.

3.5.3.1.2. Von Salzburg bis Wien

Komplett und reich an Makro- und Mikrofaunen ist die Gosau an ihrer klassischen Lokalität (vgl. H. SUMMESBERGER, 1985). Kreuzgraben-, Streiteck-, Grabenbach-, Hochmoos- und Biebereck-Schichten reichen vom Coniac ins Untercampan, Ressen-, Nierentaler, Zwieselalm-Schichten vom Obercampan ins Paleozän. Auch hier zeigen die Campan-Ablagerungen den Chromit-Granat-Wechsel.

Nach U. WILLE (1968) fanden sich im naheliegenden Gosauvorkommen in Schorn am Nordhang des Rußbaches ebenfalls Alttertiäranteile, wobei die Schichtfolge über ein Paleozän mit roten Farbtönen bis ins Untereozän aufsteigt.

Für die Gosau bei Wörschach im Ennstal referiert E. MOUSSAVIAN (1984, S. 40 u. 43) folgend W. JANOSCHEK (1968) eine geschlossene Gosauschichtfolge bis ins Obercampan und, umgelagert in Paleozän–Untereozän-Mergel hinein, Obermaastricht-Mergelgerölle und Kambühelkalk-Blockwerk. Letzteres ist altersmäßig in den Bereich Thanet–Ilerd einzuordnen. Unmittelbar nachfolgende tektonische Aktivität ist offensichtlich. Wir wollen diese mit dem erneuten Einsetzen W-vergenter Bewegung in Einklang bringen.

Beachtenswert, auch im Hinblick auf die Oberkreide–Paläogen-Stratigraphie des kalkalpinen Rahmens des Windischgarstener Fensters, ist die Dokumentation von S. PREY (1992) – weist er doch auf der Reichraminger Decke eine stratigraphische Säule vom Coniac bis ins Mittlere Eozän nach.

Dabei ist das Coniac–Untersanton Rudisten und Flachwasser-Mikrofaunen führend, birgt aber auch altersweisende Globotruncanen. Darauf folgen graue Mergel des Obersanton–Untercampan. Teilweise Turbidite führend, ist Nierentaler Fazies vom Obercampan über Maastricht–Paleozän bis ins Mitteleozän mittels Planktonforaminiferen und Nannofloren nachgewiesen.

Hier bewährte sich, sowohl bei der Beweisführung für die Fensternatur als auch für die kalkalpine Stratigraphie, die Schwermineralanalyse durch G. WOLETZ (vgl. S. PREY, 1992, S. 538), namentlich infolge ihres Beachtens des Chromspinells! Anschließend bemüht er sich, bei schwierigen tektonischen Verhältnissen, im Vergleich mit der nachfolgend beschriebenen Gosau der Weyerer Bögen, überzeugend um den Nachweis der intragosauischen Diskordanz (S. 539).

Gut erforscht ist inzwischen die Gosau der Weyerer Bögen (R. OBERHAUSER, 1963, S. 40; P. FAUPL, 1983; P. FAUPL & WAGREICH, 1992), und dies nicht nur im Hinblick auf die von A. RUTTNER hier kartierungsmäßig erfaßte und erstmals durch den Schwermineralumschwung Chromit-Granat bekräftigte intragosauische Diskordanz. Über den schon oben erwähnten Branderfleckschichten, für die die letztgenannten Autoren auch Foraminiferen- und Nannobestimmungen beibringen konnten, die Mitteluron bekräftigen, folgt dort auf der Pichlbaueralm mit roten Konglomeraten eine Gosau, die letztere Autoren mittels Nannobestimmungen der Zone CC 13 (Oberes Oberturon–Unterconiac) zuordnen. Wenn wir uns mit M. WAGREICH (1990, S. 432) in die Weißwasser-Gosau der Reichramin-

ger Decke begeben, so gelang es ihm dort, über dem Bauxit in der limnisch beeinflussten Liegendserie noch unterhalb des Rudistenriffes die gleiche Zone CC 13 zu belegen.

Für die über dem Riff folgenden unteren Weißwasserschichten ergaben durch H. HILTMANN kontrollierte Einstufungen mittels Neofabellinen Oberconiac-Alter. Die höheren, zuletzt bunt werdenden Weißwasserschichten weisen Santon-Plankton auf. Nach einer das Campan umfassenden Schichtlücke folgen mit einer Turbiditfazies die Brunnbachschichten mit Maastricht–Paleozän-Alter (vgl. B. PLÖCHINGER et al., 1987, S. 100) mit wiederholt größere Meerestiefen belegenden Foraminiferenfaunen: Sand-schaler – aber auch eine durch Lösungserscheinungen beeinträchtigte Kalkschalen-Überlieferung der Plankton-ten.

Weiter im Süden bei Unterlaussa ordnet P. FAUPL (1983) in die Campanschichtlücke seine grobklastischen Spitzenbachschichten ein. Sie dokumentieren einen Transport von Mergelklasten mit *Globotruncana elevata* BROTZEN (einer Leit-*Globotruncana* der zentralalpiner Gosau!) über eine Böschung in den Ablagerungsraum der Brunnbachschichten hinunter (R. OBERHAUSER & P. FAUPL, 1982). Im Becken von Gams-Wildalpen hat sich H. KOLLMANN (1963), unter Benützung von Schwermineralanalysen von G. WOLETZ, um die genaue zeitliche Erfassung des intragosauischen Ereignisses verdient gemacht. In Nierentaler Fazies geht das Obermaastricht in ein teilweise grobklastisches und bis gegen 500 m mächtiges Paleozän über, an das noch etwas Untereozän anschließt (vgl. H. KOLLMANN & H. SUMMESBERGER, 1982).

Die längs des Kalkalpen-Ostendes erhalten gebliebenen Gosauvorkommen sind mit wenigen Ausnahmen an die Gießhübler und an die Grünbach-Glinzendorf-Synklinale gebunden, welche, durch Bohrungen nachgewiesen, sich im Untergrund des Wiener Beckens nach Nordosten bis über die Staatsgrenze hinaus in Richtung Karpaten fortsetzen (vgl. R. SAUER et al., 1992, Fig. 16). Im Bereich der Gießhübler Synklinale folgt dem Itruvien führenden Turon Coniac–Santon-zeitliche klastische Gosau. Vom Campan zum Untermaastricht entwickeln sich mergelige Abfolgen, welche durch seitlichen Brekzien-Eintrag beeinflusst sind. Im Oberen Maastricht werden flyschähnliche Turbidite abgelagert. Damit setzt sich jene früher diskutierte, westliche Flyschgosau über von P. FAUPL & M. WAGREICH (1983) aus Lilienfeld und von B. PLÖCHINGER & J. SALAJ (1991) aus dem Triestingtal gemeldete Vorkommen in Richtung Wien fort. J. SALAJ bestimmte dort in Gießhübler Schichten anhand von Lithothamnien-Bruchstücken *Distichoplax biserialis* (S. 794), was eine Lieferung aus dem Kambühelkalk südlicher Kalkalpen oder von der karpatischen Klippenzone her sicherstellt. Auch kleine Disco-cyclinen und Nummuliten kommen vor. Dort wie in Gießhübler selber steigen die Gießhübler Schichten ins Mittlere Paleozän auf. In Gießhübler und in den Bohrungen bei Aderklaa erreichen sie große Mächtigkeiten. Lithothamnien- und Orbitoidenbruch kennzeichnet die Feinbrekzien. Sie dürften sich karpatenwärts, unter dem Wiener Becken durch, mit Flysch-Paleozän der Jungschichten der Gosau von Bresova p. B. bei Miava verbinden (M. WAGREICH & R. MARSCHALCO, 1995).

Die Grünbach-Glinzendorfer Synklinale zeigt bei Grünbach über Basisbildungen mit einem Rudistenriff die limnisch-brackische Kohlenserie, deren höhere Anteile ins Campan eingestuft sind. Letzterer entspricht in der streichenden Fortsetzung im Untergrund bei Glinzendorf ein über 1000 m dicker, limnischer Komplex. Nirgendwo sind für die Gosau-Zeit bisher Verlandungs-Erscheinungen so

großflächig nachweisbar wie in der Grünbach-Glinzendorf-Synklinale. Auch in der aus dem Untergrund des Wiener Beckens karpatenwärts hochsteigenden Gosau von Bresova p. B. bei Myjava zeigt der Santon/Campan-Grenzbereich Kohleflözchen (vgl. J. SALAJ & O. SAMUEL, 1966, S. 87) und brackische Faunenvergesellschaftungen.

Man denke auch an die klassischen Landsaurier-Funde in der Gosau von Grünbach (E. BUNZEL, 1871; B. PLÖCHINGER et al., 1961, S. 436). F. SCHLAGINTWEIT & M. WAGREICH (1992) gelingt es, in der benachbarten, ebenfalls kohlenführenden Gosau des Miesenbachtals, mittels lakustrine Bildungen belegender Kalkalgen der Gattung *Munieria* eine Einstufung ins Obersanton–Untercampan zu bekräftigen. Verbindungen zur Kainacher Gosau, wo I. BODROGI et al. (1994) ebenfalls diese Gattung nachweist, ergeben sich! Ebenso bekräftigt I. BODROGI (1994) Beziehungen zur Ajka-Kohlenformation im Bakony-Gebirge in Westungarn.

Bei Grünbach folgt mit Inoceramen-Mergeln und Orbitoiden-Sandsteinen im Oberen Obercampan eine marine Ingression, die im Maastricht anhält. Es folgen darüber die Zweiersdorfer Schichten eines unteren bis mittleren Paleozän, wobei NP 4 mit *Globorotalia angulata* (WHITE) noch nachweisbar ist. Lagenweiser Riffdetritus entstammt einem Saumriff (A. PAPP et al., 1970, T. 65, 66), von dem nachfolgend berichtet werden soll.

Am Kambühel bei Ternitz lagert dieser Riffkörper dann stratigraphisch auf Nierentaler Schichten als heller Lithothamnien-Korallen-Riffkalk mit u.a. Rotalien und *Distichoplax cf. biserialis* (DIETRICH) PIA (vgl. M. DENIZOT & M. MASSIEUX, 1965), der vor seiner mikropaläontologischen Untersuchung für die „Mikrofazies Austriaca“ (PAPP et al., 1970) als rhätischer Korallenkalk verkannt wurde (vgl. B. PLÖCHINGER, 1967, S. 54). Für die Paleozän-Zeit ergibt sich für diese Kambühelschichten, südlich um das Tiefwasser-Paleozän von Bresova p.B. bei Miava herum, eine zwanglose Verbindung zu gleichartigen Bildungen im Bereich der Klippenzonen in den Karpaten (vgl. O. SAMUEL & J. SALAJ, 1968, S. 34; O. SAMUEL et al., 1972, S. 74–97, 105–107).

Nach Westen finden sich, meist olisthostromatisch verschleppt, Relikte in den Mürztaler Alpen, wo H. STRADNER aus begleitenden Mergeln NP 2 u. NP 3 bestimmt (R. LEIN, 1982). Dann weiter in den Jungschichten der Gosau von Liezen und im „Eozän“ von Radstadt. Außerordentlich zahlreiche Geröllfunde bis in die Faltenmolasse des Allgäus (H. HAGN et al., 1981, S. 36, H. HAGN, 1989, S. 13) machen eine Erstreckung dieser Saumriffzone bis in die westlichsten Ostalpen plausibel. Das nach Süden anschließende Festland läßt sich durch gleichzeitige terrestrische Einschaltungen in der Krappfeldgosau Kärntens nachweisen.

3.5.3.2. Der zentralalpine Bereich

3.5.3.2.1. Die Vorkommen in der Steiermark

Die nach Aussage der Bohrung Afling U 1 etwa 800 m mächtige, stark limnisch beeinflusste, etwa santon–campane Folge des Hauptbeckens der Kainacher Gosau transgrediert ausschließlich auf Paläozoikum. Sie zeigt nicht nur gegenüber den gleich alten Bildungen auf den Kalkalpen, sondern auch gegenüber der Gosau Kärntens eine ausgeprägte Eigenart. In ihren bis 400 m mächtigen, zunächst alluvialen und dann marinen Basiskonglomeraten fehlen, wie H. GOLLNER et al. (1987) berichten, kristalline Komponenten. Unter den Sedimentgeröllen dominieren paläozoische Klasten, welche der Transgressionsunter-

lage zugeordnet werden können. Mesozoische Komponenten können sowohl dem Sedimentationsraum der Nördlichen Kalkalpen als auch jenem der Südalpen entstammen. Bemerkenswert sind Gerölle mit Fusulinen und *Mizzia*, welche aus dem dinarischen Bereich kommen dürften.

Den Konglomeraten folgen etwa 200 m Bitumenmergel nach. I. BODROGI et al. (1994) weisen in ihnen mit der Kalkalge *Munieria grambasti sarda* CHERCHI et al. Süßwasser-Einfluß nach, vermeiden jedoch eine genaue altersmäßige Festlegung (S. 135). Ein Santon-Alter wäre jedoch plausibel. *Munieria* wurde vorher aus der Kohlenserie der Grünbacher Gosau erwähnt. Darüber liegen 400 m tonig-sandig-konglomeratische Turbidite. Sie liefern sehr dürrtfe Schlammproben. Campan-Ammoniten wurden in sie eingeschwemmt.

Im an das Hauptbecken nach Süden anschließenden Vorkommen von St. Bartholomä findet sich eine Rudisten-Foraminiferen-Vergesellschaftung des Oberen Untercampan bis Unteren Obercampan (R. OBERHAUSER, 1959), welche Beziehungen zur Kärntner Gosau sicherstellt. Eine vor der Gosausedimentation erfolgte NW-Verschleppung der paläozoischen Transgressions-Untertage ist zu vermuten.

Vorläufige palynologische Berichte von A. SIEGL-FARKAS et al. (1994) wollen die gesamte Kainacher Gosau ins Campan, im Rahmen einer mediterranen *Normapolles*-Provinz, einordnen. Sie schließen jedoch an der Basis Santon-Bildungen nicht aus.

In den Konglomeraten von Gams-Bärenschütz bei Fronleiten an der Mur, die auch Gosau-zeitlich eingeordnet werden und welche vermutlich im Rahmen des vorgenannten tektonischen Ablaufes eingeklemmt wurden dominieren Triasgerölle (H. FLÜGEL, 1966). Jüngere Bildungen wurden hier vermutlich erodiert.

Für die Oberkreide im Bakony Gebirge in Westungarn sieht I. BODROGI (1994) Beziehungen der Ajka Kohlenformation zu den Bitumenmergeln der Kainach. Auch sollten die im Bakony überlagernden Hippuritenkalke der Ugod-Kalkstein-Formation an die nachfolgend diskutierten, Untercampan-zeitlichen Rudisten-Vorkommen der zentralalpinen Gosau erinnern.

Nach A. SIEGL-FARKAS (1991, S. 345) erfolgt die Ablagerung Santon-Campan-zeitlicher Sedimente dort Schritt für Schritt über ein mit Bauxiten versiegeltes Mesozoikum. Eine allgemeine Überflutung ergibt sich erst Campan-Maastricht-zeitlich mit den Ugod-Kalken und den Polány-Mergeln.

3.5.3.2.2. Die Vorkommen in Kärnten

Die Vorkommen im Lavanttal transgredieren auf zentralalpine Trias, diese in Basisbrekzien aufarbeitend. Sie führen, analog dem steierischen Vorkommen bei St. Bartholomä, Rudistenkalke mit begleitenden Mergeln mit Globotruncanen eines Untercampan bis Unteren Obercampan (R. OBERHAUSER, 1963).

Hier findet sich auch ein sehr isoliertes, mergeliges, Coniac-zeitliche Foraminiferen (Globotruncanen, Neoflabelinen, etc.), Otolithen, Ostrakoden und Ammoniten führendes Vorkommen beim „Weinberger“ (R. OBERHAUSER, 1963, S. 59; R. SIEBER & E. WEINFURTER, 1967; J. WIEDMANN, 1974).

In der ebenfalls auf zentralalpine Trias, diese aufarbeitend, transgredierenden Gosau des Krappfeldes sind Campan-Bildungen mit Rudisten wie im Lavanttal entwickelt, welche hier von H.H. NEUMANN (1989) als Kalksteinklasten-Fazies bezeichnet werden. Die *Bolivinoidea*-

Stratigraphie weist einen Einsatz schon im Untersten Campan nach. *Globotruncana elevata* BROTZEN begleitet von *Bolivinoidea decorata* (JONES), noch neben *Bolivinoidea strigillata* (CHAPMAN), schon in den ersten Mergellagen nachfolgend den Transgressionsbildungen, bekräftigen dies (G. WOLETZ, 1965; R. OBERHAUSER, 1968, S. 127, 130, 132).

Die jüngere Orbitoiden-Fazies, welche etwas siliziklastische Beeinflussung zeigt, schließt an. Neben den Orbitoiden erlauben vor allem gut erhaltene Kleinforaminiferen genaue Einstufungen, die von A. LIEBUS (1927) monographisch beschrieben und, noch in Unkenntnis der Globotruncanen-Stratigraphie, als Eozän verkannt wurden. Sie stellen heute marine Sedimentation nur bis ins Obere Untermastrecht sicher, dann folgen nach einer Schichtlücke terrestrische Bildungen (vgl. R. OBERHAUSER, 1968, S. 127, 136).

Es sind dies die nach tektonischer Beanspruchung und Erosionsvorgängen transgredierenden paleozänen, limnischen und später wieder marin werdenden Ablagerungen der Basis-Formation. Sie sind im Sonnberggebiet etwa 90 m mächtig. Sie beinhalten nach E. WILKENS (1989) im Verband mit dem unteren Glanzkohlenflöz mächtige rote Tone, Quarzsand und -gerölle, aber auch Phyllitklasten (bis 15 cm), die den heute in der Umgebung anstehenden Metamorphiten gleichsehen. Das obere Flöz ist bereits in brackisch-marine Folgen eingeschaltet, gilt noch als paleozän und leitet zum Großforaminiferen-reichen Untereozän über.

Im Sittenbergprofil ist das limnische Paleozän nur gering mächtig. Rotlehme übergreifen ein oberkretazisches Relief. Rinnenförmige Einschaltungen von Quarzkieslagen fallen auf. Kohlige Einschaltungen sind wenig mächtig und die Flözführende Abfolge hier bereits Teil der untereo-zänen Nummulitenmergel-Formation.

Wir erkennen hier im Krappfeld jenes Festland, dem wir das auf den Nördlichen Kalkalpen nachweisbare Mittel-paleozäne Saumriff zuordnen können!

Nach L. GIDAI (1971a, S. 103; b, S. 131) finden sich in Ungarn in Transdanubien nachfolgend klastischen Transgressionsbildungen auf Triaskalken Braunkohle-Ablagerungen: ähnliche Verhältnisse wie in Kärnten? T. KECSKEMÉTI (1989, S. 57) vermutet ebenfalls terrestrische Verhältnisse.

3.5.4. Zum intragosauischen Ereignis und seinen Auswirkungen

Ich versuche, das ausgehend von den Weyerer Bögen bereits gut erforschte, intragosauische Ereignis als Folgewirkung eines vorübergehenden Erlahmens der vorher nach Ost und Süd abführenden Subduktions-Kräfte zu erklären. Dieses hält, etwa im Unteren Obercampan beginnend, über das Obere Obercampan und Maastricht bis in die Paleozän-Zeit hinein an. Dadurch werden die Relativ-Bewegungen an den in die Tiefe abführenden Flächen beendet, und es wird ein sich durch den Radiolarien-„peak“ im Untercampan möglicherweise gerade noch anmeldender, nachfolgender Vulkanismus gestoppt, ebenso auch eine mit Subduktions-Vorgängen verbundene Seitenverschiebung-Tektonik. Mit der dadurch ebenfalls zum Stillstand gekommenen Obduktion sowohl von Ophiolithen als für die Alpen nur sehr episodisch auch von Blauschiefern verlieren sich die von diesen Hochschürfungen ausgehenden Schwermineral-Lieferungen. Dies betrifft einerseits den Chromspinell und andererseits Alkali amphibol und Chloritoid etc.

Die Geländeform wird nun durch die Kräfte der relativen Schwere kontrolliert. Tiefmeerische Verhältnisse mit turbiditischer Sedimentation herrschen in den Flyschräumen, so auch im Rhenodanubikum. Anschließende Kalkalpentile können einbezogen werden. Großflächig unterlagernd dürfen, nun ruhig gestellte, Ophiolith-Gesteine vermutet werden.

Die weiter im Osten oder Süden hinter der in die Tiefe abgelenkten und nun fossil gewordenen Subduktionsfläche zusammengeschopten, leichten Ostalpin-Gesteine steigen in die Höhe. Auf ihnen entwickeln sich ein Äußerer Schelf mit Nierentaler Sedimentation und weiter im Süden ein Innerer Großforaminiferen-Schelf mit Orbitoiden.

Dieser ist einem Festland-Bereich vorgelagert, welcher sich mit neuen Küsten-Konturen, einem Santon-Untercampan-zeitlichen „Grünbacher Festland“ nachfolgend, entwickelt haben dürfte. Er scheint ab dem Obercampan rasch hochzusteigen, sich abzukühlen und, da starker Erosion ausgesetzt, als Schutt-Liefergebiet in die Flyschräume des Penninikums hinunter zu dienen. Dort entwickelt sich, oft diskordant auflagernd, nachfolgend jener eher ruhigen und geringer mächtigen Sedimentation der Coniac-Santon-Untercampan-Zeit in den meisten Bereichen, bis in die Paleozän-Zeit hinein, ein mächtigerer und gröber klastischer Flysch. Dies sowohl in den Alpen als auch in den Karpaten!

So bekommt dann auch jenes Festland allmählich Konturen, das durch zwischen Krappfeld-Kreide und -Eozän eingeschaltete terrestrische Bildungen nachweisbar ist. Nachweisbar auch durch die von der Radiometrie für die höhere Oberkreide aus dem ostalpinen Untergrund vermeldeten Abkühlungsalter (vgl. M. SATIR, 1976; W. FRANK et al., 1987), ebenso jedoch durch die Lieferung von Mesozoikum- und Kristallingeröllen, nach P. FAUPL et al. (1987, S. 151) auch schon Mittelkreide-Hellglimmer(!), sowie Granat als Schwermineral, von Süden in die nördliche Gosau und über diese hinweg ins Rhenodanubikum (G. WOLETZ, 1967; R. OBERHAUSER, 1968, 1978, 1980; P. FAUPL

& M. WAGREICH, 1992). Letzteres verbunden mit der Anhäufung turbiditisch geschütteter, großer Sedimentkubaturen.

Mit der dann gegen Ende der Paleozän-Zeit zuerst ost-, dann innerhalb des Eozäns nun ausschließlich südabführend wieder einsetzenden Subduktion wird die zentralalpine Festlandzone tektonisch aufgelöst, und das von den Karpaten bis nach Tirol nachweisbare Saumriff ertrinkt. Dabei dürften in Transdanubien jedoch die Festland-Bedingungen noch bis ins Untereozän anhalten.

Es erfolgen wieder Ophiolith-Obduktionen, und daraus erwächst erneut Chromspinell-Lieferung in die oft auch tiefermeerischen Eozänablagerungen auf den kalkalpinen- und zentralalpineren Gosaugebieten. Mit der nachfolgenden Kontinentalkollision wird dann jede Ophiolith-Obduktion unmöglich. Daher muß für die spätere Molassezeit die Chromspinell-Lieferung versiegen.

Es ist also den Vorstellungen von U. RING et al. (1988) bezüglich einer kontinuierlichen Westbewegung des Ostalpins von der mittleren Kreide- bis zum Beginn der Eozän-Zeit nur eingeschränkt zu folgen. Es ist vom Obercampan bis zum Ende des Paleozän für die Ostalpen eine Zeit ohne endogen gesteuerte Horizontal-Bewegungen anzunehmen. So verwendet auch R. TRÜMPY (1985, S. 35) mit einer zeitlichen Einschränkung auf das allerälteste Tertiär den Namen „Paleozäne Restauration“ für eine Zeit verlangsamter Plattenbewegungen! Die von N. FROITZHEIM et al. (1994) vorgestellte spätkretazische Extension könnte die vorgestellten paleogeographischen Erscheinungen erklären.

So darf auch für den westlichsten Ostalpin-Bereich eine intragosauische Ruheperiode angenommen werden, die einer zunächst W-vergent beginnenden tektonischen Abdeckung des Penninikums nachfolgt. Ihr würde dann eine im Untereozän zunächst noch W-vergent einsetzende und dann auf N-vergent umschwenkende Tektonik nachfolgen. Ab dem höherem Eozän setzt dann, im Gegensatz zu den mittelkretazischen Abläufen, diesmal erhöhte plutonische und vulkanische Aktivität ein.

4. Die Vorgänge in der Eozänzeit

4.1. Zur Zeit des Untereozän (55 bis 50 Mio. J. v. h.)

(Abb. 12)

4.1.1. Das nördliche Vorland

In den nicht von faltender oder hochschuppender Tektonik erfaßten Schichtfolgen des Molasseuntergrundes zwischen Bodensee und Inn, aber auch in jenem Ober- und Niederösterreichs, ist kein marines Untereozän bekannt geworden. Im Mährischen Bereich scheint sich, nach nannopaläontologischem Befund, in Canyons vom Böhmischem Massiv herunter ein komplettes Paleozän-Eozän erhalten zu haben (R. JIŘÍČEK, 1990).

Die Erdöl-Erdgas-Prospektion läßt zudem vermuten, daß die zuvor diskutierte tektonische Aktivität der Paleozänzeit noch angehalten haben dürfte.

Bei warmfeuchten Klimabedingungen herrschte in den landfest verbliebenen Bereichen, außerhalb der Meeresvorstöße der Kreidezeit und außerhalb jenes episodischen Vorstoßes in den Niederbayerntrug im Oberen Paleozän Abtragung vor. Diese erfaßte auch die Malmkalke, in denen es zu tiefgründigen Verkarstungen kam (K. LEMCKE, 1987). Gebietsweise kam es zur Ausbildung von Verwitte-

rungslehmen. Auch Bildungen wie das bis 300 m mächtige Moosbierbaumer Konglomerat im Molasseuntergrund zwischen Enns und Donau könnten dazugehören. Auch Bohnerzbildungen sind möglich.

Im aus südlichen Anteilen der europäischen Plattform hochgeschürften Helvetikum Voralbergs herrschen ähnliche Verhältnisse, wie Sie R. HERB (1988) aus der Ostschweiz meldet. Es sind aber die Nummuliten-Vorkommen in Voralberg nicht modern untersucht. Eine intensive von H. STRADNER getragene Nannoexploration, welche natürlich nur für mergelige Gesteine möglich war, versuchte diesen Mangel wettzumachen.

So ergab sich in nördlichen Positionen von Dornbirn-Haslach bis Hohenems über den Amdener Mergeln des Santon-Campan eine Schichtlücke, über der höher im Untereozän die erzführenden Nummulitenschichten einsetzen. Die Schichtlücke wird nach Süden in Richtung Fraxern-Dafins rasch kleiner, indem dort Grünsandsteine von der Fazies des Fraxerner Grünsandes schon im Paleozän einsetzen, wobei sich areal paleozäne Lithothamnienkalke einschalten. Während so, im nördlichen Teil der Sántisdecke, bezüglich der Ablagerungen des Untereozän die Schichtlücke in Grünsandstein-Fazies sich

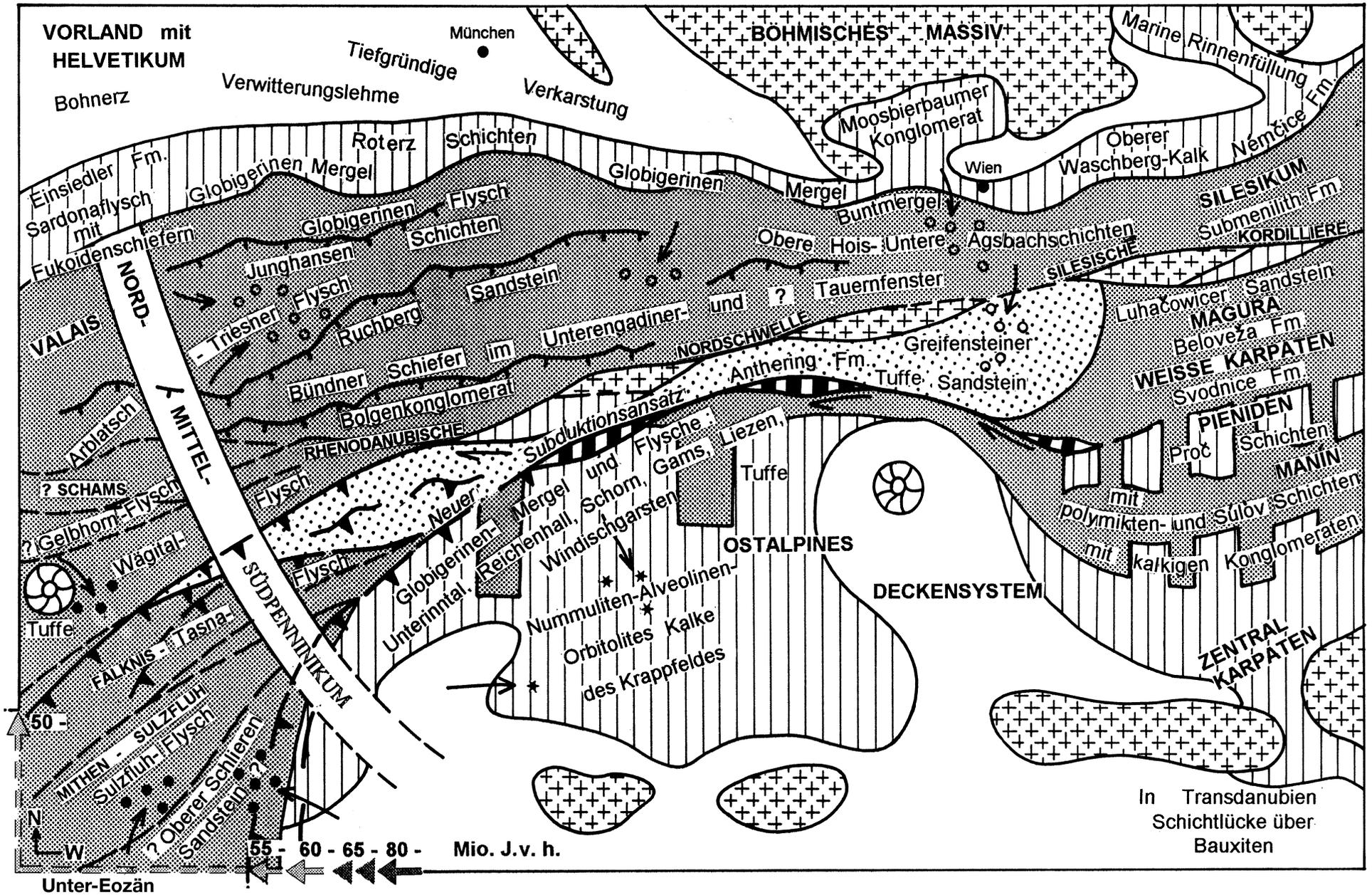


Abb. 12. Paläogeographische Situation im Untereozän (±55–50 Mio. J. v. h.).

schließt, entwickelt sich im Süden eine neue. Denn dort transgrediert in Globigerinenmergel-Fazies das Mitteleozän, von Satteins über Laterns-Saluver bis ins oberste Mellental hinüber, bis auf die Unterkreide hinunter (P. FELBER & G. WYSSLING, 1979, S. 701–705; R. OBERHAUSER, 1991, S. 26). Kleinräumig blieben komplette Kreide–Untereozän-Abfolgen unter den Mitteleozän-Globigerinenmergeln erhalten.

In der aufliegenden, tektonisch ausgedünnten Liebensteiner Decke erfolgt der Übergang von den Maastricht-Leimernmergeln in die Dan–Paleozän–Untereozän–Kehleggschichten zwar mit einem markanten Fazies- und Farbwechsel, von hell-kalkmergelig zu dunkel-mergelig-glaukonitsandig, aber ohne Schichtlücke; NP 13 könnte nach oben anschließen. Die Verhältnisse noch weiter draußen auf der Plattform lassen dort noch früher einsetzende Globigerinenmergel vermuten, die schon im Untereozän in Globigerinenflysch (R. OBERHAUSER, 1984, S. 227; NP 11, 12) übergehen dürften (R. OBERHAUSER, 1991, S. 22).

In den auf den äußersten Schelf oder den Kontinentalabhang zum Flysch hinunter heimzuweisenden Sedimenten der Feuerstätter Decke mit inliegenden grobklastischen Wildflyschbildungen weisen namentlich Nannobestimmungen in tonmergeligen Flyschen bei Dornbirn (R. OBERHAUSER, 1984, S. 228) neben Mitteleozän auch Untereozän aus. Aber auch im eingewickelten Sardona-Flysch in Glarus wird von Flyschbildungen des Untereozän berichtet (R. WEGMANN, 1961, Tab. 2), u.a. von Fukoidenschiefern.

Im Helvetikum des Allgäu herrschen ähnliche Verhältnisse wie in Vorarlberg. Von Norden nach Süden schließt sich wiederum eine Schichtlücke zwischen transgredierendem Mittel-, Untereozän und Paleozän über vom Santon ins Maastricht aufsteigender mergeliger Oberkreide. Das Untereozän repräsentiert dabei der Erzkalk. Weiter nach Süden schlossen Globigerinenmergel an (K. SCHWERD, 1983, S. 101). Im Bereich der Feuerstätter Decke wurde dann, unter Ausweis verschiedenartiger Faziesbereiche, durchgehend sedimentiert. So weisen Nanno- und Foraminiferenbestimmungen (K. SCHWERD & H. RISCH, 1983; K.F. WEIDICH & K. SCHWERD, 1987) Paleozän und Mitteleozän verbindende Untereozän-Belege aus.

Im östlichen Oberbayern haben wir auch ähnliche Verhältnisse, indem dort im Nordhelvetikum in der Adelholzener Ausbildung die Adelholzener Schichten des Lutet auf Gerhardsreiter Schichten des tiefen Maastricht transgredieren, aber im Südhelvetikum in der Kressenberger Ausbildung die Oberkreide–Eozän-Abfolge keinerlei Schichtlücke zeigt. Das Untereozän manifestiert sich in letzterer mit dem Roterz und den Zwischenschichten unter dem Schwarzerz. Auch in den Helvetikumfenstern nördlich von Salzburg repräsentieren Nummuliten führende Roterzschichten das Untereozän.

Weiter nach Osten verliert sich in den Flyschfenstern allmählich die oft vererzte Glaukonitsandstein-Ausbildung, und wird jene in Vorarlberg als Globigerinenmergel und im Allgäu als tertiäre Leimernmergel bezeichnete, sehr planktonreiche und oft bunte Mergelentwicklung der äußeren Plattform in den Helvetikums-Fenstern in der Flyschzone erneut auffälliger. So auch im Gschliefgraben bei Gmunden, wo S. PREY (1983) über weiße und rote Globigerinenmergel berichtet. Sie finden sich auch im Wolfgangsee-Fenster, mit den Kalkalpen als oberstem Rahmenteil. Auch bereits dort (B. PLÖCHINGER, 1964) ist dann schon die meist sehr tonmergelige Buntmergelerde anzu-treffen, welche dann weiter nach Osten über Ober-

Niederösterreich bis in die Fensteraufbrüche des Wienerwaldes immer mehr dominiert. Flyschsandschaler sind häufig, Nannobestimmungen und eher seltene Planktonforaminiferen-Faunen weisen immer wieder auch Untereozän-Anteile aus (vgl. R.W. WIDDER, 1988, S. 121, 122).

Nördlich der Donau in der Waschberg-Zone vertritt teilweise diesen Zeitabschnitt der flacheres Wasser anzeigende, Nummuliten-reiche Waschbergkalk. Er hat Kristallinblöcke eingeschaltet (vgl. W. FUCHS, 1980, S. 172). Nach nannopaläontologischen Untersuchungen von P. SEIFERT (1982) setzt er erst mit NP 12 ein und steigt ins Mitteleozän bis NP 15 auf.

In Südmähren wurden im Rahmen der Erdölprospektion, von Fortsetzungen des Böhmisches Massivs herunter NW–SE sich erstreckende, bis ca. 30 km lange Canyons entdeckt, welche mit marinen Paleozän–Eozän-Sedimenten gefüllt sind, darunter auch solchen des Untereozäns (R. JIŘÍČEK, 1990). In der etwa die Waschberg Zone fortsetzenden Steinitzer (Zdánice) Einheit wird von ELIÁŠ et al. (1990) die aus dem Paleozän aufsteigende Nēmčice Formation vermeldet und im Subsilesikum die Trinek Formation.

4.1.2. Das Penninikum

Die sich während des Untereozäns vollziehende Trendwende in der Bewegungsrichtung der Ostalpinen Plattform etwa im Meridian des Bodensees, von westwärts nach nordwärts, kontrolliert weitgehend die Zeit des Sedimentationsabschlusses in den dortigen Flysch- und Klippenabfolgen. So steigt der das Rhenodanubikum in die Ostschweiz fortsetzende Wägitalflysch über das Untereozän ins Mitteleozän auf; wogegen der Triesner Flysch in Liechtenstein, der Prättigauflysch, wie auch die auf die Paleozän Couches rouges der Falknis- und der Sulzfluh-Plattform übergreifenden Flysche mit dem Untereozän abschließen (vgl. F. ALLEMANN, 1957, S. 212; 1985), z.T. mit Wildflysch-artigen Bildungen. Im nach R. TRÜMPY (mündl. Mitt. 1994) hinter einer Hochzone Mythen – Sulzfluh einzuordnenden Schlierenflysch wird der Obere Schlierensandstein abgelagert. Hier erfolgte im Rahmen der bis zum Untereozän W-vergent ablaufenden Tektonik keine Abdeckung mehr.

Die ebenfalls Untereozän führenden, aber stratigraphisch noch weiter aufsteigenden, eingewickelten Flysche im St. Gallener Oberland und in Glarus, welche von R. WEGMANN (1961) referiert werden, repräsentieren den unmittelbaren Kontaktbereich zum Helvetikum und wurden daher, wie auch die von tektonischen Flächen durchsetzten Abfolgen der Feuerstätter Decke, mit dem Helvetikum beschrieben. Es ist aber wahrscheinlich, daß unter ihnen sich auch Untereozän von weiter im Süden befinden kann, welches, von der N-schwenkenden Stirn des Ostalpins neben dem Rhenodanubikum akkretioniert, nordverschleppt und beigefügt wurde.

Der im Prättigau über Paleozän folgende, untereozäne Ruchberg-Sandstein sollte im Unterengadiner Fenster seine Fortsetzungen in den schon stärker metamorphen Bildungen des Fensterinnersten finden. Nach I. THUM & W. NABHOLZ (1972) sind die Schwermineralspektren in beiden Fenstern zirkonreich und vom jenen des Rhenodanubikums verschieden. Letzteres sollte hier in der Zone von Prutz – Ramosch wurzeln, welcher, neben ausgedehnten Ophiolith-Massen, auch Quarzphyllit, kupfervererzte Eisdolomite, permoskytischer Ladiser Quarzit, Dolomit und Gips im Schürflings-Verbund zugehören. Schürflinge von Tristelschichten (R. OBERHAUSER et al., 1986, S. 113)

und Gaultflysch ließen sich z.B. am Alptrieder Eck im Samnaun durchaus dieser Zone zuordnen; Hinweise auf Oberkreide, wie Reiselsberger Sandstein etc., fanden sich hier bisher nicht. Aber die Rhenodanubische Oberkreide liegt ja vorne vor den Kalkalpen! Wiewohl hier im Westen schon Paleozän-zeitlich als Sedimentationsraum ausgeschaltet, wurde das Rhenodanubikum erst nach der Vergenz-Wende zu Ende der Untereozän-Zeit von den Kalkalpen akkretioniert und sein Nord-Transport eingeleitet.

Tektonisch höher wurden im Fimbertal, schon nahe der Überschiebungsfläche der Silvretta-Decke, in größer klastischen Flyschen, welche der die Zone von Prutz überlagernden Tasna-Decke zugehören, Groß- und Planktonforaminiferen des Bereiches Oberes Paleozän–Untereozän gefunden (W. PAULCKE, 1910; J. RUDOLPH, 1982; R. OBERHAUSER, 1983; G. FUCHS & R. OBERHAUSER, 1990). Auch für Oberkreide-Foraminiferen führende Feinbrekzien im Höllentalflysch ist deren Tertiär-zeitliche Umlagerung möglich. Spuren-Fossilien sind hier gut erhalten geblieben (S. GIESE et al., 1994).

Im Tauernfenster gelang bisher noch kein Tertiär-Nachweis, was nach meiner Vermutung eher eine Folge starker Metamorphose ist, als etwa eine solche vor-tertiärzeitlicher tektonischer Ausschaltung als Sedimentationsraum. Für die ins tiefe Stockwerk gehörende Kaserer Serie oder die tektonisch höher einzuordnenden Jungschichten der Glockner Decke (O. THIELE, 1980, S. 302, 312) wäre ein oberkretazisch–alttertiäres Alter möglich.

Der Nachweis anchi- bis mesozonal metamorpher Bündnerschiefer im vorneogenen Untergrund der Ostslowakei durch SOTAK et al. (1994) mit *Nummulites gallensis* HEIM sollte Forschungen nach Alttertiär auch in den Tauern wieder Auftrieb geben. Die Autoren verstehen diese Nummuliten führenden Bündner Schiefer der Westkarpaten als Fortsetzung des Vahicums im Sinne von M. MAHEL' (1988).

Nach der in dieser Arbeit vertretenen Theorie würde dann die Laaber Decke des Wienerwaldes im Traisental als Fortsetzung des Prätigauflysches sowie seiner metamorphen Fortsetzungen im Unterengadiner- und Tauernfenster unter den Kalkalpen wieder zutage treten. Sie wird dabei in Richtung Wien von Elementen der die Ybbsitzer Klippenzone fortsetzenden St. Veiter Klippenzone, mit den Flyschen der Kahlenberger Decke als zugehörige Jungschichten, überlagert. Mit den unter- bis mitteleozänen Oberen Laaber Schichten (den Agsbachschichten) prägt sie dann dort die Landschaft im südlichen Wienerwald.

Eine solche hiemit für den Sedimentationsraum der Laaber Decke vertretene, nördliche, vorlandnahe, paläogeographische Einordnung würde für den Wienerwaldflysch eine ähnlich extreme Divertikulations-Tektonik voraussetzen, wie wir sie am Ostalpen-Westende am Alpen-Rhein beobachten konnten. Es wurde ja dort auch der Rhenodanubische Flysch von weit im Süden über den Prättigau- und Liechtensteiner Flysch hinweg nach Norden verschoben. Hier wäre dasselbe mit der den Rhenodanubischen Flysch nach Osten fortsetzenden Greifensteiner Decke und wurzelfernerer Anteilen der Kahlenberger Decke im Hinblick auf die Laaber Decke geschehen. Wenn man dieser sicher nur schwer zu beweisenden Theorie folgen will, müßte man die Laaber Decke vom Rhenodanubikum abtrennen und sie karpatenwärts in Richtung Silesikum verbinden. Dort würde altersmäßig in der Godula-Decke die aus dem Paleozän ins Eozän aufsteigende Submenilith-Formation entsprechen. M. ELIÁŠ et al. (1990, S. 45) vertreten jedoch die Verbindung des Eozäns der Laaber Decke mit der Svodnice-Formation

der weit im Süden noch weit hinter der Rača-Einheit mit dem Luhacovicer Sandstein einzuordnenden Weißkarpaten Einheit.

Wie vorne erwähnt, berichtet R. JIŘÍČEK über den im Molasse-Untergrund Südmährens in Bohrungen überlieferten Vranovice- und Nesvačilka-Canyon. Aus diesen sollen, beginnend mit der Oberkreide, namentlich im Paleozän–Eozän, karpatische Flyschräume mit Sedimenten beliefert worden sein: und dies, bis in den Magura-Bereich hinein (vgl. S. 85). Letzteres erscheint mir als wenig wahrscheinlich, da die Magura-Decke von weither aus dem Süden stammen dürfte. Zudem wären, heute vermutlich im Wiener-Becken-Untergrund unter der Magura Decke begraben, vordem Fortsetzungen des Silesikums als näher liegender Ablagerungsraum verfügbar gewesen.

Im nordverschleppten Rhenodanubikum fand sich bisher vom Rhein bis zur Salzach kein Paleozän- oder Eozän-Nachweis. Vermutlich waren zu dieser Zeit seine westlichen Anteile bereits entwurzelt und von Norden her an die Kalkalpen angefügt. Erst bei Salzburg weist H. EGGER (1989) über Paleozän (NP 9) Untereozän (NP 10, 11) als jüngste Anteile der Altlangbacher Schichten nach. Er schlägt 1995 für diese den Namen Anthering-Formation vor und kann, Hinweisen von M. STURM (1968) und H. MAURER (1972) nachgehend, auch Vorkommen in der oberösterreichischen Flyschzone zuordnen.

Die Anthering-Formation beinhaltet auch Tuffe, was an vermutlich gleich alte Tuffe in der benachbarten Gosau des Reichenhaller Beckens erinnert. Möglicherweise ergab sich für diese Zeit, da die rechtsseitenverschiebende Tektonik im Ausklingen war, eine meridionale Nachbarschaft?

Über Beziehungen zu vulkanogenen Bentoniten in Untereozän-Sedimenten in den das Rhenodanubikum nach Westen in die Schweiz zumindest teilweise fortsetzenden Flyschen kann nachgedacht werden (W. WINKLER et al., 1985). Diese Autoren beziehen die Tuffe in den alttertiären Anteilen des Gurnigel-, Schlieren- und Wägital-Flysches von einem basaltischen Vulkanismus, vielleicht auch von außerhalb der Alpen.

Ansonsten ist weiter in Richtung Osten im Rhenodanubikum erst im östlichen Niederösterreich ab dem Pielachtal Untereozän (NP 12), zunächst in tonmergeliger Ausbildung, wieder zu vermelden (R. OBERHAUSER, 1984, S. 211). Dann entwickelt es östlich der Traisen mit der hier einsetzenden Schüttung des Greifensteiner Sandsteins zum Wienerwald hin große Mächtigkeiten. Im Gegensatz zur unterlagernden Altlangbacher Schüttung der Oberkreide–Paleozän-Zeit, die etwa noch bis NP 3 Granat-Schwermineral-Spektren birgt, führt die nachfolgende Greifensteiner-Schüttung Zirkon. Der Greifensteiner Sandstein endet im Untereozän mit NP 11 bis NP 12. Dabei wechselt die Einschüttungsrichtung von E–W nach W–E bis NW–SE. An die Greifensteiner Decke schließt nach Süden die Kahlenberger Decke paläogeographisch an. Sie setzt die Jungschichten der Ybbsitz-Zone von Westen her fort. In ihr wurde bisher über dem Paleozän kein Untereozän nachgewiesen (vgl. W. SCHNABEL, 1992, S. 412).

Die Flysche des Bisamberges nördlich der Donau und jene im Wiener Becken-Untergrund lassen Fortsetzungen der Laaber, Greifensteiner und der Kahlenberger Decke von Südwesten her, oder der Rača-Decke von Nordosten her, erkennen (A. KRÖLL et al., 1993). Dabei konnte in der Laaber sowie der Greifensteiner und Rača-Decke in Bohrungen Untereozän nachgewiesen werden (W. HAMILTON et al., 1990; R. SAUER et al., 1992), wobei der Greifensteiner

Sandstein karpatenwärts in den Luhacovicer Sandstein der nördlichen Magura (W. SCHNABEL mündl. Mitt.) übergehen dürfte.

Das Paleozän/Untereozän der Pieninischen Klippenzone und der Maninzone zeigt mit der Proč-Formation mit polymikten Konglomeraten eine gegenüber der Flyschzone eigenständige Entwicklung. Dabei signalisieren weiter im Süden, in der Maninzone, untereoazäne Anschlußbildungen des den Ostalpen und Karpaten gemeinsamen paleozänen Lithothamnien-Saumriffes die Ausgangssituation für eine nach SSE, in die Zentralkarpaten hinein, immer schneller fortschreitende Transgression (O. SAMUEL & J. SALAJ, 1968, Abb. 10, S. 33, Abb. 11, S. 34). Dabei werden aufsteigend ins Mitteleozän, unter Einschaltung von Süßwasserhorizonten, zunehmend kalkige Súlóv Konglomerate abgelagert (J. SALAJ, 1993).

4.1.3. Das Ostalpin

4.1.3.1. Der kalkalpine Bereich

Zwischen Penninikum und Ostalpin könnten die Tratenbachschichten vermitteln. Sie liegen in dieser Position im Gebiet von Lengries in Oberbayern, und es wird für sie eine „Randcenoman“- oder „Randgosau“-Position vermutet. Sie führen Konglomerate; auch ein Untereozän-Anteil soll zugehören (H. HAGN, 1951; K. MÜLLER, 1973; H. HAGN et al., 1981, S. 34; K.H. KIRSCH, 1988).

Abgesehen von einem Nachweis von NP 13 als Untereozän-Anteil im Mitteleozän-Erosionsrelikt Jennbach-Spaltbach auf der Lechtaldecke im Unterinntal (vgl. H. HAGN et al., 1981, S. 155), können wir über die Sedimente auf den westlichsten Kalkalpen für die Untereozän-Zeit nur Umlagerungen in die Molasse berichten. Dies geschieht durch umgelagerte Foraminiferen in Schlammproben (vgl. B. PLÖCHINGER et al., 1958). Ganz besonders aufschlußreich ist das Studium der Geröllfracht in ihren subalpinen (vgl. H. HAGN, 1989) oder inneralpinen (E. MOUSSAVIAN, 1984) Bildungen; dies wegen der leichter zu bewerkstelligen altersmäßigen und faziellen Zuordnung.

So kommen in der Unteren Süßwassermolasse des Allgäu Fossilschuttkalk-Gerölle vor, welche aus dem Bereich der westlichsten Kalkalpen stammen, und, wohl auch von dort, die aus den gleich alten Angerbergsschichten des Unterinntals beschriebenen einerseits lithoklastischen Detrituskalke mit Flachwasser-Foraminiferen und Algendetritus und andererseits Turbidit-Gerölle mit planktonischen und benthonischen Foraminiferen. Nach E. MOUSSAVIAN (S. 31, 32) ist für die Detrituskalk-Gerölle Untereozän und für die Turbidit-Gerölle Oberes Unter- bis Unteres Mitteleozän-Alter ausgewiesen. So sind wir ermutigt, für die Zeit der Wende von W- nach N-Vergenz für die Nördlichen Kalkalpen auf diesen tiefermeerische Verhältnisse anzunehmen. Vermutlich schlossen nach Westen die Meeresräume des Wägitalflysches und nach Nordwesten jener des Prättigaus etc. an.

Für das Becken von Reichenhall-Salzburg führt A. v. HILLEBRANDT (1962) aus, daß im Gegensatz zur Oberkreide- und Paleozän-Zeit für die Eozän-Zeit von einer sehr unterschiedlichen Untergrund-Morphologie ausgegangen werden muß. Am Untersberg-NE-Fuß transgrediert das Untereozän mit Aufarbeitungslagen, welche Paleozän- und Oberkreidesedimente enthalten, auf Oberes Paleozän. Die Einstufungen erfolgten durch Nummuliten und Planktonforaminiferen. Die Mächtigkeit des Untereozäns ist im Verhältnis zum höheren Eozän hier eher gering. Unter den Geröllen finden sich auch solche von flaschengrün-

nen weichen Tuffen, für die kein weiter Transportweg in Frage kommt. Auf die aus dem benachbarten Flysch für die gleiche Zeit gemeldete Tuffsedimentation, siehe vorne, soll hingewiesen werden.

U. WILLE (1968) meldet für Salzburg ein weiteres Untereozän von Schorn bei Abtenau. Es handelt sich um grünlische Mergel, welche mit Sandsteinbänken wechsellagern. Dieses Vorkommen einbeziehend berichten H. KOLLMANN & H. SUMMESBERGER (1982) für das nach Osten anschließende Becken von Gosau über ein paleozäne Zwieselalmschichten überlagerndes, mergeliges Untereozän der *Morozovella subbotinae* Zone (= NP 10, NP 11). W. JANOSCHEK (1968) berichtet über oberpaleozäne bis untereoazäne Mergel aus dem Bereich des Kalkalpen-Südrandes aus dem Ennstal bei Wörschach, in die paleozäne Riffkalk-Blöcke, neben solchen aus Kalkalpentrias und Grauwackenzone-Gestein, eingegliedert sind, was für tektonische Aktivität für diese Zeit spricht.

Nach S. PREY (1992) steigen im Gebiet von Windischgarsten die Gosauverbände vom Paleozän ins Unter- und Mittel-Eozän auf. Er spricht von einer Fazies der Nierentaler Schichten, bemerkt jedoch gegenüber der Oberkreide öfter eine schluffig-feinsandige Beschaffenheit und stellt flyschartige Bänke fest. Untereozän ist nanno- und mikropaläontologisch sichergestellt, auch Flyschsand-schaler begleiten. Im östlichen Aufschlußbereich des Beckens von Gams lagert über Zwieselalmschichten, wie in Gosau, unteres Untereozän der *Morozovella subbotinae*-Zone (H. KOLLMANN & H. SUMMESBERGER, 1982).

In den Gosauvorkommen Niederösterreichs ist bisher keine Untereozän-Überlagerung festgestellt worden. Dabei ist festzuhalten, daß, da im Kern der Gießhübler Synklinale trotz gründlicher Untersuchungen kein Untereozän jemals festgestellt wurde (vgl. R. SAUER et al., 1992, Abb. 10, Abb. 133, 134) ein solches eventuell erst nach deren Totfaltung transgrediert sein könnte und daher erodiert wurde. Dies würde in den Rahmen der für die Wende Paleozän/Eozän auch andernorts gefundenen Hinweise auf erhöhte tektonische Aktivität passen. Auch die Möglichkeit einer Verlandung ist nicht auszuschließen, was mit den Verhältnissen in Westungarn harmonisieren würde (M. BÁLDI-BEKE & T. BÁLDI, 1991)!

Über den Fortsetzungen des ostalpinen Deckengebäudes in die Westkarpaten dürfte mit den sandigen und polymikt konglomeratischen Proč-Schichten und Súlóv-Schichten mit kalkigen Konglomeraten eine nachfolgend vom Mittel- zum Obereozän fortschreitende Meeresbedeckung eingeleitet worden sein.

4.1.3.2. Der zentralalpine Bereich

Zu den Jungschichten der über zentralalpine Trias transgredierenden Krappfeld-Gosau Kärntens gehören Großforaminiferen-reiche Paleozän-Eozän-Sedimente. E. WILKENS (1989) referiert vom Sonnberg eine über Maastricht mit Rotlehm bildungen transgredierende, 95 m mächtige, z.T. terrestrische Folge mit zwei Glanzkohlenflözen, wobei das obere in bereits dem obersten Paleozän zuordenbare marine Sedimente eingebettet ist. Mit letzteren beginnt seine weitere 110 m mächtige Großforaminiferen-Mergel Formation, die ins untere Untereozän hinaufreicht und zuoberst mit dem Variolarius-Sandstein endet.

Am Sittenberg ist die über Maastricht transgredierende, terrestrische, Paleozän-zeitliche Basisformation eher rudimentär und die flözführende Abfolge als Teil der ca. 50 m dicken Großforaminiferen-Mergel-Formation schon dem Untereozän zugeordnet. Es folgt 140 m mächtig bis

zur Erosionsfläche die Alveolinen-Orbitoliten-Nummuliten-Assilinen-Discocyclusen- etc. reiche Großforaminiferen-Kalk-Formation, wobei die obersten 20 m davon Mitteleozän sind (vgl. A. PAPP et al., 1970, T. 73–80).

Die hervorragende Erhaltungsqualität der eozänen wie auch der oberkretazischen Foraminiferen erlaubt die Aussage, daß eine tektonische Überlagerung nie stattgefunden hat. Sehr bemerkenswert ist der Nachweis des Schwerminerals Chromspinell, was Beziehungen zum ebenfalls Chromspinell führenden Mittel- und Obereozän des Unterinntals herstellt (vgl. G. WOLETZ, 1963, 1965; E. POBER & P. FAUPL, 1988). Leider sind bezüglich anderer kalkalpiner Alttertiärvorkommen noch keine Untersuchungen bekannt geworden.

Geröllstudien in der mittel- bis oberoligozänen Inntalmolasse Tirols ergeben, in Verbindung mit einer nachweisbaren Einschüttung von Süden her, daß zu dieser Zeit auch weiter im Westen noch Untereozän-Ablagerungen auf den Zentralalpen vorhanden gewesen sein müssen (E. MOUSSAVIAN, 1984). Sie standen möglicherweise mit den Vorkommen in Kärnten in Verbindung.

Möglicherweise als Fortsetzung des Kärntner Eozäns (?) transgrediert nach L. GIDAI (1971) und M. JÁMBOR-KNESS (1988, S. 417) marines Untereozän von Südwesten her nach Ungarn in Richtung Donauknie und verbindet sich durch Korridore im zentralkarpatischen Festlandgebiet nach Norden und Nordosten zu den Eozän-zeitlichen Flyschräumen.

Im Gegensatz dazu nehmen, neueren nannopaläontologisch unterstützten Untersuchungen folgend, T. KECSKEMÉTI (1989, S. 57, 59) und M. BÁLDI-BEKE & T. BÁLDI (1991) an, daß in Transdanubien marines Untereozän nie abgelagert wurde, vermuten aber Bauxit-Bildung. Ein Fehlen von Untereozän in Transdanubien könnte mit der Situation in den östlichen Ostalpen zu dieser Zeit durchaus harmonisieren, da auch dort marines Untereozän fehlt und kräftige Erosionsvorgänge vor der Obereozän-Transgression für die östlichen Zentralalpen angenommen werden müssen.

4.2. Zur Zeit des Mitteleozän (50 bis 42 Mio.J.v.h.)

(Abb. 13)

4.2.1. Das nördliche Vorland

Im äußeren Vorland draußen sind gerade für das Mitteleozän terrestrische Bedingungen nachweisbar, und dies nicht nur für den späteren Untergrund der Vorlandmolasse, sondern weiter im Westen, auch für den Bereich der tieferen helvetischen Decken. So meldet R. HERB (1988, S. 622) Funde von ins Mitteleozän einstuftbaren Säugetierresten aus Spalten- und Karsttaschenfüllungen mit eisenhaltigen, tonig-sandigen, und oft auch brekziösen Bildungen des Siderolithikums.

Gleichartige terrestrische Bedingungen sind für den Molasseuntergrund über das süddeutsche Alpen-Vorland, Ober- und Niederösterreich bis zum Karpatenvorland hin zu vermelden. Das Reliefwannen im kristallinen Grundgebirge erfüllende Moosbierbaumer Konglomerat in NÖ könnte zugehören (vgl. W. FUCHS, 1980, S. 166). In Südmähren jedoch weist R. JIŘÍČEK (1990) in marinen Cañion-Füllungen u.a. untere Uhřice-Mergel nach.

Nach R. HERB (1988, S. 617) beginnt die marine Sedimentation dann weiter draußen am Schelf im heutigen Parautochthon innerhalb der Mitteleozän-Zeit und im Bereich der nördlichen Säntisdecke etwas vorher. Weiter im Süden begann sie schon im Untereozän.

Das Mitteleozän der Säntisdecke führt hier in der Ostschweiz glaukonitische Sandsteine sowie Nummuliten führende, sandig-kalkige bis kalkige Bildungen, welche nach Süden mit unklaren Kontaktverhältnissen in planktonreiche Mergel übergehen. Das gilt auch für Vorarlberg oder das Allgäu (vgl. R. OBERHAUSER, 1991, S. 22; K. SCHWERD, 1983, S. 101). Dabei ist im Norden eine normal stratigraphische Mergelauflagerung (NP 15 u. NP 16) sehr wahrscheinlich. Im Süden gewinnt man in Vorarlberg zwischen Feldkirch und dem Hohen Freschen den Eindruck, daß vor der Globigerinenmergel-Sedimentation (ab NP 14) massiv umverteilende Abgleitvorgänge im Bereich dafür geeigneter Flächen wirksam gewesen sein könnten, und daß nicht etwa Erosion allein hier die areal bis auf die Drusbergschichten hinunter klaffende Schichtlücke verursacht haben dürfte, auf die schon vorher im Untereozän-Kapitel hingewiesen wurde. Dazu kommt, daß im Gebiet des Hohen Freschen in die manchmal bunten Globigerinenmergel hinein vom küstenferneren Ablagerungsbereich der Liebensteiner Decke her bereits mitteleozäner Globigerinenflysch stratigraphisch eingefügt.

Dieser gehört auch in den Verband der Feuerstätter Decke und ist dort meist zwischen den eigentlichen Wildflyschbildungen und dem Rhenodanubischen Flysch eingeschichtet. Er erlitt im Regelfall die gleiche tektonische Beanspruchung wie die cenomanen Ofterschwanger Schichten, welche die Basis des Rhenodanubikums bilden, und nicht eine solche wie die extrem tektonisierten Wildflysch-Bildungen – eine Erscheinung, die nur schwer zu erklären ist.

Er dürfte dem von K.F. WEIDICH & K. SCHWERD (1987) aus dem Feuerstätter Flysch bekannt gemachten, mitteleozänen Flysch „unsicherer tektonischer Stellung“ entsprechen. In den unter den sehr komplizierten tektonischen Verhältnissen der Balderschwanger Kippenzone in den Verband der Feuerstätter Decke zu positionierenden, lithostratigraphisch verschiedenartigen Flyschgesteinen sind ebenso, neben dem vorerwähnten, nach den oben genannten Autoren noch die Junghansenschichten und der Feuerstätter Sandstein teilweise oder ganz ins Mitteleozän zu stellen. Sie könnten ganz oder teilweise auch penninischer Herkunft sein.

Analoge mitteleozäne Flyschbildungen (NP 14–15) auch mit Grobgeröll-Packungen (NP 15) gibt es in der Nördlichen Flyschzone bei Dornbirn (R. OBERHAUSER, 1984, S. 227), sowie im Fähreren-Gebiet (H. EUGSTER et al., 1960, S. 30) westlich des Rheins. Hier weiter nach Süden in der Synklinale von Amden-Wildhaus haben von R. HERB (1962, S. 64–74) neben Globigerinenmergeln gemeldete Tertiärflysch-Bildungen auch Mitteleozän-Anteile. Im eingewickelten Glarner Flysch ist der Oberste Sandsteinreiche Flysch nach R. WEGMANN (1961) dem Mitteleozän zuzuordnen. Alle diese vorerwähnten Flysche sind tektonisch fernverfrachtet. Sie sind in ursprünglich verschiedene Positionen ins Penninikum nach Süden und Osten heimzuweisen. Auch Beziehungen zu nach Geröll-Auskunft aus der Molasse im Mitteleozän vorhandenen flyschartigen Sedimenten auf den westlichsten Kalkalpen sind denkbar. Wenn wir von der Ostschweiz über Vorarlberg und das Allgäu den Alpenrand entlang weiter nach Osten explorieren, so fehlen in Bayern weiter nach Osten unter der Überschiebungsfläche des Rhenodanubikums unter-mitteleozäne Flyschschürflinge, die über die Verhältnisse in einem vielleicht noch offenen, Penninikums-Bereich nördlich einer vermuteten rhenodanubischen Nordschwelle berichten könnten; oder auch über mögliche

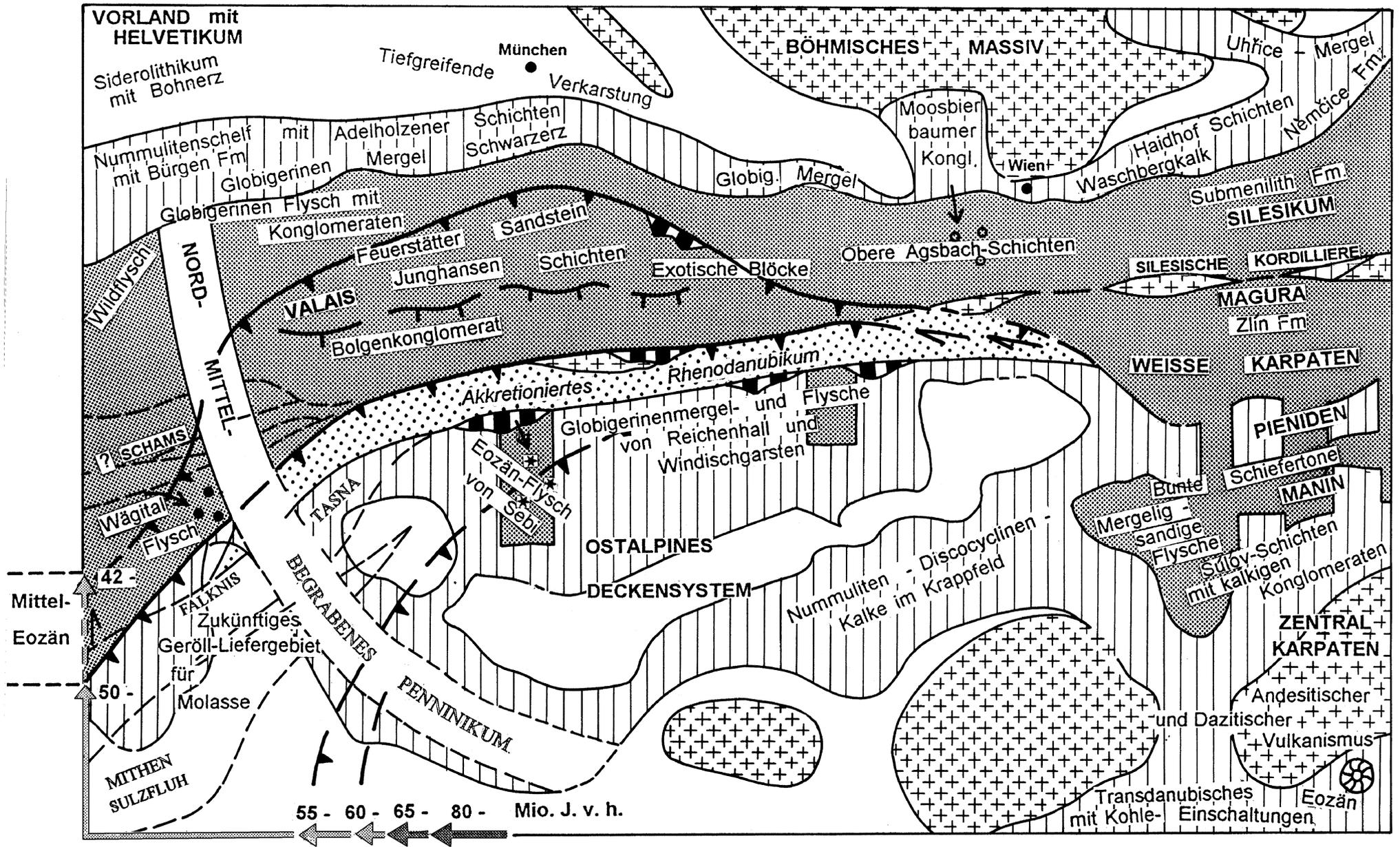


Abb. 13.
Paläogeographische Situation im Mitteleozän (±50-42 Mio. J. v. h.)

che Beziehungen über das akkretionierte Rhenodanubikum hinweg in die Kalkalpen.

Im östlichen Oberbayern und im Anschlußgebiet östlich des Inns finden sich in der Adelholzener Fazieszone in den als Helvetikum hochgeschürften Vorlandsedimenten nach einer bis auf die Oberkreide hinuntergreifenden Schichtlücke die im höheren Miozän einsetzenden und große Nummuliten führenden Adelholzener Schichten. In der nach Süden anschließenden Kressenberger Fazieszone folgt dann der Oberkreide ein komplettes Paleozän–Eozän nach. Schwarzerzschichten mit überlagernden Mergeln der tieferen Stockletten vertreten in ihr das Miozän. Weiter nach Süden schließt H. HAGN in H. HAGN et al. (1981, S. 39) das Nordultrahelvetikum an, das faziell mit z.T. fleckigen und manchmal auch bunten Mergeln den Globigerinenmergeln des Westens entspricht; im Gschlifgrabenfenster spricht S. PREY (1983, S. 108), ein höchstes Miozän schon als basale Stockletten an.

Das gleichfalls häufig bunte Südultrahelvetikum im Sinne von H. HAGN ist kalkarm bis kalkfrei und enthält sandchalige Foraminiferen. Das signalisiert schon tiefes Wasser. Es leitet nach Osten in die Buntmergelserie über, die sich, auch im Sinne einer Hülle der Grestener Klippenzone längs des Alpenrandes bis in den Wienerwald weiterverfolgen läßt, Miozän läßt sich vor allem nannopaläontologisch nachweisen.

Erst nördlich der Donau wird in der Waschbergzone mit den Haidhofschiefern wieder der Nummuliten–Schelf nachweisbar, wobei in ihnen Bohnerzknöllchen auf das nahe Festland im Nordwesten hinweisen, wobei P. SEIFERT (1982) auf NP 15 präzisiert. Auch der küstenferner zu platzierende Waschbergkalk steigt nach ihm aus dem Untereozän ins Miozän bis NP 15 auf.

Für die die Waschbergzone nach Mähren fortsetzende Steinitzer (Zdánice) Einheit ist für ELIÁŠ et al. (1990) das Miozän Teil der Nëmčice Formation. Im Subsilesikum Mährens ist das Miozän Teil der Třinec Formation.

4.2.2. Das Penninikum

Im Miozän sich von Westen her in nordpenninischer Position erstreckende Flyschräume mußten vor der unter Meeresbedeckung nun nach Norden wandernden ostalpinen Front, mit angegliedertem Rhenodanubikum, nach Norden abbiegen, da der Liechtensteiner- und der Prättigauflysch schon unter dieser Front begraben lagen. Sie dürften sich daher zu den Ablagerungsräumen der in Schuppen bescheidener Kubaturen und faziell mannigfaltig in der Feuerstätter Klippenzone überlieferten Flysche (siehe Kapitel 4.2.1.) verbunden haben.

Von Südwesten her erstreckte sich der Ablagerungsraum des Wägital-Flysches in Richtung eines hier im Westen ab der Paleozän-Zeit entwurzelten und von Norden her an die Ostalpine Stirn angepreßten Rhenodanubikums. Ähnliches geschah mit den vom Paleozän zum Untereozän abgesunkenen Fortsetzungen der intrapenninischen Schwellenzonen des Westens im Falknis-Tasna- und Sulzfluh-Bereich und jenen nach Schams (vgl. St.M. SCHMID et al., 1990, S. 283). Sie wurden, an der Wende Unter-/Miozän beginnend von Süden nach Norden fortschreitend, tektonisiert und unter dem N- bis NW-wandernden Deckel begraben.

So wurden an die Rhenodanubische Stirn akkretionierte Kleinst-Schürflinge aus Flyschräumen und von Schwellen herunter beiderseits des Rheins Teile der das Helvetikum überlagernden Wildflyschbildungen. Sie steigen stratigraphisch ins Eozän auf und sind der Oligo–Mio-

zän-Metamorphose entronnen. Sie befinden sich in den Synklinen der Säntis-Decke oder in den Alpenrand-Anschoppungen des Fähreren, im eingewickelten Sardona-Flysch unter dem Glarner Verrucano, oder in der Feuerstätter Decke vom Rheintal bis in die Balderschwanger Klippenzone. Sie wurden vorher zusammen mit jenen Vorlandbildungen, in die sie im höheren Eozän eingebracht wurden, besprochen.

Andererseits sind die Fortsetzungen des Penninikums in die Ostalpen jene hinten unten, als Folge nun N-vergenter Überschiebungstektonik, in riesigen Kubaturen zurückbleibenden Bündnerschiefer- und Klippenverbände. Sie werden ab dem Oligozän metamorph werden und nach Hebungsvorgängen, im Unterengadiner-, Tauern- und Rechnitzfenster zur Mio-Pliozän-Zeit durch Erosion freigelegt werden.

Obwohl, abgesehen von den erwähnten nordverschürften Miozän-Flysch-Schuppen im Westen, bis zur Traisen kein Miozän penninischer Herkunft zutage tritt, oder, wie in der Bohrung Urmannsau 1 (W. HAMILTON et al., 1989, S. 19) der Buntmergelserie zugeschrieben wird, sind die Wahrscheinlichkeiten abzuwägen, ob zwischen Landeck und Maria Zell im überschobenen Bereich, metamorph oder nicht metamorph, mit Miozän zu rechnen ist. Ich würde dies für Jungschichten eines nördlichen Penninikum für wahrscheinlich halten und für jene des überschobenen Vorlandes, als Fortsetzungen der Buntmergelserie bis sehr weit nach hinten, für sicher. Auch das wenige, das wir über das Miozän auf dem nördlichen Ostalpin wissen, spricht nicht für einen unmittelbaren Übergang ins Helvetikum ohne ein zwischengeschaltetes Restpenninikum.

Zudem meldet sich das Miozän ab der Traisen nach Osten ja wieder kräftig zu Wort, indem mit der Laaber Decke die mächtigen unter- bis miozänen Anteile der Laaber Schichten (die Agsbachschichten) unter den Kalkalpen hervorkommen. Sie steigen schon im Wienerwald in Teilbereichen im Gebiet der Hauptklippenzone aus dem Miozän sogar ins Obereozän auf.

Für die nach meiner Meinung südlicher einzuordnenden Greifensteiner Schichten der Greifensteiner Decke ist im Wienerwald zunächst nichts jüngerer als Untereozän nachweisbar. Nach W. SCHNABEL könnten aber hier die Irenentaler Schichten mit NP 11–13 ins Miozän überleiten. In karpatenwärtigen Fortsetzungen der Greifensteiner Decke sowie in der neu einsetzenden Rača-Decke im Untergrund des Wiener Beckens wird über der in Zistersdorf oftmals erbohrten und zum Luhačovicer Sandstein Mährens vermittelnden Glaukonitsandstein-Serie im tonreichen Steinberg-Flysch Miozän nachweisbar (vgl. S. PREY, 1980, S. 198). Dieses könnte schon der in der Rača-Decke der Magura überlagernden Zlín Formation zugehören.

Der Nachweis von Nummuliten in epi- bis mesozonal metamorphen Bündner Schiefen der Ostslowakei durch SOTAK et al. (1994) läßt neuerlich nach einem Vorkommen eines metamorphen Penninikums auch eozänen Alters in den Tauern nachfragen!

Miozän-Bildungen aus dem Bereich der Pieninischen Klippenzone sind mergelig-sandige Flysche, bunte Schiefertone, Globigerinenmergel, Glaukonitsandsteine, aber auch die karbonatischen Súlóv-Konglomerate. Sie zeigen eher Beziehungen zum Eozän der Tatriden-Veporiden als zum Magura Flysch (vgl. O. SAMUEL & J. SALAJ, 1968, S. 33, 34). Sie greifen mit der nach Süden fortschreitenden Transgression immer weiter auf die Zentralkarpa-

ten aus. In Richtung Osten jedoch wird zunehmend eine allgemeine Flyschbedeckung signalisiert!

4.2.3. Das Ostalpin

Da in der Muttekopf-Gosau jüngere Schichten als Paläozän erodiert wurden, können über Eozän-Bildungen nur ihre Umlagerungen in die inneralpine Molasse Tirols und in die Vorland-Molasse Auskunft geben. So führen Mergellagen der Weissach-Schichten des vorderen Bregenzerwaldes nach PLÖCHINGER et al. (1958) reichlich alttertiäres Globigerinen-Globorotalien-Plankton und die Nagelfluhen neben typisch ostalpinen Trias-Jura-Geröllen glaukonitfreie Nummulitenkalke (R. HANTKE, 1991, S. 216), sodaß auch für den Zuflußbereich aus den westlichsten Kalkalpen Meeresbedeckung anzunehmen ist. Unter den Molasse-Geröllen, welche H. HAGN (1989, S. 15) aus dem anschließenden Allgäu mit Mitteleozän-Einstufung vermeldet, sind, neben solchen mit Flachwasser-Großforaminiferen, auch solche mit deutlichen Hinweisen auf Sedimente tieferen Wassers auffällig.

In den ebenfalls oberoligozänen Angerberg-Schichten des Unterinntals meldet E. MOUSSAVIAN (1984) für die Mitteleozän-Gerölle ein Vorherrschen von Detritus-Kalken gegenüber Flachwasser-Sedimenttypen, wobei, wie vor dem erwähnt, vom oberen Unter- zum unteren Mitteleozän Tiefwasser-Hinweise vorliegen. Interessanterweise fehlen Gerölle eines höheren Mitteleozäns, was vermuten läßt, daß zu dieser Zeit Verlandung eingesetzt haben mag. Auch über mögliche Beziehungen zum Mitteleozän-Globigerinenflysch im helvetisch-penninischen Grenzbereich in Vorarlberg und im Allgäu darf nachgedacht werden.

Der Erosion entronnen ist ein östlich des Inns im Jennbach SW Sebi aufgeschlossenes, turbiditisch sedimentiertes, Spiculit-reiches und Fukoiden führendes tieferes Mitteleozän. Auf Ähnlichkeit mit istrischem Flysch wird hingewiesen. Ein weiteres Vorkommen derselben Schichten mit Sandsteinen turbiditischen Gepräges mit Chromit als Schwermineral, z.T. seifenartig angereichert, wird östlich Ebbs gemeldet (vgl. H. HAGN et al., 1981, S. 155). Letzteres grenzt im Süden unmittelbar an mylonitisierten Hauptdolomit des Tirolikums an.

Dies ist ein Hinweis darauf, daß mit dem erneuten Subduktionseinsatz im späteren Paläozän, wie vorher zur Kreidezeit, wieder eine Obduktion von Ophiolith-Körpern verbunden war. Auf ihre Erosion möchte ich die erneut einsetzende und im Obereozän anhaltende Chromspinnell-Lieferung zurückführen (vgl. R. OBERHAUSER, 1980, Abb. 11).

Im Becken von Reichenhall ist nach H. HAGN et al. (1981, S. 195) das Mitteleozän namentlich im östlichen Untersberg-Vorland mittels Planktonforaminiferen und Nannoplankton (NP 15–NP 17) durchgehend nachweisbar. Es handelt sich nach A. v. HILLEBRANDT (1962) um eine über 1000 m mächtige Mergelfolge, wobei er für die 400 m mächtige, mittlere Mergelserie eine turbiditische Anlieferung Großforaminiferen führender Sandsteine ausweist.

S. PREY (1992) spricht die Alttertiär-Anteile der Kalkalpen im Gebiet von Windischgarsten als Nierentaler-Schichten-Fazies an, wobei Unter- und Mitteleozän (durch Foraminiferen- und Nannoplankton bestimmt) sichergestellt ist. Er charakterisiert sie (S. 542) als mergelig, örtlich auch tonmergelig und in begrenzten Arealen flyschoid.

Wenn hiemit in Richtung Osten für die Kalkalpen der letzte Mitteleozän-Nachweis erbracht ist, so widerstrebt trotzdem, die Konsequenz zu ziehen, daß auf den östli-

chen Kalkalpen Eozän nirgends zur Ablagerung kam, zumal in den Westkarpaten u.a. mit kalkigen Súlóv-Konglomeraten die marine Ingression fortschreitet. Falls in den Kalkalpen Niederösterreichs überall Festland vorlag, so würde das Ablagerungsgebiet für das kalkalpine Eozän der westlichen und mittleren Kalkalpen, etwa im Grenzreich OÖ./NÖ., die N-wandernde Orogenfront überschreiten und sich mit dem Ablagerungsraum der in Niederösterreich ab der Traisen reichlich überlieferten Unter- und Mittel- und später auch Obereozän-Flysche längs einer mobilen Kalkalpen-Küste verbinden.

Leider sind die alttertiären Gosau-Überlagerungen mikropaläontologisch und sedimentologisch nur mangelhaft erforscht und bisher nur wenig Beziehungen zwischen Kalkalpen- und Flysch-Eozän sichtbar geworden. Immerhin zeigt aber auch das kalkalpine Eozän Hinweise auf eher tieferes Wasser und teilweise turbiditische Sedimentlieferung.

Wie sollte man etwa Chromspinnell führendes ostalpines Mittel- und Obereozän Tirols, falls es sich weiter nach Osten fortgesetzt haben sollte, in die zirkonreichen Wienerwaldflysche überleiten? Oder wie erklärt man, daß der Flysch vom Maastricht bis zum unteren Paläozän vom Ostalpin her beliefert wird, und dann im oberen Paläozän und Eozän nicht mehr, wenn im Süden zur Eozänzeit das Festland noch näher gerückt ist? Also ist eine zumindest randliche marine Verbindung nach Osten durch einen seismisch beunruhigten Nummulitenschelf auf nördlichen Kalkalpentteilen in Richtung Zentralkarpaten, wo Súlóv Konglomerate, aber auch Flysche gemeldet werden, wahrscheinlicher.

Vielleicht geben weitere Schwermineral-Untersuchungen und mikropaläontologische Geröllforschung in inner- und außeralpinen Tertiär-zeitlichen Becken-Füllungen einmal Auskünfte?

Nach E. WILKENS (1989) setzt sich im Krappfeld in Kärnten im Sittenberg-Gebiet die Großforaminiferen-Kalk Formation mit hochreinen Nummuliten-Kalken als Kalkabfolge III, etwa 20 m mächtig, ins untere Mitteleozän fort und wurde durch junge Erosion abgeschnitten. Daher wissen wir nicht, wann sich im Mitteleozän – oder später – das Meer hier aus dem Zentralalpen-Bereich zurückgezogen hat.

In Richtung Ungarn sind Verbindungen wahrscheinlich, wo nach JÁMBOR-KNESS (1988) und T. KECSKEMÉTI et al. (1989) in Transdanubien Nummuliten führende Bildungen gut entwickelt sind, wobei T. KECSKEMÉTI (S. 57) auf Differenzen bezüglich der Einstufungen hinweist. Aber auch Braunkohle wurde abgelagert.

Über andesitischen und dazitischen Vulkanismus in Westungarn berichtet L. GIDAI (1971) aus dem nordöstlichen Transdanubien. B. BERNHARDT et al. (1988) versuchen im Bakony in 300 m mächtigen, mittel- bis obereozänen (NP 14–NP 19), z.T. vulkanisch beeinflussten Abfolgen Bio- und Magnetostratigraphie zu parallelisieren. M. BÁLDI-BEKE & T. BÁLDI (1991) geben eine Übersicht und weisen auf eine schrittweise Meeresvertiefung hin (S. 46).

4.3. Zur Zeit des Obereozän (±42 bis 38 Mio.J.v.h)

(Abb. 14)

Im Obereozän sind als Folge der beginnenden Kontinental-Kollision die Ablagerungsräume des Nördlichen Vorlandes, des Penninikums und des Ostalpins nicht mehr getrennt zu behandeln. Einen raschen Überblick

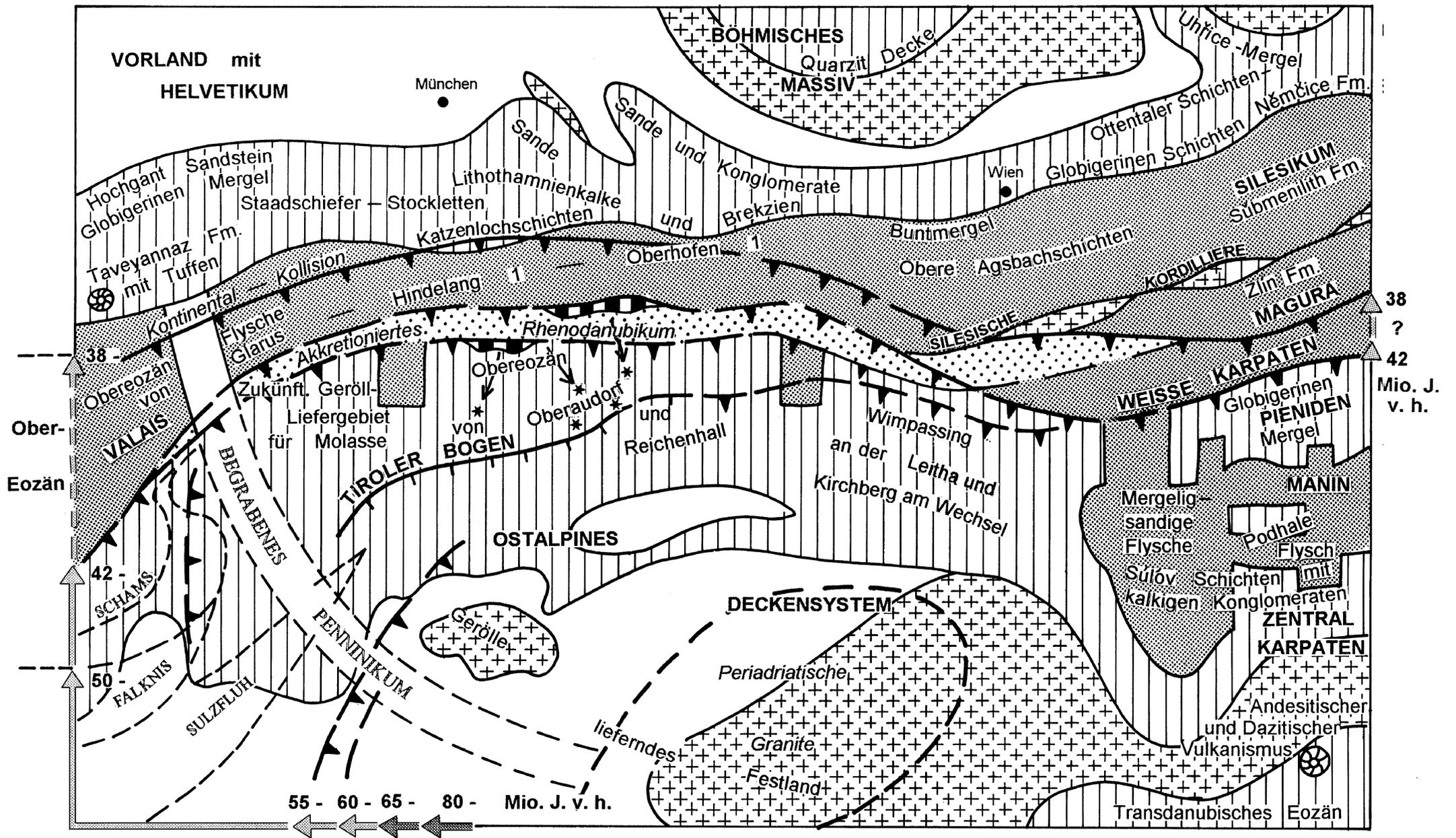


Abb. 14. Paläogeographische Situation im Obereozän (±42-38 Mio. J. v. h.).

ermöglicht W. FUCHS (1980 mit Abb. 14) von den Westalpen bis in die Karpaten, wobei jedoch nach Aussagen der Geröllforschung, namentlich der Münchner Schule, mit einer viel größeren Verbreitung des Meeres nach Süden in den Ostalpen und pannonischen Raum zu rechnen ist.

Im Rahmen der ab nun vom Obereozän zum Unteroligozän ablaufenden Kontinentalkollision verschwinden die tiefmeerischen Ablagerungsgebiete des Penninikums völlig nach hinten unten in der Tiefe, und die auf ihnen abgelagerten Flysche wurden entwurzelt und akkretioniert, oder in die Tiefe abgeführt. Gleiches geschah den sie ursprünglich trennenden Schwellenzonen.

Dadurch rückte der schon vorher vielfältig tektonisierte Alpenkörper an die Europäische Plattform heran und schob sich auf sie hinauf.

Seine Auflast zusammen mit den weiter wirkenden Subduktionskräften veranlaßte ihr Absinken. So fand sich vor der Deckenfront bei etwas größeren Meerestiefen zur Obereozänzeit noch etwas Raum für die Ablagerung des Helvetischen Flysches, und erlaubten nachfolgend im Unteroligozän dieselben Umstände diesem, nach Norden auszugreifen. Dort verwandelte er sich in die Meeresmolasse.

4.3.1. Das nördliche Vorland

4.3.1.1. Der spätere Untergrund der Vorlandmolasse

Im Autochthon der Ostschweiz folgt, wiederum nach R. HERB (Fig. 12), über den sich von der Säntisdecke her nach Norden paläogeographisch fortsetzenden Staadschiefern die Taveyannaz-Formation. Sie ist durch von Westen her erfolgende, turbiditische Schüttungen mit vulkanogenen Klasten andesitische Genese zu charakterisieren. Sie ist dem Oberen Obereozän zuzuordnen.

Es folgen, bei vermuteten Gesamtmächtigkeiten von etwa 2000 m für den „Nordhelvetischen Flysch“ im Profil von Glarus, die Elm-Formation, der Matter Sandstein und die „Engi-Schiefer“ oder Glarner Fischechiefer nach (vgl. R. TRÜMPY, 1980, S. 51). Letztere sind schon als Molassebildung zu bezeichnen und dem Unteroligozän zuzuordnen. Dabei ist nach L. DOHMANN (1991, S. 159) die Eo-Oligozängrenze im oberen, bereits Sandstein-ärmeren Anteil des Matter Sandsteins zu suchen, wobei die vorliegende Anchimetamorphose keine nannopaläontologische Überprüfung mehr erlaubte.

Nach K. LEMCKE (1988, S. 15) demonstrieren diese Abfolgen eine während der Obereozän-Zeit der Globigerinenmergel-Sedimentation nachfolgende Vertiefung bis auf etwa 1500 m mit turbiditischer Belieferung. Der so entstandene flyschartige Sedimentkörper erstreckt sich aus den Westalpen in die Ostalpen und liegt heute dort zwischen dem überschobenen Vorland und dem Alpenkörper. Er verläuft etwa unter den Kalkalpen von Liechtenstein über Tirol und Berchtesgaden weiter nach Osten. Nach Südosten oder Süden sieht R. HERB (1988, S. 654) ihn als einen schmalen, parallel zu den Deckenfronten verlaufenden Flyschtrug im engen Kontakt mit der anrückenden Deckenfront, von der er Detritus bezieht.

Folgend K. HUBER und K. SCHWERD (Geologica Bavarica, im Druck) kann sein Vorhandensein nach G.H. BACHMANN und M. MÜLLER (1992, S. 521) im Allgäu in der Bohrung Hindelang unter der Kalkalpenfront unter Rhenodanubischem Flysch und Helvetischen Decken durch eine dort vorliegende, vom Mitteleozän bis ins Unteroligozän aufsteigende Flysch-Sedimentation nachgewiesen werden. Eine weitere Fortsetzung in dieser Position zumindest bis Oberösterreich ergibt sich durch den Nachweis von hoch-

geschürften obereozänen, hochporösen Flyschsandsteinen mit Mergeln in der Bohrung Oberhofen 1 (L. WAGNER et al., 1986, S. 14). Hier gäbe es auch Argumente für eine auf Maastricht-Tonmergel folgende Paleozän-, Unter- und Mitteleozän-Schichtlücke an seiner Basis. Dies würde bekräftigen, daß dieser Flysch schon auf helvetischen Untergrund transgrediert sein dürfte!

Seine Fortsetzungen weiter auf die Plattform hinauf weisen Bohrungen im Molasseuntergrund mit Obereozän-Sandsteinen und auflagerndem Lithothamnienkalk aus. Sie kommen im Allgäu im Untergrund unter dem Alpenkörper hervor und verlaufen nordöstlich München in Richtung Landshut-Neuöttiger Hoch, wo dann der Lithothamnienkalk zurückbleibt und nur die sandigen Bildungen, etwas nach Südosten ausweichend, vom Wasserburger Trog in den Niederbayern-Trog eintreten.

Beide Tröge verlaufen, nun Salzach- und Braunaubekken genannt, südöstlich und nordwestlich einer zentralen Schwellenzone sich nach Ost-südosten erstreckend, nach Oberösterreich, um dann dort längs des Südsporns des Böhmisches Massivs unter die Alpen wegzutauchen. In beiden Becken folgen z.T. kohleführenden terrestrischen Bildungen marine Sande und Lithothamnienkalke nach (vgl. W. HAMILTON & F. BRIX, 1989, S. 39). Dabei bewirkt der heranrückende Alpenkörper, bis in die Oberoligozän-Zeit hinein anhaltend, starke Bruchtektonik (vgl. W. NACHTMANN & L. WAGNER, 1987, S. 75).

Wenn man von der terrestrischen Quarzitdecke auf Teilen des Böhmisches Massivs absieht, für die Eo- bis Oligozänalter vermutet wird, so ist von der Enns bis zur Donau und weiter bis zur mährischen Grenze nach W. FUCHS (1980, S. 165, 171) im Untergrund der Vorlandmolasse kein Obereozän mehr nachweisbar. In Südmähren jedoch füllen u.a. die Uhřice-Mergel des Mittel- bis Obereozäns vom Böhmisches Massiv herunterführende Canyons (R. JIŘIČEK, 1990).

4.3.1.2. Der im jüngeren Tertiär hochgeschürfte Vorlandanteil

Für die vorne erwähnte, in der Ostschweiz über dem helvetischen Autochthon eingeschaltete „helvetische Flyschabfolge“ von Glarus gibt es nach ihrem Abtauchen in den Untergrund der Ostalpen bis zu den karpathischen Anschlüssen hin nur noch sehr wenig Nachricht, sodaß wenige punktuelle Aufschlüsse und Bohrungen große Aufmerksamkeit verdienen. Es ist jedoch wahrscheinlich, daß, wenn autochthone Fortsetzungen vorhanden sind, auch Abschürfungen von diesen vorhanden sein müßten. Die erwähnte Information aus der Bohrung Hindelang weist immerhin ihre weitere Erstreckung nach Osten direkt nach, wobei für die angetroffenen Flysche eine Entwurzelung und tektonische Verschleppung sicherlich nicht auszuschließen ist.

So wie man für den Glarner Flysch in der Ostschweiz über weitgehend erodierte mergelige Jungschichten eines überstürzenden Falten- und Deckentektonik-Verbundes hinweg mit R. HERB (1988, S. 638, 654) noch Kontakt zur heranrückenden Deckenfront zu finden versuchen kann, so ist ein solcher, im immer schmaler werdenden Helvetikum Vorarlbergs und des Allgäus, auch noch begründbar. Er wäre über heute als erodiert angenommene, obereozäne Überlagerungen der vorliegenden mitteleozänen Globigerinenflysche mit reichlich grobklastischen Einschüttungen bis an die vorrückende Orogenfront heran ebenso möglich.

Zu denken gibt jedoch, daß hier in den Kontaktflächen zwischen den Teildecken des Helvetikums und in jener

zum Rhenodanubikum nie eingeschaltetes Obereozän angetroffen wurde. Jedoch war immer wieder überraschend wenig gestörter Mitteleozän-Flysch (NP 14 – NP 15) einbezogen. Daher vermute ich, daß hier zur Obereozän-Zeit die Orogenfront schon auflag und ihr Kontakt zum in der Bohrung Hindelang angetroffenen helvetischen Obereozän-Flysch nachfolgend weiter im Norden erfolgte. Was jedoch nicht ausschließt, daß über die Orogenfront hinweg Verbindungen mit den Oberaudorfer Schichten auf den Kalkalpen bestanden haben.

Ob nun punktuelle Aufschlüsse von Fischeschiefern unteroligozänen Alters (NP 21–NP 22), wie sie an der Bödelestraße in Dornbirn unterhalb der Deutenhausener Schichten vorliegen, normal stratigraphische Kontakte zu anschließenden Plankton-reichen Mergeln eines höheren Mitteleozäns haben oder nicht (vgl. W. RESCH, 1975), muß geprüft werden. Wie immer man entscheidet, die Verbindung aus der Inversposition des Alpenrandes unter dem Überschiebungskörper bis hinter den erwähnten „Helvetischen Flysch“ der Bohrung Hindelang hinein ist nur unten herum möglich. Ebenso verlaufen die Trennflächen zwischen den nördlich anschließenden Molassesynklinen, in der Tiefe flacher werdend, weit nach hinten, bis unter die Kalkalpen hinein. Falls also ein stratigraphischer Kontakt der südlichsten Syncline der subalpinen Molasse mit dem Alpenkörper bestehen sollte, und so Fischeschiefer stratigraphisch auf ihm lägen, würde dies durchaus nicht die Plombierung einer wesentlichen Bewegungsfläche bedeuten.

Auch die Verhältnisse im Grüntenvorland bei Agathazell, wo K. SCHWERD et al. (1983) Staadschiefer eines mittleren Obereozäns (NP 19–NP 20) im Verband mit Unteroligozän-Fischeschiefern (NP 21) melden, sollten einer Deutung dieser Art nicht widersprechen (vgl. auch K. SCHWERD, 1984).

R. DARGA (1992) bearbeitet Stockletten, Rhodolith-Mergel, Lithothamnien- und Korallenkalke des Kirchberges bei Neubeuern/Inn. Letztere werden als Olistholithe verstanden, die von einem intrahelvetischen Hoch her über das Südhelvetikum hinweg in nordhelvetische Positionen glitten. Unter-Priabon (NP 19) ist nachgewiesen.

Im östlichen Oberbayern südlich Traunstein kommen die etwa 4 m mächtigen Katzenlochschiefer vor. Sie sind paläogeographisch zwischen bis ins Obereozän hinaufreichende Stockletten der südhelvetischen Kressenberg-Zone und Buntmergelserie einzuordnen und wurden von H. HAGN et al. (1981, S. 115–117) NP 19–20 zugewiesen. Auch *Nummulites* cf. *fabianii* (PREVER) wird genannt.

Sie beinhalten Trübestrom-verfrachtete Gerölle aus dem Bereich der von Süden heranrückenden Deckenfront. Vielleicht sind sie auf einem Transportweg über das Helvetikum hinweg in heute überschobene Bereiche mit Ostfortsetzungen der Helvetischen Flysche der Bohrung Hindelang verbracht worden? Benachbarte, von L. DOHMANN (1991) erneut überprüfte Aufschlüsse zeigen unteroligozäne Schönecker Fischeschiefer (NP 21). Mit Abb. 5 zeigt er in einem Schnitt die paläogeographische Situation des nördlichen Bereiche der Kalkalpen über akkretionierten Flysch und Helvetikum hinweg mit dem Vorland verbindenden Fischeschiefer-Meer.

Plankton-reiche obereozäne Mergel in Stockletten-Ausbildung setzen sich nach Oberösterreich fort, wie S. PREY (1983, S. 108) mit Foraminiferen und Nannobestimmungen (NP 20) nachweist. Auch die Buntmergelserie hat Obereozän-Anteile, wie sie u.a. L. WAGNER et al. (1986) in der, schon im Kapitel 4.2.2. erwähnten, Flyschbohrung Oberhofen 1 für Oberösterreich nachweisen.

In ihr ist ja eine mit einer Maastricht-Tonmergel-Basis hochgeschürfte Obereozän-Flyschsandstein-Folge bedeutsam, weil sie den Glarner Flysch über die Bohrung Hindelang bis hieher fortsetzen dürfte. Die Aufschiebungsfläche des Rhenodanubischen Flysches folgt nach einer weiteren Helvetikum-Hochschürfung mit Obereozän erst viel höher.

In Niederösterreich zeigen sich im Gebiet des Rogatsbodener Fensters der Flyschzone, neben Klippen und ihren Hüllen, auch Molasse-Hochschuppungen, welche auch auf Obereozän hinweisende, planktonreiche Mergel und Lithothamnienkalk-Brekzien etc. enthalten (vgl. W. FUCHS, 1980, S. 166; S. PREY, 1980, S. 208, 209; W. HAMILTON & F. BRIX, 1989, S. 12–19). Die Frage, ob sie der Buntmergelserie auflagern, wird diskutiert. Unabhängig davon ist mit diesen hochgeschürften Vorkommen der Nachweis erbracht, daß das in Oberösterreich nach Süden unter die Alpen in die Tiefe verschwindende Vorland-Obereozän dort, auf welchem Untergrund immer, nach Osten weiterzieht.

Nördlich der Donau ist Obereozän mit nachfolgendem Oligozän mit Fortsetzungen nach Mähren in den Untergrund-Aufschuppungen der Waschbergzone gut repräsentiert. Nach P. SEIFERT (1982) kann mit den Ottentaler Schichten (NP 19–NP 20) in einen küstennahen Lagunenbereich mit kalkigen Quarzareniten und kohligem Lagen, sowie mit den Globigerinenschichten in einen Außenschelf- bis Schelfrandbereich unterschieden werden. Letztere steigt aus dem Mitteleozän bis NP 19 auf.

Nach Referat einer Bearbeitung durch R. BRAUNSTEIN von L. DOHMANN (1991, S. 173) geht die Globigerinenschichten-Sedimentation mit NP 20 weiter und folgt am ganzen Schelf Unteroligozän mit als Fischeschiefer ansprechbaren, dunklen, plattigen Mergeln (NP 21). In diese schalten sich ab NP 22 Menilith (= Diatomithorizonte) ein. Ein Obereozän–Unteroligozän-Verbund dieser Art zeigt sich auch in der die Waschbergzone nach Mähren fortsetzenden Steinitzer (Zdánice) Einheit, in der nach ELIÁŠ et al. (1990) die Némčice-Formation in die Menilith-Formation überleitet. Analoges gilt auch für das Subsilesikum, wo die Třinec-Formation von der Menilith-Formation überlagert wird.

In der Godula-Decke des Silesikums endet die Submenilith-Formation im Obereozän. In der Magura wäre der untere Teil der Zlín-Formation in dieses einzuordnen. Im Bereich der Klippen werden neben einer mergelig sandigen Flyschfolge auch Globigerinmergel und die karbonatischen Súlóv-Konglomerate sedimentiert, auch Menilith-Schiefer scheinen überzugreifen (O. SAMUEL & J. SALAJ, 1968, S. 28, 30, 33, 34). Alles auf nach Süden hin zunehmend tektonisiertem Untergrund.

4.3.2. Der tektonisierte Alpenkörper

Zur Zeit des Obereozäns sind Flysche und Klippen bereits entwurzelt und an den nordwärts driftenden Alpenkörper akkretioniert oder sie sind unten hinten zurückgeblieben. Sie können so keine Sedimente mehr empfangen. Nur im sich schließenden Restrog vor dem nördlichen Kontinentalrand ist ein letzter olisthostromatischer Eintrag möglich, sei es von Norden, sei es von Süden: sogenannter Wildflysch. Im Wienerwald, wo sich karpatenwärts die Kontinentalkollision verzögert hatte, erreicht in der Kontaktzone zur Buntmergelserie die Flyschsedimentation in der Laaber Decke mit NP 19 das Obereozän.

In den Karpaten selber bleiben die Flyschräume, von der nördlichen Magura mit der Zlín-Formation, bis ins Si-

lesikum mit oberen Anteilen der Submenilith-Formation zur Obereozän-Zeit weiter mit Sediment beschickt. Und sie verbleiben es auch noch im Unteren Oligozän. Lediglich der Sedimentationsraum der Weißen Karpaten scheint, weil tektonisch ausgeschaltet (?), nicht mehr offen zu sein.

In den Westalpen und in westlichen Teilen der Ostalpen dokumentierbar, bildet sich, wie besprochen, vorneweg auf der unter den Alpenkörper gedrängten Vorlandplatte vom Obereozän zum Unteroligozän ein mächtiger „helvetischer Flysch“ aus. Über mögliche karpatische Fortsetzungen kann man durchaus diskutieren.

Oben auf dem Alpenkörper blieben in den östlichen Tiroler Kalkalpen Transgressionbildungen obereozänen Alters erhalten: die Oberaudorfer Schichten (vgl. H. HAGN et al., 1981, S. 30). Sie liegen teils stratigraphisch der Lechtaldecke auf bzw. als Schubspäne vor der Front des Tirolikums und greifen nicht auf dieses, auf welches die unteroligozänen Häringer Schichten transgredieren, über. Bei den Oberaudorfer Schichten handelt es sich um Wechselfolgen grobklastischer limnofluviatiler Schichten mit Mollusken und *Nummulites fabianii* (PREVER) führenden, marinen Horizonten. Der Name Fabianii-Sandstein wird verwendet.

W. SCHNABEL et al. (1976) konnten die von W. HEISSEL & G. WOLETZ (1957) festgestellten Schwermineralspektren mit Chromspinell bestätigen und präzisieren. Dies ist ein Hinweis auf Eozän-zeitliche Subduktions- und/oder seitenverschiebungsverursachte Obduktionsvorgänge, welche Tiefengesteine in Erosionsposition gebracht haben könnten. In der Tiefe verblieben oder Oligozän-zeitlich wieder versenkt, in jedem Fall etwas N-verschleppt, könnten sie heute die Berchtesgadener Anomalie des Magnetfeldes unter den Mittleren Kalkalpen verursachen (H. HEINZ, 1989; H. HEINZ & W. SEIBERL, 1990)?

Wiederum sind es die Gerölle aus der Unteren Süßwassermolasse, sowohl des Vorlandes als auch aus den Jungschichten des Inntalertiärs, welche eine weiter ausgreifende obereozäne Meeresbedeckung beweisen. So berichtet H. HAGN (1989) aus dem Allgäu von Schüttungen aus den westlichsten Kalkalpen mit Großforaminiferen zweier Faziestypen: der *fabianii*- und der noch jüngeren *Spiroclypeus*-Fazies, wobei letzterer nach E. MOUSSAVIAN (1984) in den Erosionsrelikten im Unterinntalbereich nicht mehr überliefert ist. Auch über Chromspinell in den Geröllen aus dem Allgäu wird berichtet. Sicherlich ist damit auch die Theorie widerlegt, daß das Obereozänmeer nur fjordartig, etwa über eine Inntaldepression, in die Kalkalpen eingedrungen sei.

Während im Tiroler Unterinntal-Bereich die obereozänen Oberaudorfer Schichten auf die Lechtaldecke und damit auf das Bajuvarikum beschränkt sind und bis auf die Trias hinunter transgredieren, schließen die Obereozän-Bildungen zwischen Bad Reichenhall und Salzburg eine auf die tirolische Staufen-Höllengebirgsdecke mit Gosau transgredierende Jungschichtenfolge nach oben ab. Bei Hallthurm greifen sie hier auf Juvavikum über.

A. v. HILLEBRANDT teilt hier das Eozän in drei unterschiedliche Faziesgebiete ein (vgl. Abb. 5). Am Untersberg-NE-Fuß zeigt es eine Mächtigkeit von ca. 1400 m. Davon teilt er mittels Planktonforaminiferen dem Obereozän (Ledien) die obere Hälfte zu, wobei *Nummulites fabianii* PREVER und *Nummulites variolarius* LAMARK erst im zuoberst liegenden Wartberg-Sandstein auftreten. Turbiditische Sandsteine treten in der mittleren Mergel-Serie auf (H. HAGN et al., 1981, S. 27).

Am Untersberg-NW-Fuß entspricht ihm als oberster Anteil, einer etwa 1000 m mächtigen Eozän-Folge, der Plainbergsandstein (A. PAPP et al., 1970, T. 81). Auf der Westseite (Hallturm – Nierental) führen jüngere Anteile einer auf etwa 300 m geschätzten Folge *Nummulites fabianii* (PREVER). Hier ist auch auf R. DARGA (1991) zu verweisen, der dieses Vorkommen neu bearbeitet und mit *Nummulites striatus* (BRUG.) unteres Priabon nachweist.

Die Bohrung Vordersee 1 in den Kalkalpen südöstlich Salzburg erbringt den Nachweis, daß dort, unter dem Permoskyth des Tirolikums, auf dem Bajuvarikum Molasse lagert (E. GEUTEBRÜCK et al., 1984, S. 302; G. WESSELY, 1988, S. 444, Abb. 5). Eine Deutung, daß hier die Transgression ältester Molasse auf ein vorher durch Eozän-zeitliche (?) Erosion freigelegtes, Bajuvarikum übergriff, ist erwägenswert. Erst Molasse-zeitlich wurde hier das Tirolikum aufgeschoben.

Weiter nach Osten ist zwar Unter- und Mitteleozän, wie vorher erörtert, als Jungschichten der Gosaubecken bis Windischgarsten nachweisbar, Obereozän scheint aber zu fehlen. Ebenso fehlt es über den Mitteleozänbildungen im Krappfeld Kärntens, oder, wie überhaupt Alttertiär, über der Gosau der Kainach westlich Graz. Vieles spricht dafür, daß es im Bereich der Kalkalpen Niederösterreichs nie abgelagert worden sein könnte, zumal auch Unter- und Mitteleozän nicht vorkommt.

Das Obereozän-Vorkommen bei Willersdorf am Kalkalpen-Ostende ist nach meiner Meinung dubios. Auch die molluskenstratigraphische Argumentation erscheint mir hier für einen Obereozän-Nachweis nicht schlüssig zu sein (vgl. O. KÜHN, 1957; A. PAPP, 1957; B. PLÖCHINGER, 1967, S. 55). Es gibt keinen Hinweis darauf, daß die am Fundort nachgewiesene Foraminiferenfauna des Obercampan bis Maastricht umgelagert sein sollte!

Auf ein frühkretazisch aufgeheiztes, sich ab der Gosauzeit abkühlendes und durch Erosion zur Maastricht-Palaeozän-Untereozänzeit frei gelegtes, metamorphes Zentralalpin transgrediert im Bereich des Ostalpen-Ostendes ein Nummuliten und Discocyclus führendes Obereozän. Relikte sind bei Wimpassing an der Leitha und bei Kirchberg am Wechsel überliefert, wobei die Aufschlußverhältnisse dürftig sind. A. PAPP (1958) bestimmte *Nummulites variolarius* LAMARK und hält Obereozän für wahrscheinlich (vgl. auch A. PAPP et al., 1970, S. 43 u. T. 83, 85, 86). Auch weist er auf noch unbearbeitete ins mittelburgenländische Miozän umgelagerte Nummulitenkalk-Gerölle hin, welche eine ursprünglich weiter verbreitete Bedeckung mit marinen Eozänsedimenten im Bereich der Zentralalpen-Ostabdachung anzeigen.

Er stellt Beziehungen zu den seit M. HANTKEN (1861–1885) bekannten, klassischen Obereozän-Lokalitäten in der Umgebung von Budapest her (vgl. L. GIDAI, 1971; G. KOPEK et al., 1971; M. JÁMBOR-KNESS, 1988; B. BERNHARDT et al., 1988; T. KECSKEMÉTI et al., 1989, S. 59). M. BÁLDI-BEKE & T. BÁLDI (1991) belegen in einer neuesten zusammenfassenden Arbeit eine rasch fortschreitende Meeresvertiefung (S. 46). Auch über andesitischen und dazitischen Vulkanismus wird referiert.

Im zentralkarpatischen Paleogen ist die Meeresüberflutung im Obereozän am weitesten fortgeschritten. Festlandgebiete sind tw. im obersten Waagtal und allgemein im Gebiet der Gemeriden überliefert (O. SAMUEL & J. SALAJ, 1986, Abb. 10, 11, S. 33, 34). Nördlich davon besteht nun, wie in den Alpen auch in den Karpaten, ein gemeinsamer Meeresraum. Dieser reichte über Flyschbildungen auf den Tatriden und Pieniden, den „Podhale-Flysch“ und jene der Obereozän-Flysche der nördlichen Magura und

jene des Silesikums weit nach Norden bis zur Europäischen Plattform, auf der die Bildungen der Waschberg-Steinitzer-Zone von den Alpen in die Karpaten vermitteln.

4.4. Im Jüngerem Tertiär

Zur jüngeren Tertiärzeit geht dann die Kontinental-Kollision in eine Hyperkollision über. Dies geschieht dadurch, daß sich die Subduktion nun Schritt für Schritt in die Europäische Platte hinein vorarbeitet. Im Westen entwickeln sich, dem Glarner Flysch nachfolgend, Flyschmolassen. Diese gehen dann über tonmergelig und feinkörnig bleibende sandige Bildungen, allmählich verbrackend, im oberen Oligozän in mächtige oft konglomeratische Süßwasserbildungen über. Diese wurden über eine Augensteinlandschaft auf den Kalkalpen hinweg, gleichzeitig

und nachfolgend einer Erosion ihrer Jungschichten, aus zu Hochgebirgen aufsteigenden Zentralalpen mit Abtragungsmaterial beliefert.

Während in den westlichen Ostalpen die für die Subalpine Mosasse noch nachweisbare Deckentektonik noch an der Oligo/Miozän-Wende endet, hält diese in den östlichsten Ostalpen bis ins Obere Miozän an und kommt erst mit dem Einbruch des Wiener Beckens zur Ruhe. Gleichzeitig bis nachfolgend erfolgt die achsiale Hochwölbung der Westalpen. In den Ostalpen erfolgen, unterstützt von Seitenverschiebungen, kleinräumigere Aufwölbungen, die hier nachfolgend die Öffnung tektonischer Fenster durch Erosion ermöglichten, wobei vorher im älteren Tertiär metamorph gewordene Gesteine frei gelegt wurden.

Zusammenfassende Übersichten zum jüngeren Tertiär geben W. FUCHS (1976, 1980, 1984) und H. LAUBSCHER (1991).

5. Beziehungen der Wärmegeschichte zur Paläogeographie und Tektonik

5.1. Im Helvetikum und Penninikum zur Kreide- und Paleozänzeit

Für den Helvetischen Raum der späteren Ostalpen ist bezüglich wärmegeschichtlicher Vorgänge in der Kreidezeit nichts bekannt geworden, seien es solche plutonischer, seien es solche vulkanischer Art. Auch nichts über diesbezügliche Einflüsse vom sich seit dem Jura als Folge der Öffnung des Nordatlantik entwickelnden Penninikum her, wiewohl diese mit Krustenverdünnungs- und Ozeanisierungsvorgängen und sicherlich auch Vulkanismus zu tun hatte. Und dies, obwohl es offensichtlich ist, daß ein Teil der intrapenninischen Schwellen sich ursprünglich dem nördlichen und westlichen Vorland, dem Helvetikum, anschlossen. Zuviel ist subduziert worden.

Auf die Kreidezeitliche Wärmegeschichte des Penninikums findet man nur soweit Hinweise, als von petrographischen und vulkanologischen Untersuchungen magmatogener Obdukte her auf diese geschlossen werden kann: und hier sind die Hauptereignisse eher in den Jura einzuordnen. Hinweise auf Kreidezeitlichen Vulkanismus sind innerhalb der Grenzen Österreichs selten und der obersten Unterkreide zuzuordnen, Tuffe in der Arosazone im Rätikon sprechen dafür. Ein Kreidezeitliches Metamorphose-Ereignis aus der südlichen Platta-Decke meldet R. PHILIPP (1982) mit oberkretazischen K-Ar-Daten (mit Einsatz im Turon/Coniac!) von Alkali amphibolen, wie W. WINKLER (1988, S. 18), u.a. referiert.

In der St. Veiter Klippenzone bei Wien werden Pikrite ins Cenoman eingestuft (R. JANOSCHEK et al., 1956).

Unter dem Namen Teschenite sind aus den Unter- und Mittelkreidesequenzen der äußeren Flyschzone der Westkarpaten (Schlesische Decke, Krosno-Zone) basische Ergußgesteine und deren Tuffe altbekannt, ihnen folgen kalkalische Typen nach (D. ANDRUSOV, 1965, S. 310–315); auch in Oberkreide-Gesteinen gibt es Nachweise (S. 405). Im mit dem mittleren und südlichen Penninikum der Alpen zu vergleichenden pieninischen Klippenraum der Karpaten gibt es nach D. ANDRUSOV Hinweise auf hochdringende Magmen. So steht eine basische Eruptiv-Masse bei Podmanin im Waagtal im metamorphosierenden Kontakt mit Neokom der Manin Zone (Abb. 138). Dieses magmatogene Ereignis ist nach mikropaläontologischen Unter-

suchungen von J. SALAJ & O. SAMUEL (1966, S. 32, 36, 37) ins tiefere Alb einzuordnen.

Infolge ihres geochemischen Charakters (Alkali-Basalte) wird von D. HOVORKA & J. SPIŠIAK (1994, S. 780) für alle Kreidezeitlichen Vorkommen der Äußeren und Zentralen Westkarpaten eine Beziehung zu einem Ophiolith-Komplex bezweifelt und werden generell subbalkanisch-tholeiitische Ursprünge angenommen. Dies im Gegensatz zu den Trias-Jura-zeitlichen Überlieferungen aus dem Meliata-Bereich.

In den penninischen Fenstern der Alpen hat die junge Metamorphose Hinweise auf Kreide-Paleozän-, aber auch Eozän-zeitliche plutonische und vulkanische und Metamorphose-Ereignisse weitgehend verwischt bis ausgelöscht. Immerhin berichten W. FRANK et al. (1987) in den Tauern über Kreidezeitlich einzuordnende „high pressure“, „blueschist“ und „greenschist/amphibolite“ events. Das „blue schist event“ wird mit dem Beginn der Subduktion im Penninikum in Verbindung gebracht (90–60 Mio.J.v.h. wird als Rahmen angegeben): ich möchte aus paläogeographischen Überlegungen Cenoman-Turon-Coniac annehmen. Für die Turonzeitlich als Schwerminerale aus den Branderfleckschichten etc. der Kalkalpen erwähnten Alkali amphibole dürfte es nicht mehr in Frage kommen. Das „greenschist/amphibolite event“ könnte der späteren Kreide und dem Paleozän zuzuordnen sein?

5.2. Im Kalkalpin zur Kreide- und Paleozänzeit

An den Kalkalpen-Stirnen im nördlichsten Bajuvarikum fehlt eine metamorphe Überprägung. Vielleicht war der Kontinentalrand in Richtung Flysch zu nahe. Vielleicht hat eine embryonale Deckentektonik vor der Transgression der Branderfleckschichten (mit Alkali amphibolen als Schwerminerale) über den Falkensteinzug, die Allgäu- und Lechtaldecke den Wärmefluß von unten früher unterbrochen wie im südlichen Anschlußgebiet (vgl. O. LEISS, 1990, Abb. 10; W. WINKLER, 1988, Fig. 20)? Dabei aber als Ursache an eine Südverschleppung eines unterlagernden Mittelostalpin-Stockwerkes im Sinne von W. FUCHS (1984)

zu denken, würde ich nicht wagen. Auch würde der im Süden noch zu diskutierende Ehrwaldit-Aufstieg diesen blockieren.

Persönlich halte ich eine Blauschiefer-Obdukte liefernde Tektonik weiter im Süden für wahrscheinlicher. Sie dürften älter sein und im Individualisierungs-Bereich in zwischen erodierter, kalkalpiner Ultradecken liegen oder sie stammen aus Obdukten aus der Paläotethys-Sutur. Vielleicht besteht eine ursächliche Beziehung zwischen dem Vergehen der Paläo-Tethys und der Bildung kalkalpiner Ultradecken? Eine Lieferung der Alkali-Amphibole zusammen mit Chromspinellen als Schwerminerale von Süden nach Norden ist also erklärbar und würde auch die von MÍŠÍK et al. (1980) aus dem Klippenumraum der Karpaten beschriebenen Vorkommen betreffen.

Nach W. FRANK (1987), M. KRÁLIK et al. (1987) ging für den Sedimentationsraum des Kalkalpen-Südteils, bei noch normal stratigraphisch unterlagernder Grauwackenzone, mit dem Ende der Jura-Zeit eine langandauernde Periode mit Krustendehnung und erhöhtem Wärmefluß zu Ende, dies, weil krustenverkürzende Tektonik einsetzte. Diese bewirkte im Rahmen der tektonischen Individualisierung des Juvavikums laterale Wanderungen erwärmter Formations- und Tonmineralwässer in die Triasgesteine des nachfolgend überschobenen Tirolikums hinein, dort ihre Anchimetamorphose verursachend. So wird von M. KRÁLIK & M. SCHRAMM (1994) begründet, daß die heute überlagernden juvavischen Decken Salzburgs einer Metamorphose entkamen, während das Tirolikum eine solche erlitt.

Während der Unterkreide-Zeit war das Tirolikum, zusammen mit dem Bajuvarikum, noch weitgehend mit dem stratigraphischen Untergrund der Grauwackenzone und dem Altkristallin verbunden. Daraus wurde der erhöhte Wärmefluß übertragen und hielt zunächst an, wie auch der Zustand der relativen Krusten-Dehnung. Ein gleiches kann für das Bajuvarikum angenommen werden.

So erstreckt sich heute auf die ganze Länge der Kalkalpen von Vorarlberg bis zum Wiener Becken, südlich eines nur noch von Diagenese erfaßten nördlichen Bajuvarikum, in seinen südlichen Anteilen und im Tirolikum, eine Zone mit Anchimetamorphose. R. PETSCHIK (1989) bietet diesbezüglich für die Kalkalpen Bayerns und Tirols eine Übersicht. Tektonische Abdeckung während der Unterkreide-Zeit könnte die Metamorphose-Vorgänge gefördert haben. Dies auch in Gebieten, in denen eine Abdeckung heute infolge ihrer Erosion nicht mehr vorliegt. Nachfolgend zu diskutierende vulkanische Ereignisse könnten mitgewirkt haben.

V. TROMMSDORFF et al. (1990) weisen für den in der Lechtaldecke vor der heutigen Erosionstirn der Inntaldecke zwischen Innsbruck und Garmisch nachweisbaren Aufstieg basanitischer Laven (der Ehrwaldite) radiometrisch ein Oberes Alb-Alter nach. Sie formulieren weiter, daß während der Zeit dieses Magmenaufstiegs aus großer Tiefe in diesem Kalkalpen-Bereich Extension herrschte, jedoch Beziehungen zu transpressiver Tektonik möglich sind. Ein Blick auf die Metamorphosekarte in M. KRÁLIK et al. (1987) weist gerade für das Gebiet des Ehrwaldit-Aufstiegs ein in der Lechtaldecke weiteres Nord-Ausgreifen der Zone mit Anchimetamorphose aus. Zumindest hier war also Vulkanismus an der Gesteins erwärmung mitbeteiligt.

Auch in den karpatischen Fortsetzungen der Kalkalpen sind basische Ergußgesteine und Tuffe anzutreffen, so in der das Bajuvarikum fortsetzenden Krížna-Decke in Fossil-führendem Hauterive-Barreme im Strážov-Gebirge

(D. ANDRUSOV, 1965, S. 361). D. HOVORKA & J. SPIŠIAK (1994, S. 774, 775) berichten nachfolgend M. MAHEL' (1968) im Bereich der Zliechov-Entwicklung der Krížna Decke über alkalische Olivin-Basalte, Basanite und Pikrite. Sie ordnen diese dem Zeitraum Barreme-Alb zu. Beziehungen zu den Ehrwalditen der westlichen Kalkalpen wären zu prüfen.

Das Vorgosauische Ereignis setzt, im Rahmen der vielleicht schon zu Ende der Unterkreide einsetzenden Westdrift, einen ersten Decken schaffenden Höhepunkt. Wärmegeologisch ist ihm für die Kalkalpen nachzusagen, daß es den von der Unterkreide-Zeit her anhaltenden, verstärkten Wärmefluß schroff beendet. Dabei wird die vorliegende Wärmeflußdomung, Wegsamkeiten im permoskythischen und karnischen Evaporit-Bereich benützend, in Deckenkörper zerlegt. Diese werden nachfolgend übereinander geschichtet. Dies geschieht oft so, daß weniger metamorphe Abfolgen unter stärker metamorphe Abfolgen zu liegen kommen, wie KRÁLIK et al. (1987, Fig. 1) es für die Bohrung Vorderriß 1 demonstrieren.

Als Folge eines kurzzeitigen Kieselsäure-Anstiegs im Meerwasser, der durch Vulkanismus ausgelöst worden sein könnte, wird der Radiolarien-„peak“ zur Zeit des mittleren Campans in der Gosau des Reichenhaller Beckens gedeutet (H. RISCH, 1988). Auch ich erinnere mich an Radiolarien-reiche Gosauproben aus Oberösterreich. Vielleicht könnte man dies als Hinweis auf ein Subduktions-verursachtes, andesitisches Ereignis deuten, für das das Einsetzen isostatischer Ausgleichsbewegungen um diese Zeit auslösend gewirkt haben könnte?

5.3. Im Zentralalpin zur Kreide- und Paleozänzeit

Es ist für die der West-Drift der Ostalpinen Plattform von der Cenoman- zur Untereozänzeit zuzuordnende Tektonik, wenn man von der Deutung der vorher erwähnten Radiolarien-Vorkommen absieht, zumindest innerhalb der Grenzen Österreichs, keine plutonische Aktivität ausweisbar. Eine solche wird jedoch von G.O. GATTO et al. (1976) für das Zentralalpin des westlichen Südtirol und für Venetien erörtert, teilweise auch Nordtiroler Gebiet einbeziehend.

Hinweise auf Kreide-zeitliche Metamorphose-Ereignisse sind in der Grauwackenzone, der Phyllitgneiszone und im zentralalpiner Raum jedoch Legion. Ihre paläogeographische Einordnung, bzw. tektonische Einschichtung der von ihnen betroffenen Gesteinsfolgen in ein eventuell schon bestehendes Deckengebäude ist Hauptanliegen tektonischer Synthesen. So sehen A. TOLLMANN (seit 1959) und W. FUCHS (1984) das kretazisch aufgeheizte zentralalpine Kristallin in mittelostalpinen Position. Ersterer ordnet dieses mit seinem nur reliktsch überlieferten Mesozoikum paläogeographisch nördlich der Kalkalpen ein. Letzterer versteht es als vormaligen Untergrund des nördlichsten Kalkalpentails: des Bajuvarikums.

Die Meinung, daß das zentralalpine Kristallin in eine Position hinter, bzw. südwestlich neben dem Ablagerungs-Untergrund der Kalkalpen paläogeographisch einzuordnen ist, wird u.a. von W. FRANK (1987) eindrücklich formuliert und den gegensätzlichen Vorstellungen A. TOLLMANN's in erster Linie mit wärmegeologischen Argumenten widersprochen. Jedoch auch A. TOLLMANN (1987, S. 372) argumentiert wärmegeologisch. Beide benützen die viel stärkere, voralpidische Metamorphose im zentralalpiner Kristallin gegenüber einer viel schwächeren

ren im Paläozoikum der Gurktaler Decke, im Grazer Paläozoikum und in der Grauwackenzone als Argumente.

Aus dem Verständnis des Ostalpins als westliche Randbucht der Paläotethys ergibt sich ein nach Norden, Westen und Süden anschließendes Schelfmeer (vgl. W. FRANK, 1987, Fig. 8). Mit dem Vergehen der Paläotethys und dem Entstehen der Neotethys, etwa um die Wende Jura/Kreide, formiert sich die Adriatische Plattform. Zwischen ihr und Europa öffnet sich ein von Osten nach Südwesten um sie herum verlaufender, tiefmeerischer Verbindungsweg zwischen Neotethys und entstehendem Nordatlantik. Diese Umgestaltungen und ihnen nachfolgende diese Verbindungswege wieder einschränkende Subduktions-Vorgänge verursachen vielfältige Seitenbewegungen, namentlich an E-W-streichenden, steil stehenden Flächen-Scharen. So gelangten ursprünglich südwestlich an die Kalkalpen anschließende Schelfteile in zentralalpine Positionen. Daher kann ein der Fazies nach eher küstennahes Zentralalpin südlich hinter einem Tirolikum und Juvavikum eines äußeren Schelfs zu liegen kommen.

Erklärungsbedürftig ist für uns die räumliche und intensitätsmäßige Verteilung der im Zentralalpinen Raum weit in die Oberkreidezeit hinauf anhaltende Regionalmetamorphose. Sie überprägte Grünschiefer-faziell die vormesozoisch schwach metamorphisierte Grauwackenzone, das Paläozoikum der Gurktaler Decke und das Grazer Paläozoikum. Gleiches geschah dem vormesozoisch stark metamorphisierten Kristallin. In beiden Fällen wurden stratigraphisch aufliegende oder tektonisch eingeschichtete, frühmesozoische Sedimente miterwärmt. Kreide-zeitliche Amphibolit-Fazies ist durch tiefere Stockwerke des Kristallins freilegende Erosion in der Kor- und Saualpe sowie in westlichen Teilen des Öztalkristallins aufgeschlossen.

Nach mündl. Mitt. von J. PISTOTNIK (1994) lassen sich innerhalb der kretazisch metamorphosierten zentralalpiner Kristallin-Komplexe Anteile mit oder ohne vorausgehender paläozoischer Metamorphose unterscheiden, was eine bedeutsame, nach-oberkretazische Tektonik annehmen läßt. Nur Grünschiefer-fazielle Durchdringung, die sich nach Westen ganz verliert, zeigen westliche Teile des Öztal- und des Silvrettakristallins.

Der Höhepunkt der Durchwärmung des Ostalpinen Faziesraumes ist Turonzeitlich (etwa 90 Mio.J.v.h.) anzunehmen, was in gleicher Weise für seine als Kalkalpen wie als Zentralalpen überlieferten Teile gilt. Bei Gesamtmächtigkeiten des vor-turonen Mesozoikums z.B. in den westlichen Tiroler Kalkalpen von etwa 4000 m und im zentralalpiner Raum vor seiner vorgosauischen Erosion von etwa 1500 m hätte man mit einer Kreide-zeitlichen „offshore“-Bohrung unschwer in Zonen aktiver Metamorphose vordringen können. Der dies verursachende Wärmeaufstieg wird mit Krustenverdünnungs-Erscheinungen erklärt und mit der Cenoman-zeitlich einsetzenden und Turon-zeitlich kulminierenden Deckentektonik gestoppt. Die nachfolgende Abkühlung hält in den Zentralalpen bis in die Campan-Zeit an. Es erlischt vom Campan bis ins Paleozän die Subduktions-Aktivität, isostatischer Ausgleich regiert die Landformung.

Wenn wir diese Situation in Paläogeographie umsetzen wollen, so geben die wenigen Erosionsrelikte kretazischer bis eozäner Sedimente kaum befriedigend und oft widersprüchlich Auskunft, und problemorientierte Geröllstudien in den jüngeren Sedimenten fehlen, wenn man vom Inntaltertiär absieht, noch weitgehend.

Das Ausklingen der kretazischen Metamorphose in den jeweils westlichsten Teilen des Öztal- und Silvrettakristallins läßt vermuten, daß hier im Bereich der nach Westen drängenden Ostalpinen Plattform die Überlagerung sehr gering war. Die Aufschiebung der Öztal-Masse über die Engadiner Dolomiten und die Silvretta an der Schliefl-Fäche verdoppelte die Metamorphose-Front. Schwieriger ist die nach Osten rasch ansteigende Metamorphose-Intensität im Öztal-Kristallin zu erklären, immerhin ist mit der Steinacher Decke ein Erosionsrest einer tektonischen Überlagerung vorhanden. G.H. EISBACHER et al. (1990) sehen den Westschub des Öztalkomplexes als gleichzeitig mit dem Hochschürfen der Inntaldecke und referieren M. THÖNI (1983, 1988) für eine Gebirgsabkühlung bis zum Maastricht, wobei zu dieser Zeit die Mutterkopfgosau auf der Inntaldecke erste Kristallingerölle empfängt.

Die Kärntner Gosau transgrediert mit monomikten Kalkgeröllen an der Basis, nach massiver Erosion bis auf die Trias hinunter, mit einem im Rahmen der *Bolivinoidea*- und *Globotruncanen*-Stratigraphie eingestuften Unter-campan mit olisthostromatisch eingebrachten Rudisten-Gehäusen. Sehr punktuell gibt es einen Hinweis auf ein marines Coniac im Lavanttal. Im Krappfeld geht die marine Sedimentation vom Campan bis ins tiefe Maastricht weiter. Dann folgt, vor wieder marinem Unter- und Mittel-eozän, eine bis 80 m mächtige, terrestrische Folge von Oberpaleozän-Alter mit Rotlehmen, Quarzsanden und Kohleflözen. Grobklastische Einlagerungen führen phyllitische Metamorphite. Ihr radiometrischer Befund könnte aufschlußreich sein.

Die Gosau der Kainach hingegen transgrediert vermutlich im Santon mit mächtigen, zunächst alluvialen und dann marinen Basiskonglomeraten mit paläozoischen Geröllen, z.T. mit Fusulinen und solchen kalkalpinen Typs, wobei Kristallin fehlt. Vielleicht über eine vergangene Paläotethys-Sutur hinweg sind Beziehungen zur Kohlenserie der Gosau von Grünbach und zur im Untergrund des Wiener Beckens bis in die Slowakei nördlich Zwerndorf sie fortsetzenden Gosau der Synklinalen von Glinzendorf offensichtlich. Auch zu gleich alten, brackisch-limnischen Kreide-Bildungen in Ungarn bestehen Beziehungen.

Während in der Gosau von Grünbach der Süßwasser-einfluß vermutlich bis ins Untere Obercampan weiter anhält, hat sich im zentralalpiner Raum das Meer schon wieder eingestellt. Entwickelt sich ja vom Oberen Unter-campan zum Unteren Obercampan in der südlichen Kainach eine Rudistenfazies und setzt diese in Kärnten vermutlich noch etwas früher ein. Bezüglich dieser ist festzuhalten, daß sie in der nördlichen Gosau um diese Zeit fehlt!

Vielleicht kann man so zusammenfassen, daß die auf den Kalkalpen liegenden frühgosauischen Rudisten-Riffe die Küste der noch landfesten Zentralalpen säumen, um dann im Rahmen des Campan-zeitlichen Meerestiefen-Ausgleiches aus den Kalkalpen nach Süden (über eine fossile Paläotethys-Sutur hinweg) in den zentralalpiner Raum abwandern. Dort könnten sie bis ins Untere Obercampan wieder Saumriff-Positionen längs eines hier aufsteigenden Festlandes einnehmen.

Widersprüchliches ergibt sich, wenn man versucht, Wärme-geschichte und Tektonik mit der Paläogeographie in Einklang zu bringen. So muß man Gründe dafür erbringen, warum die auch im zentralalpiner Raum dem Turon-zeitlichen Wärmehöhepunkt folgende Gesteinsabkühlungs-Phase hier bis ins Campan andauert. So räumt, etwa Santon-zeitlich (?), die Erosion vor der transgredieren-

den Kärntner Gosau bis auf die Trias ab und in der Steiermark bis aufs Paläozoikum. Nimmt man an, daß diese Erosion Jura- oder Unterkreide-zeitlich erfolgte, so verstärkt sich noch das Dilemma. Denn dann wäre eine in Trias-Sedimente aufgestiegene Wärmefront, bei einer Überlagerung von weniger als 1000 m, Grünschiefer-faziell metamorphosierend wirksam geworden.

Bei einer auch daher durchaus plausiblen Annahme, daß diese Erosionsphase wie in den Nördlichen Kalkalpen unmittelbar der Gosau-Transgression noch Oberkreide-zeitlich vorausging, muß man wieder überlegen, wohin der Erosionsschutt transportiert wurde. Will man damit argumentieren, daß im zentralalpinen Raum die Krustenausdünnung stärker und daher der Wärmefluß intensiver war und länger anhielt, so erhebt sich die Frage, warum kein Vulkanismus nachfolgte.

Vielleicht könnte doch ein aus dem Bereich der Front der nördlichen Kalkalpen unten durch verschlepptes Mitelostalpin am ehesten die Wärme gebracht haben ?

Mit meiner Annahme eines allgemeinen Subduktionsstillstandes vom Campan zum Paleozän läßt sich u.U. begründen, daß dem Turon-Ereignis kein Vulkanismus nachfolgt, wenn man vom vorher erwähnten Radiolarien-„peak“ in der Reichenhaller Gosau absieht. Ebenso harmonisiert mit einem Subduktionstillstand, daß infolge eines nachfolgenden, isostatischen Schwereausgleichs das Gebirge langsam hochsteigt. So verlandet es in Teilgebieten und wird einer Erosion ausgesetzt, wie das limnische Paleozän im Krappfeld beweist.

Ebenso läßt ein im Bereich des Kalkalpen-Südrandes und vermutlich auch, heute erodiert, südlich davon bis gegen das Ostalpen-Westende hin nachweisbares Kalkalgen-Saumriff ein wiederum nach Süden anschließendes Festland vermuten. Ihm gehörten Teile des Zentralalpins sicher an. Schließlich beziehen auch der Rhenodanubische Flysch und die Maastricht-Paleozän-Gosauablagerungen ihre Sedimente aus nach Süden anschließenden Erosionsgebieten!

5.4. Zur Eozän-Oligozänzeit

Schrittweise deutlicher werden Hinweise auf plutonische Ereignisse als Folge der im Laufe des Untereozän einsetzenden und der Europäischen Plattform zustrebenden Nord-Drift-Tektonik! Sie begleiten weiter die Kontinental-Kollision ab dem Obereozän und auch die anschließende Hyperkollision vom Oligozän zum Miozän.

Schon tiefer im Eozän werden basaltische Tufflagen in den das Rhenodanubikum in die Schweiz fortsetzenden Flyschen registriert, wobei eine Herkunft aus den Alpen nicht erwiesen ist (W. WINKLER et al., 1985). Auch im Gebiet von Salzburg treten zeitgleich an der Grenze Paleozän/Untereozän sowohl im Gosaubecken von Reichenhall als auch im Flysch Tuffe auf. Auch im Maguraflysch der Ostslowakei und im Podhaleflysch gibt es Hinweise auf vulkanische Erscheinungen im Eozän/Oligozän-Grenzbe-
reich (D. ANDRUSOV, 1968, S. 169).

Mit andesitischem Inselbogen-Vulkanismus wird die Taveyannaz-Formation im obersten Priabon mit Einbringung von Effusiv-Material in Turbidite bis ins Lattorf (vgl.

R. HERB, 1988, S. 648) in Verbindung gebracht. Der Bergeller- und Novate-Plutonismus, Gänge im Ortlermassiv, wie auch jene des Periadriatischen Bereiches, vom Admello-Massiv über den Rieser Ferner weiter zum Eisenkappler Tonalitgneis und zum Bachern Pluton gehört ins Mittlere bis Obere Oligozän (Ch. EXNER, 1976, S. BORSI et al. 1979; G.V. DAL PIAZ, 1988; H. OSCHIDARI & U.R.F. ZIEGLER, 1992).

G. DE VECCHI et al. (1976) berichten über vulkanische Aktivitäten von alkalischem bis ultrabasischem Charakter u.a. in den Lessinischen Alpen vom Paleozän zum Mittleren Eozän. Ryolite und Trachite folgen in den Euganeen im Oligozän. Aus Nordwest-Ungarn beschreibt L. GIDAI (1971) aus Nordost-Transdanubien im Rahmen seiner Eozän-Übersichtsarbeit einen ausgeprägteren andesitischen und dazitischen Vulkanismus. Neuere Alterseinstufungen (T. KECSKEMÉTI et al., 1989; M. BÁLDI-BEKE & T. BÁLDI 1991) schränken dabei auf Mittel- bis Obereozän und Unteres Oligozän ein.

A. DEUTSCH (1986) berichtet über oligozäne shoshonitische Ganggesteine aus der Kreuzeckgruppe Kärntens.

Über wärmegeschichtliche Abläufe und die begleitenden Drucke in den penninischen Kristallinkernen Graubündens ab dem Mitteleozän berichten D. MARQUER et al. (1994). Zu den Eozän- und Oligozän-zeitlichen Druck- und Temperatur-Abläufen im Tauernfenster werden von W. FRANK et al. (1987) auch entsprechende K/Ar- und Rb/Sr-Werte (70–45, 45–30 Mio.J.v.h.) angegeben, jedoch dazu vermerkt, daß oft Überprägungen von Kreide-Altern durch jüngere Tertiär-Alter vorliegen dürften.

So ist bei der paläogeographisch so wichtigen Problemstellung, ob das Penninikum des Tauernfensters und jenes Graubündens eine vergleichbare Metamorphose-Geschichte erlitten, eine klare Antwort noch ausstehend. Weil aus paläogeographischer Sicht eher keine großen zeitlichen Intervalle für die Metamorphose-Ereignisse hier wie dort vorzuliegen scheinen, gehe ich für meine paläogeographischen Skizzen davon aus, daß zumindest in Teilbereichen der Sedimentationsräume der Tauern-Bündner-Schiefer noch bis an die Kreide/Tertiär-Grenze heran (wenn nicht sogar darüber hinaus?) sedimentiert wurde. REDDY et al. (1993), die für den Sonnblickkern des Tauernfensters einen Metamorphose-Höhepunkt bei 27 (= Untereger) und für den Hochalmkern zwischen 22 und 24 Mio. J.v.h (= Obereger) annehmen, ermutigen mich zu dieser Annahme. Denn es ist ja wohl daraus auch eine erst Eozän-zeitliche Formierung und Individualisierung der beiden Dome abzuleiten?! Also durchaus ähnliche Verhältnisse wie sie MARQUER et al. (1994) für den Gneiskern der Tampo-Decke in Graubünden annehmen.

Nach meiner Meinung hat die kretazische W-vergente Tektonik nur oberste Anteile des im Tauernfenster aufgeschlossenen Penninikums mit betroffen, und seine Metamorphose-Geschichte sollte daher mit jener Graubündens diesbezüglich vergleichbar sein. Daher sollte man jene radiometrischen Werte, für die W. FRANK (1987) keine jüngere Überprägung annimmt, und die auf Eozän weisen, voll in eine Bewertung einbeziehen! Vielleicht ist auch bezüglich eines möglichen Eozän-Alters von Blauschiefer-Relikten im Bereich der Glockner Straße nicht das letzte Wort gesprochen?

6. Rückbesinnung und Ausblick

Die vom Herbst 1993 bis zum Frühjahr 1994 im Wohnbereich einer Wiener Stadtwohnung erfolgte Literaturarbeit verlangte viel Geduld von meiner Frau Luise und meinem

jüngsten Sohn Andreas. Letzterer wies mich auch in die Benützung eines Heimcomputers ein und half bei sich wiederholenden Abstürzen. Ich habe zu danken.

Ebenso habe ich der Geologischen Bundesanstalt zu danken, u.a. ihrer Direktion, der Bibliothek, der Redaktion, und der Zeichenabteilung. Vielfach konnte ich Arbeiten von B. PLÖCHINGER und S. PREY) verwerten, ebenso Anregungen aus persönlichen Gesprächen mit ihnen. Dies gilt auch für Werner FUCHS, der 1985 viel zu früh verstorben war. H. STRADNER verdanke ich viele Nannobestimmungen, W. SCHNABEL und H. EGGER, mit denen ich beim Projekt „Verbindung der Flyschzone Alpen – Karpaten“ mitarbeiten konnte, unterstützten ebenso.

Neben der Unterstützung durch die Geologische Bundesanstalt verdanke ich eine weitere Förderung, namentlich durch Übernahme von Exkursionskosten, in den Jahren 1991 bis 1994 in Österreich, Tschechien, der Slowakei sowie Rumänien, dem Fonds zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung, Projekt Nr. P8130-GEO (Verbindung Flyschzone Alpen – Karpaten).

Fachkollegen im Naturhistorische Museum sowie in den Wiener Universitätsinstituten für Geologie und Paläontologie danke ich für wertvolle Informationen, auch G. WESSELY (vormals ÖMV) und L. WAGNER (RAG), K. SCHWERD für Führungen im Allgäu, ebenso R. TRÜMPY, F. ALLEMANN und B. SCHWIZER namentlich über Informationen zur Geologie Graubündens. M. MALKOVSKÝ danke ich für Informationen über die Jungschichten in Böhmen, M. ELIÁŠ, M. MAHEL', J. SALAJ und Zd. STRANIK für solche über die Westkarpaten, G. CZÁSZÁR und I. BODROGI über solche aus Ungarn.

Da durch einige Jahre die Bemühung, die Ostalpen in bezug auf Kreide- bis Eozän-zeitliche Ereignisse im Überblick zu halten, nachließ, erwies sich mein ursprünglicher Optimismus, bis Weihnachten 1993 mit meiner Paläogeographie zu einem Ende zu kommen, als völlig illusorisch. Da bemüht, alles an einem „roten Faden“ zusammenzuhängen, baute ich, um Widersprüche auszumerzen, oft neue Widersprüche ein. So mußte immer wieder geändert werden. Vor allem mein Bemühen um die Theorie einer konsequenten Westvergenz bis in die Untereozän-Zeit brachte Notstände, weil man, wenn man Karten zeichnet, durchhalten muß. Ähnlich erging es bei meiner Bemühung bezüglich der Mittelostalpin-Problematik, namentlich auch im Hinblick auf Fragen der Wärmegeschichte.

Auch mußte bald davon Abstand genommen werden, Literatur des nach Osten, Süden und Westen anschließenden alpidisch-rogen beeinflussten Umraumes umfassender in meine Bemühung einzubeziehen; es geschah nur cursorisch. Trost finde ich darin, daß meine Bemühung um die Ostalpen dazu beitragen könnte, Kollegen aus dem karpato-balkanischen, dem dinarisch-südalpinen und westalpinen Raum, aber auch vom nördlichen Alpenvorland her, Ein- und Durchblick zu erleichtern.

Für die Zukunft erachte ich es als besonders wichtig, die nur punktuell erhalten gebliebenen Paleozän- und Eozän-Ablagerungen auf dem Ostalpenkörper, namentlich auf den Kalkalpen und am Ostalpenrand, genau zu untersuchen, dies sedimentologisch bis zur Radiometrie inliegender Kristallingerölle oder Einzelminerale und paläontologisch namentlich im Hinblick auf paläoökologische und paläogeographische Fragestellungen. Auch Umlagerungen aus diesem Paleozän und Eozän, wie sie sich in den Vorland- und in den Inneralpinen Molassen finden müssen, sollte nachgespürt werden.

Neben einer Intensivierung der Geröllstudien sollte darüber hinaus, im Rahmen weiterer sedimentologischer Bemühungen, auch das Feinkorn untersucht werden, wie etwa umgelagerte Glimmer in radiometrischer Hinsicht. So könnte aus den Bemühungen um die Geschichte der Tertiärbecken (vgl. F. EBNER & R.F. SACHSENHOFER, 1991) eine Tertiär-zeitliche Erosionsgeschichte der Ostalpen erwachsen und könnte klargestellt werden, wann die kretazisch- und wann die Alttertiär-zeitlich metamorphen Gesteine von der Erosion erfaßt wurden und wohin ihr Schutt jeweils geliefert wurde.

Dabei muß man beachten, daß man, je weiter man in der Zeit zurückgeht, man es immer mehr nur noch mit Erosionsrelikten zu tun hat und nicht mit einer Überlieferung von Becken. So könnte ich u.a. F. NEUBAUER & J. GENSER (1990) nicht uneingeschränkt folgen, wenn sie, aus nur sehr ruinenhaft vorhandenen Erosionsrelikten heraus folgernd, etwa die Kainacher Gosau als kretazisches Extensions-Becken im Sinne eines paläogeographisch definierbaren Beckens verstehen sollten.

Auch ergibt sich massiv der Eindruck, daß die moderne Gefügekunde mit ihren Studien über die Bewegungsrichtungen, sowohl „innerhalb des Alpenkörpers“ als auch „des Alpenkörpers als ganzem“, sich noch keineswegs einer allgemeinen Problemlösung nähert, dies vor allem nicht im Sinne klarer zeitlicher Positionierungen für die geforderten Bewegungsabläufe. Hier ist, wie auch für die Radiometrie, intensive Zusammenarbeit mit der Paläontologie gefordert.

Dies gilt nicht nur für die vorgosauischen Bewegungsabläufe. So halte ich es auch noch keineswegs für sicher gestellt, daß nach der relativen Ruhigstellung des Ostalpenkörpers vom Campan zum Paleozän erneut Westbewegung einsetzte und erst innerhalb des Untereozäns seine Nordbewegung.

Es würde sicher besser ins Bild passen, wenn jene Zeit der Subduktionsruhe einer allgemeinen Vergenz-Umstellung gedient hätte und die Nordbewegung sich unmittelbar angeschlossen hätte.

Literatur

- ALLEMANN, F.: Die Couches rouges der Sulzfluh Decke im Fürstentum Liechtenstein. – *Eclogae geol. Helv.*, **45**, 294–298, Basel 1952.
- ALLEMANN, F.: Geologie des Fürstentums Liechtenstein (Südwestlicher Teil), unter besonderer Berücksichtigung des Flyschproblems. – Buchdruckerei Hilti, Schaan 1957.
- ALLEMANN, F., BLASER, R. & NÄNNY, P.: Neuere Untersuchungen in der Vorarlberger Flyschzone. – *Eclogae geol. Helv.*, **44**, Basel 1951.
- ALLEMANN, F., MARTIN, B. & SCHWIZER, B.: Geologische Karte des Fürstentums Liechtenstein 1 : 25.000. – Vaduz 1985.
- ALLERSMEIER, Ch.: Geröllbestand und Entstehung des inneralpinen Obereozäns im Gebiet von Kössen (Tirol) und Oberaudorf (Oberbayern), 77 S. – Diss. München 1981.
- AMPFERER, O.: Zur Großtektonik von Vorarlberg. – *Jb. Geol. B.-A.*, **82**, Wien 1932.
- AMPFERER, O. & OHNESORGE, Th.: Über exotische Gerölle in der Gosau und in verwandten Ablagerungen der tirolischen Kalkalpen. – *Jb. geol. R.-A.*, **59**, 288–310, Wien 1910.
- ANDRUSOV, D.: Geologie der tschechoslowakischen Karpaten II. – Akademie-Verlag, Berlin u. Verlag der Slowakischen Akademie der Wissenschaften, 443 S., Bratislava 1965.
- ANDRUSOV, D.: Grundriß der Tektonik der Nördlichen Karpaten. – Verlag der Slowakischen Akademie der Wissenschaften, 188 S., Bratislava 1968.
- BACHMANN, G.H. & MÜLLER, M.: Geologie der Tiefbohrung Vorderriß 1 (Kalkalpen, Bayern). – *Geologica Bavarica*, **81**, 17–53, München 1981.
- BACHMANN, G.H. & MÜLLER, M.: Sedimentary and structural evolution of the German Molasse Basin. – *Eclogae geol. Helv.* **85/3**, 519–530, Basel 1992.

- BÁLDI-BEKE, M. & BÁLDI, T.: Paleobathymetry and paleogeography of the Bakony Eocene Basin in Western Hungary. – *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **88**, 25–52, Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam 1991.
- BAUER, F.: Die Stellung der Nördlichen Kalkalpen in einem Überschiebungsbau der Alpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **130**, 113–132, Wien 1987.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Krappfeld, Saualpe, und Seetaler Alpen, St. Pauler Berge. – *Der geologische Aufbau Österreichs*, Hrsg. Geologische Bundesanstalt, 699 S., 378–385, Springer Verlag, Wien – New York, 1980.
- BERNHARDT, B., BÁLDI-BEKE, M., LANTOS, M., HORVAT-KOLLANYI, K. & MARTON, P.: Eocene Magneto- and Biostratigraphy at Somlovasarhely, Hungary. – *Acta Geologica Hungarica*, Vol. **31/1–2**, 33–52, Budapest 1988.
- BERNOULLI, D. & WINKLER, W.: Heavy mineral assemblages from Upper Cretaceous South- and Austroalpine flysch sequences (Northern Italy and Southern Switzerland): source terranes and palaeotectonic implications. – *Eclogae geol. Helv.*, **83/2**, 287–310, Basel 1990.
- BERSEZIO, R. & FORNACIARI, M.: Syntectonic Upper Cretaceous deep-water sequences of the Lombardy Basin (Southern Alps, Northern Italy). – *Eclogae geol. Helv.* **87/3**, 833–862, Basel 1994.
- BIEHLER, D.: Strukturelle Entwicklungen der penninisch-ostalpinen Grenzzone am Beispiel der Arosa-Zone im Ost-Rätikon (Vorarlberg). – *Eclogae geol. Helv.*, **83/2**, 221–240, Basel 1990.
- BIRKENMAJER, K.: Stages of Structural Evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. – *Studia Geologica Polonica*, **88**, Cz. VI, Warschau 1986.
- BIRKENMAJER, K. & DUDZIAK, J.: Age of Paleogene Flysch in the Pieniny Klippen Belt, Carpathian, Poland, Based on Calcareous Nannoplankton. – *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, **36**, 15–24, Warschau 1988.
- BODROGI, I.: Die stratigraphische Gliederung der Oberkreide des Bakony: Neueregebnisse. – Vortrags- und Posterkurzfassungen zur 64. Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft vom 26. zum 30. September 1994 in Budapest, Ungarische Geologische Gesellschaft, Budapest 1994.
- BODROGI, I., EBNER, F., LOBITZER, H., PASAVA, J. & SACHSENHOFER, R.F.: Die Bitumenmergel der Kainacher Gosau (Steiermark). – *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn*, **2**, 127–144, Geol. B.-A., Wien 1994.
- BODROGI, I. & LOBITZER, H.: Freshwater calcareous algae from the Kainach Gosau (Austria) and the Transdanubian Range (Hungary), with Contributions by F. EBNER, H. EGGER, H. SUMMESBERGER, M. SIDO & Z. PARTENYI. – *International Symposium*, Aug. 29.–Sept. 5., München – Wien 1993.
- BOLLINGER, D.: Die Entwicklung des distalen osthelvetischen Schelfs im Barreme und Frühapt: Drusberg-Mittagspitz-Schraffenkalk-Formation in Vorarlberg und Allgäu. – *Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich*, N.F. Nr. 259a, 136 S., Zürich 1988.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F.P. & ZIRPOLI, G.: On the age of the Vedrette di Ries (Rieserferner) massiv and its geodynamic significance. – *Geologische Rdsch.*, **68/1**, 41–60, Stuttgart 1979.
- BORZA, K.: Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjura und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten. – *Verlag Slov. Akad. Wiss.*, Bratislava 1969.
- BUNZEL, E.: Die Reptilienfauna der Gosau der Neuen Welt. – *Abh. Geol. R.-A.*, **5**, Wien 1871.
- BURGER, H.: Arosa- und Madrisazone im Gebiet zwischen dem Schollberg und der Verspala (Osträtikon). – *Eclogae Geol. Helv.*, **71/2**, 255–266, Basel 1978.
- BUTT, A. & HERM, D.: Paläo-oceanographic Aspects of the Upper Cretaceous Geosynclinal Sediments of the Eastern Alps. – In: *Alps, Appennines, Hellenides, Inter-Union Comm. on Geodyn., Sci. Rep.*, **38**, 87–95, Stuttgart 1978.
- CARON, M., DÖSSEGGER, R., STEIGER, R. & TRÜMPY, R.: Das Alter der jüngsten Sedimente der Ortler Decke (Oberostalpin) in der Val Trupchun (Schweizerischer Nationalpark, Graubünden). – *Eclogae Geol. Helv.*, **75/1**, 159–170, Basel 1982.
- ČECH, S., KLEIN, V., KRÍŽ, J. & VALECKA, J.: Revision of the Upper Cretaceous stratigraphy of the Bohemian Cretaceous Basin. – *Vestník Ustred. Ust. Geol.* **55**, 277–296, Prag 1980.
- CORNELIUS, H.P.: Geologie der Err-Julier-Gruppe. 1. Teil: Das Baumaterial (Stratigraphie und Petrographie, excl. Quartär). – *Beitr. geol. Karte, Schweiz*, N.F. Lief. **70** (1), 321 S., Bern 1935.
- ČTYROKÝ, P.: Das Tertiär der Böhmisches Masse in Südmähren. – *Jb. Geol. B.-A.*, **136/4**, 703–713, Wien 1993.
- CZÁSZÁR, G.: Some notes concerning the Correlation of the Jurassic and Lower Cretaceous Succession of the Northern Karawanken and the Transdanubian Central Range. – *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn*, **2**, 403–408, Wien 1994.
- CSÁSZÁR, G., OBERHAUSER, R., LOBITZER, H.: The Schraffenkalk in Vorarlberg: An Example of Urganian Sedimentation. – *Proceedings of the 3rd International Cretaceous Symposium Tübingen*, 377–401, E. Schweizerbart. Verl., Stuttgart 1989.
- CZÁSZÁR, G., MEHL D., OBERHAUSER, R. & LOBITZER, H.: A Comparative Study of the Urganian Fazies in Vorarlberg (Austria) and in the Villany Mountains (Hungary). – *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn*, **2**, Geol. B.-A., 145–207, Wien 1994.
- DAL PIAZ, G.V., DEL MORO, A., MARTIN, S. & VENTURELLI, G.: Post-Collisional Magmatism in the Ortler-Cevedale Massiv (Northern Italy). – *Jb. Geol. B.-A.*, **131**, 533–551, Wien 1988.
- DARGA, R.: Geologie, Paläontologie und Paläökologie der südost-bayerischen unter-priabonen (Obereozän) Riffkalkvorkommen bei Hallthurm (Nördliche Kalkalpen) und des Kirchberges bei Neubeuern (Helvetikum). – *Münchner Geowiss. Abh.*, **A 23**, 160 S., München 1992.
- DEBELMAS, J., OBERHAUSER, R., SANDULESCU, M. & TRÜMPY, R.: L'arc alpine-carpatique, Geologie des Chaines Alpines de la Tethys, chaines de l'Europe Alpine: Les chaines perimediteranneennes, *Mem. BRGM*, **115**, 86–96, Orleans 1980.
- DECKER, K. & JARNIK, M.: Structural analysis of the Late Cretaceous Gosau Group of Rigaus, Fahrenberg und Nussensee (Salzburg, OÖ.). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **38**, 93–106, Wien 1992.
- DECKER, K., RING, U. & MESCHÉDE, M.: Fault slip analysis along the northern margin of the Eastern Alps (Molasse, Helvetic nappes, North- and South-Penninic flysch, and the Northern Calcareous Alps). – in press: *Tectonophysics* 1993.
- DENIZOT, M. & MASSIEUX, M.: Observations sur le Genre *Distichoplax*. – *Bull. Soc. geol. de France*, 387–391, 1965.
- DEUTSCH, A.: Geochemie oligozäner shoshonitischer Ganggesteine aus der Kreuzeckgruppe (Kärnten, Osttirol). – *Mitt. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **32**, 105–124, Wien 1986.
- DEUTSCH, A.: Datierungen an Alkaliambibolen und Stilpnomelan aus der südlichen Platta-Decke. – *Eclogae geol. Helv.*, **72/2**, 295–308, Basel 1983.
- DE VECCHI, G., GREGNANIN, A. & PICCIRILLO, E.M.: Tertiary Volcanism in the Veneto: Magmatology, Petrogenesis and Geodynamic Implications, *Geol. Rundschau*, **65/2**, 701–710, Stuttgart 1976.
- DIETRICH, V.J. & FRANZ, U.: Alpidische Gebirgsbildung in den Ostalpen: ein plattentektonisches Modell (Kurzfassung). – *Geol. Rdsch.*, **65**, 361–374, Stuttgart 1976.
- DOHMANN, L.: Unteroligozäne Fischechiefer im Molassebecken. – *Inauguraldissertation Univ. München*, 365 S., München, 1991.
- DÜRR, S.B.: Structural history of the Arosa Zone between Platta and Err Nappes east of Marmorera (Grisons): Multi-Phase deformation at the Penninic-Austroalpine Plate boundary. – *Eclogae geol. Helv.*, **85/2**, Basel 1992.
- EBERHARD, M.: Das Fenster von Nüziders (Vorarlberg) und sein Rahmen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **127/3**, 331 – 347, Wien 1984.
- EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F.: Die Entwicklungsgeschichte des Steirischen Tertiärbeckens. – *Mitt. Abt. für Geol. u. Paläont., Landesmuseum Joanneum*, **49**, Graz 1991.
- EGGER, H.: Zur Geologie der Flyschzone im Bundesland Salzburg. – *Jb. Geol. B.-A.*, **132**, 375–395, Wien 1989.
- EGGER, H.: Zur paläogeographischen Stellung des Rhenodanubischen Flysches (Neokom–Eozän) der Ostalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **133**, 147–155, Wien 1990.
- EGGER, H.: Zur Geodynamik und Paläogeographie des Rhenodanubischen Flysches (Neokom–Eozän) der Ostalpen. – *Z. dt. geol. Ges.*, **143**, 51–65, Hannover 1992.
- EGGER, H.: Zur Nannoplankton-Stratigraphie der Seisenburger Schichten (Coniac ?–frühes Campan) in der Rhenodanubischen Flyschzone (Ostalpen) östlich des Inn. – *Zitteliana*, **20**, 59–65, München 1993.
- EGGER, H.: Die Lithostratigraphie der Aitlengbach-Formation und der Anthering-Formation im Rhenodanubischen Flysch (Ostalpen, Penninikum). – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **196/1**, 69–91, Stuttgart 1995.

- EGGERT, P.: Sedimentpetrographisch-stratigraphische Untersuchungen in den Unterkreide-Serien und im Bolgenkonglomerat der Feuerstätter Decke im Allgäu und in Vorarlberg. – Berliner Geowiss. Abh., **A 2**, 167 S., Berlin 1977.
- EISBACHER, G.H., LINZER, H.G., MEIER, L. & POLINSKI, R.: A depth-extrapolated structural transect across the Northern Calcareous Alps of western Tirol. – *Eclogae geol. Helv.*, **83**, 711–725, Basel 1990.
- ELIÁŠ, M.: Sedimentology of the Klentnice Formation and the Ernstbrunn Limestone (Zdanice-Subsilesian unit of the Outer West Carpatians). – *Vestník Ceskeho geologickeho ustavu*, 179–194, **67**, 3, Prag 1992.
- ELIÁŠ, M., SCHNABEL, W. & STRANÍK, Z.: Comparison of the Flysch Zone of the Eastern Alps and the Western Carpatians based on recent observations. – *Thirty years geol. coop.*, Austria – CSSR, 37–46, Vyd. Ustr. Ustav Geol., Prag 1990.
- ELIÁŠ, M. & WESSELY, G.: The Autochthonous Mesozoic on the eastern flank of the Bohemian Massiv – An object of mutual geological efforts between Austria and CSSR. – *Thirty years geol. coop.*, Austria – CSSR, 78–82, Vyd. Ustr. Ustav Geol., Prag 1990.
- EUGSTER, H., FRÖHLICHER, H. & SAXER, F.: Erläuterungen zu Blatt 1095 St. Gallen – Appenzell. – *Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25.000*. – Schweiz. Geol. Komm., Kümmerly & Frey, Bern 1960.
- EUGSTER, H., FORRER, M., FRÖHLICHER, H., KEMPF, Th., SCHLATTER, L., BLASER, R., FUNK, H., LANGENEGGER, H., SPOERRI, M. & HABICHT, K.: Blatt 1115 Sântis, *Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25.000*, Schweiz. Geol. Komm., Bern 1982.
- EXNER, Ch.: Die geologische Position der Magmatite des periadriatischen Lineaments. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1976**, 3–64, Wien 1976.
- FAUPL, P.: Schwermineralien und Strömungsrichtungen aus den Kaumberger Schichten des Wienerwald-Flysches. – *Neues Jb., Geol. Paläont., Mh.*, **1975**, 528–540, Wien 1975.
- FAUPL, P.: Sedimentologische Studien im Kreideflysch der Lienzer Dolomiten. – *Anz. Akad. wiss., math.-nat. Kl.*, **113**, Wien 1977.
- FAUPL, P.: Die Flyschfazies in der Gosau der Weyerer Bögen (Oberkreide Nördliche Kalkalpen). – *Jb. Geol. B.-A.*, **126**, 219–244, Wien 1983.
- FAUPL, P.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Walsberger-Serie bei Salzburg. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.* **77**, 33–36, Wien 1984.
- FAUPL, P. & SCHNABEL W.: Ein Brekzienvorkommen bei Scheibbs (NÖ). Zur Kenntnis paläogener Grobklastika aus der Buntmergelerde. – *Jb. Geol. B.-A.*, **130**, 153–161, Wien 1987.
- FAUPL, P. & POBER, E.: Zur Bedeutung detritischer Chromspinelle in den Ostalpen: Ophiolithischer Detritus aus der Vardarsutur. – *Jubil. Schr. 20 J. Zus. Österr.-Ung.*, Teil 1, 133–143, Wien 1991.
- FAUPL, P., POBER, E. & WAGREICH, M.: Fazies development of the Gosau Group of the eastern parts of the Northern Calcareous Alps during the Cretaceous and the Paleogene. – *Geodynamics of the Eastern Alps*, 142–155, Deuticke, Wien 1987.
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A.: Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. – *Geol. Rdsch.*, **68**, 93–120, Stuttgart 1979.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M.: Cretaceous flysch and pelagic sequences of the Eastern Alps: correlations, heavy minerals, and paleogeographic implications. – *Cretaceous Research*, **13**, 387–403, 1992.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M.: Transgressive Gosau (Coniac) auf Branderfleckschichten (Turon) in den Weyerer Bögen (OÖ.). – *Jb. Geol. B.-A.*, **135**, 481–491, Wien 1992.
- FELBER, P. & WYSSLING, G.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Südhelvetikums im Breznerwald (Vorarlberg). – *Eclogae geol. Helv.*, **72/2**, 673–714, Basel 1979.
- FINGER, W.: Die Zone von Samaden (Unterostalpine Decken, Graubünden) und ihre jurassischen Brekzien. – *Diss. ETH Zürich*, 1978.
- FLÜGEL, H.: Triasgerölle in den Gams-Konglomeraten bei Frohnleiten (Steiermark). – *Anz. Akad. Wiss., math. nat. wiss. Kl.*, **14**, 265–267, Wien 1966.
- FÖLLMI, K.B.: Evolution of the mid-Cretaceous Triad: Platform Carbonates, Phosphatic Sediments and Pelagic Carbonates along the Northern Tethys Margin. – *Lecture Notes in Earth Sciences*, **23**, 1–157, Berlin (Springer) 1989.
- FÖLLMI, K.B.: Condensation and phosphogenesis: example of the Helvetic mid-Cretaceous (northern Tethyan Margin). – *Phosphorite research and development*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **52**, 237–252, 1990.
- FRANK, W.: Evolution of the Austroalpine elements in the Cretaceous. – *Geodynamics of the Eastern Alps*, 379–407, Deuticke, Wien 1987.
- FRANK, W., HOINKES, G., PURTSCHPELLER, F. & THÖNY, M.: The Austroalpine unit west of the Hohe Tauern: The Ötztal-Stubai complex as an example for the eoalpine metamorphic evolution. – *Geodynamics of the Eastern Alps*, 179–225, Deuticke, Wien 1987.
- FRANK, W., HÖCK, V. & MILLER, Ch.: Metamorphic and Tectonic History of the Central Tauern Window. – *Geodynamics of the Eastern Alps*, 34–54, Deuticke, Wien 1987.
- FRASL, G. & FLÜGEL, E.: Clasts from the Haunsberg-Wildflysch (N of Salzburg). Implication of the Northern Border Zone of the Rhenodanubian Flysch Trough. – *Geodynamics of the Eastern Alps*, 70–83, Wien (Deuticke) 1987.
- FRANK, W., KRÁLIK, M., SCHARBERT, S. & THÖNY, M.: Geochronological data from the Eastern Alps. – *Geodynamics of the Eastern Alps*, 272–281, Deuticke, Wien 1987.
- FRISCH, W.: Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. – *Geol. Rdsch.*, **65/2**, 375–393, Stuttgart 1976.
- FRISCH, W.: Plate motions in the Alpine region and their correlation to the opening of the Atlantic ocean. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72**, 45–48, Wien 1980.
- FRISCH, W.: Sedimentological response to the late Mesozoic subduction in the penninic windows of the Eastern Alps. – *Geol. Rundschau* **73/1**, 33–47, Stuttgart 1984.
- FRISCH, W., RING, U., DÜRR, S., BORCHERT, S. & BIELER, D.: The Arosa Zone and Platta Nappe Ophiolites (Eastern Swiss Alps): Geochemical Characteristics and their Meaning for the Evolution of the Penninic Ocean. – *Jb. Geol. B.-A.*, **137/1**, 19–34, Wien 1994.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, St.M. & CONTI, P.: Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. – *Eclogae geol. Helv.* **87/2**, 559–612, Basel 1994.
- FUCHS, G. & OBERHAUSER R.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, 170 Galtür, aufgenommen von J. CADISCH, G. FUCHS, H. LOACKER, R. OBERHAUSER, H. PIRKL, R. SPRINGHORN & M. THÖNI. – *Geologische B.-A.*, Wien 1990.
- FUCHS, R. & WESSELY, G.: Die Oberkreide des Molasseuntergrundes im nördlichen Niederösterreich. – *Jb. Geol. B.-A.*, **120**, 426–436, Wien 1977.
- FUCHS, R., WESSELY, G. & SCHREIBER, O.S.: Die Mittel- und Oberkreide des Molasseuntergrundes am Südsporn der Böhmisches Masse. – *Österr. Akad. Wiss., Schr., Erdwiss. Komm.*, Bd. **7**, 193–220, Wien 1984.
- FUCHS, W.: Neue Funde tieferer Oberkreide in der Flyschzone bei Wien. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1963**, 24–28, Wien 1963.
- FUCHS, W.: Eine bemerkenswerte, tieferes Apt belegende Mikrofauna aus den konglomeratreichen Oberen Roßfeldschichten vom Grabenwald (Salzburg). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1968**, 87–97, Wien 1968.
- FUCHS, W.: Gedanken zur Tektogenese der nördlichen Molasse zwischen Rhone und March. – *Jahrb. Geol. B.-A.*, **119**, 207–249, Wien 1976.
- FUCHS, W.: Geologische Themakarte 1 : 1.000.000: Die Nördliche Molasse und ihr Rahmen zwischen Rhone und March. – *Geol. B.-A.*, Wien 1976.
- FUCHS, W.: Das Jungalpidikum (Die geologische Entwicklung vom Obereozän bis in die Gegenwart). – *Der geologische Aufbau Österreichs*, 49–55, Hrsg. Geologische B.-A., Springer Verlag Wien – New York 1980.
- FUCHS, W.: Die Molasse und ihr nicht helvetischer Vorlandanteil am Untergrund einschließlich der Sedimente auf der Böhmisches Masse. – *Der geologische Aufbau Österreichs*, 699 S., Hrsg. Geologische B.-A., 144–188, Springer Verlag Wien – New York 1980.
- FUCHS, W.: Großtektonische Neuorientierung in den Ostalpen und Westkarpaten unter Einbeziehung plattentektonischer Gesichtspunkte. – *Jb. Geol. B.-A.*, **127**, 571–631, Wien 1984.
- FUNK, H.P.: Mesozoische Subsidenzgeschichte im Helvetischen Schelf der Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.*, **78/2**, 249–272, Basel 1985.

- FUNK, H.P., OBERHÄNSLI, R., PFIFFNER, A., SCHMID, St. & WILDI, W.: The evolution of the Northern Margin of the Tethys in Eastern Switzerland. – Episodes, **10/2**, June 1987.
- GATTO, G.O., GREGNANIN, A., PICCIRILLO, E.M. & SCOLARI, A.: The andesitic magmatism in the South-Western Tyrol and its geodynamic significance. – Geol. Rdsch., **65/2**, 691–700, Stuttgart 1976.
- GAUPP, R.: Sedimentationsgeschichte und Paläotektonik der kalkalpinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg). – Zitteliana, **8**, 33–72, München 1982.
- GAUPP, R.: Die paläogeographische Bedeutung der Konglomerate der Losensteiner Schichten (Alb, Nördliche Kalkalpen). – Zitteliana, **10**, 155–171, München 1983.
- GEUTEBRÜCK, E., KLAMMER, W., SCHIMUNEK, K., STEIGER, E., STRÖBL, E., WINKLER, G. & ZYCH, D.: Oberflächengeophysikalische Verfahren im Rahmen der KW-Exploration der ÖMV AG. – Erdöl-Erdgas, **100**, 9, 296–304, Wien 1984.
- GIDAI, L.: Coupe repere de la Region Nord-Est de Transdanubie (Sondage de Tokod 527). – Coll. Strat. Eoc. 1969, Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., Vol. LIV, fasc. 4/1, 101–111, Budapest 1971.
- GIDAI, L.: Les rayons de facies de l' Eocene dans la region nord-est de la Transdanubie. – Coll. Strat. Eoc. 1969, Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., Vol. LIV, 4/1, 113–139, Budapest 1971.
- GIESE, S., SCHWENKE, M. & SPRINGHORN, R.: Spurenfossilien aus dem Flysch der Fimbereinheit des Unterengadiner Fensters (Ostschweiz). – Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg i. Br., **82/83**, 79–92, Freiburg 1994.
- GOLLNER, H., SCHIRNIK, D. & TSCHELAUT, W.: The problem of the Southalpine clasts in the "Mittelsteirische Gosau". – Geodynamics of the Eastern Alps, 156–163, Deuticke, Wien 1987.
- GRÄF, W.: Ablagerungen der Gosau von Kainach. – In: FLÜGEL, H.: Die Geologie des Grazer Berglandes, Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmuseum Joanneum, Sh. **1**, 83–102, Graz 1972.
- GRUBER, P., FAUPL, P. & KOLLER, F.: Zur Kenntnis basischer Vulkanitgerölle aus Gosaukonglomeraten der östlichen Kalkalpen. – Mitt. österr. geol. Ges., **84**, 77–100, Wien 1992.
- HÄUSLER, H.: Unterostalpine Jura-Brekzien in Österreich. Versuch einer sedimentologischen und paläogeographischen Analyse nachtriadischer Brekzienserien im unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters (Salzburg – Tirol). – Jb. Geol. B.-A., **131**, 21–125, Wien 1988.
- HAGN, H.: Das Alter der Konglomerate des Tratenbaches bei Lengries (Bayr. Alpen). Ein Beitrag zur Mikropaläontologie der Alpenrandzone. – N. Jb. Geol. u. Pal., **1951**, 4, 103–118, Stuttgart 1951.
- HAGN, H.: Über kalkalpine paleozäne und untereozäne Gerölle aus dem bayerischen Alpenvorland. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont., **12**, 113–124, München 1972.
- HAGN, H.: Die älteste Molasse im Chiemgau/östliches Oberbayern (Katzenlochsichten, Priabon). – Mitt. Bayer. Staatsslg., **18**, 167–235, München 1978.
- HAGN, H.: Neue Beobachtungen in der Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen (Thierseer Mulde E Landl, SW Bad Wiessee). – Mitt. Bayer. Staatssaml. Paläont., **22**, 117 – 135, München 1982.
- HAGN, H.: Über einige bedeutsame Kreide- und Alttertiärgerölle aus der Faltenmolasse des Allgäus. – Geologica Bavarica, **94**, 5–47, München 1989.
- HAGN, H.: Die Kreide- und Alttertiärgerölle der Allgäuer Molasse – Ein Brückenschlag zwischen München und Vorarlberg. – Jb. Geol. B.-A., **135**, Wien 1992.
- HAGN, H. et al. (19 Mitarbeiter): Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht: Exkursionsführer zum 17. Europäischen Mikropaläontologischen Kolloquium in Oberbayern. – Geologica Bavarica, **82**, 408 S., 70 Abb., München 1981.
- HAGN, H. & MOUSSAVIAN, E.: Die Gosau- und Alttertiärgerölle des Westerbuchbergs (Unt. Eger, Subalpine Molasse, Chiemgau). – Mitt. Bayer. Staatss., Paläont., **20**, 137–157, München 1980.
- HAGN, H. & OTT, E.: Ein Geröll mit *Elaniella elegans* PFENDER u. BASSE (Paleozän, Kalkalpin) aus der Subalpinen Molasse N Salzburg. – Mitt. Bayer. Staatss., Paläont., **15**, 119–129, München 1975.
- HAGN, H., SCHLAGINTWEIT, F. & STEIGER, T.: Fremdartige Gerölle aus dem südhelvetischen Unter- und Mitteleozän von St. Pankraz am Haunsberg nördlich Salzburg. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **31**, 27–45, München 1991.
- HALDIMANN, P.A.: Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen Klosters und dem Gafiental (GR). – Eclogae Geol. Helv., **68/2**, 301–310, Basel 1975.
- HAMILTON, W. & BRIX, F.: Geologische Ergebnisse von Tiefbohrungen im Flysch und Kalkalpin zwischen Wien und Salzburg. – Exkursion der ÖGG, **14**, –15. 10. 1989, Wien 1989.
- HAMILTON, W., JIŘÍČEK, R. & WESSELY, G.: The Alpine-Carpathian floor of the Vienna Basin in Austria and CSSR, – Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia, Festive Volume, 46–56, Ustredni ustav geologicky, Prag 1990.
- HANTKE, R.: Landschaftsgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. – Ott Verlag, 312 S., Thun 1991.
- HANTKEN, M.: Die geologischen Verhältnisse des Graner Braunkohlengbietes. – Jahrb. Ung. Geol. Anstalt, **1**, 1–147, Budapest 1871.
- HARLAND, W.B., COX, A.V., LIEWELLYN, P.G., PICKTON, C.A.G., SMITH, A.G. & WALTERS, R.: A geologic time scale. – Cambridge Earth Science Series, 131 S., Cambridge Univ. Press 1982.
- HEINZ, H.: Aeromagnetic measurements in the Eastern Alps: The area of the Tauern Window. – Tectonophysics, **163**, 1–2, Amsterdam 1989.
- HEINZ, H. & SEIBERL, W.: Magnetic structures of the Eastern Alps west of the Tauern window. – Mem. Soc. geol. France, **165**, Paris 1990.
- HEISSEL, W. & WOLETZ, G.: Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärgebietes. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **48** (1955), 49–70, Wien 1957.
- HERB, R.: Geologie von Amden mit besonderer Berücksichtigung der Flyschbildungen. – Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, N.F., **114**, 130 S., Bern 1962
- HELMCKE, D.: Geologie der südlichen Klostertaler Alpen (Vorarlberg, Österreich), Erläut. zur Geol. Karte 1 : 25.000. – Geologica et Palaeontologica, **8**, Marburg 1974.
- HERB, R.: Eozäne Paläogeographie und Paläotektonik des Helvetikums. – Eclogae geol. Helv., **81/3**, 611–657, Basel 1988.
- HERM, D.: Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Lattengebirge und Nierental (Gosaubecken von Reichenhall und Salzburg). – Abh. Bayer. Akad. Wiss., **104**, 119 S., München 1962.
- HERM, D., KAUFMANN, E.G. & WIEDMANN, J.: The age and the depositional environment of the "Gosau"-Group (Coniacian–Santonian), Brandenburg, Tirol, Austria. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **19**, 27–92, München 1979.
- HESSE, R.: Herkunft und Transport der Sedimente im bayerischen Flyschtrog. – Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges., **116**, 403–436, Hannover 1965.
- HESSE, R.: 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**, 90 S., Marburg 1973.
- HILBRECHT, H.: Die fazielle und strukturelle Entwicklung der helvetischen Oberkreide im Allgäu und im Kleinwalsertal und ihre Beziehung zu Meeresspiegelschwankungen und Paläoozeanographie. – Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A, Geol. u. Paläont., **139**, 180 S. FU, TU, TFH, Berlin 1991.
- HILBRECHT, H. & LIEDHOLZ, J.: Redeposited Blocks of Seewen Limestone and Fazies Differentiation in Helvetic Amden Formation (Santonian-Campanian) German Alps. – International Cret. Symp. Tübingen 1987, 453–463, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1989.
- HILLEBRANDT, A. v.: Das Paleozän und seine Foraminiferenfauna im Becken von Reichenhall und Salzburg. – Bayer. Akad. Wiss., Math. Natwiss. Kl., Abh., Neue Folge, 182 S., München 1962.
- HILLEBRANDT, A. v.: Das Alttertiär im Becken von Reichenhall und Salzburg (Nördliche Kalkalpen). – Z. deutsch. geol. Ges., **113**, 339–358, Hannover 1962.
- HINTE, J.K.H.E. VAN: Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes (Kärnten). – Jb. Geol. B.-A., Sonderband **8**, Wien 1963.
- HOLZER, H.: Bericht über geologische Aufnahmen im Gebiet von Eisenkappl (Kärnten). – Verh. Geol. B.-A., **1966**, Wien 1966.
- HOMAYOUN, M. & FAUPL, P.: Unter- und Mittelkreideflysch der Ybb-sitzer Klippenzone (NÖ.). – Mitt. Geol. Bergbaustud. Österr., **38**, 1–20, Wien 1992.
- HOVORKA D. & SPIŠIAK, J.: Mesozoischer Vulkanismus im west-karpatischen Abschnitt der Tethys: Unterschiede in Raum und Zeit. – Jb. Geol. B.-A., **136**, 769–782, Wien 1993.

- HÖCK, V. & KOLLER, F.: Über den Idalp-Ophiolith. – Exkursionsführer 4. Wandertagung der Österr. Geol. Ges. 1986, 107 – 109, Wien 1986.
- HÖCK V. & KOLLER, F.: Magmatic evolution of the Mesozoic ophiolites in Austria. – *Chemical Geology*, **77**, 209 – 227, 1989.
- HÖCK, V. & MILLER, Ch.: Mesozoic Ophiolitic Sequences and Non-Ophiolitic Metabasites in the Hohe Tauern. – *Geodynamics of the Eastern Alps*, 16–33, Deuticke, Wien 1987.
- HUBER, K. & SCHWED K.: Das geologische Profil der Tiefbohrung Hindelang 1 (Allgäuer Alpen). – *Geologica Bavarica*, im Druck.
- HUFNAGEL, H., KUCKELHORN, K., WEHNER, H. & HILDEBRAND, G.: Interpretation des Bohrprofils Vorderriß 1 aufgrund organisch-geochemischer und geophysikalischer Untersuchungen. – *Geologica Bavarica*, **81**, München 1981.
- HUSEN, D. van: Ein Unterkreidevorkommen in den östlichen Karawanken (Kärnten). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1975**, Wien 1975.
- JAMBOR-KNESS, M.: Magyorozzag Eocen Korinagi Foraminiferidai. – *Geologica Hungarica, Series Paleontologica*, **52**, 445 S., Inst. Geol. Hung., Budapest 1988.
- JANOSCHEK, W.: Oberkreide und Alttertiär im Bereich von Wörtschach (Ennstal, Steiermark) und Bemerkungen über das Alttertiär von Radstadt. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1968**, 138–155, Wien 1968.
- JANOSCHEK, R., KÜPPER, G. & ZIRKL, E.: Beiträge zur Geologie des Klippenbereiches bei Wien. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **47** (1954), Wien 1956.
- JEANBOURQUIN, P. & BURRI, M.: Les metasediments du Penninique inferieur dans la region de Brigue-Simplon. Lithostratigraphie, structure et contexte geodynamique dans le bassin Valaisan. – *Eclogae geol. Helv.*, **84/2**, 463–481, Basel 1991.
- JIRÍČEK, R.: Paleogeography and stratigraphy of the autochthonous Paleogene on the southeastern flank of the Bohemian Massiv. – Thirty years geol. coop. Austria – CSSR, 83–89, Vyd. Ustr. Ustav Geol., Prag 1990.
- KALLIES, H.B.: Geologie des Bregenzer Waldes beiderseits der Bregenzer Ach in der Umgebung von Schoppernau. – *Geol. Jb.*, **78**, Hannover 1961.
- KECSKEMÉTI, T.: Cenozoic formations. – In: XXI European Micropaleontological Colloquium, 4.–13. 9. 1989 in Hungary, 57–67, Hung. Geol. Soc., Budapest 1989.
- KECSKEMÉTI et al. (40 Mitarbeiter): XXI European Micropaleontological Colloquium, 4.–13. 9. 1989 in Hungary, 352 S., Hung. Geol. Soc., Budapest 1989.
- KIRSCH, K.H.: Die Tratenbach-Schichten mit Oberkreide- und Alttertiärsedimenten aus der Kalkalpinen Randschuppe zwischen Bad Wiessee und Lenggries/Oberbayern. – *Mitt. Bayer. Staatslg. Paläont. hist. Geol.*, **28**, 145–172, München 1988.
- KLEEBERGER, J., SÄGMÜLLER, J.J. & TICHY, G.: Neue Fossilfunde aus der mesozoischen Schieferhülle der Hohen Tauern zwischen Fuscher Tal und Wolfbachtal (Unterpinzgau/Salzburg). – *Geol. Paläont. Mitt.*, Innsbr., **10**, 275–288, Innsbruck 1981.
- KOLLMANN, H.A.: Stratigraphie und Tektonik des Gosaubeckens von Gams (Steiermark), mit Beiträgen von A. PAPP & G. WOLETZ. – *Jb. Geol. B.-A.*, **107**, 71–159, Wien 1964.
- KOLLMANN, H. & SUMMESBERGER, H.: The Gams Basin (General). – WGCM meeting, Wien 1982.
- KOLLER, F. & HÖCK, V.: Mesozoic ophiolites in the Eastern Alps. – *Ophiolites, Oceanic Crustal Analogues, Proceedings Symposium TROODOS 1987*, 253 – 263, 1990.
- KOPEK, G., DUDICH, E.Jr. & KECSKEMÉTI, T.: L' Eocene de la Montagne du Bakony. – *Coll. Strat. Eoc.* 1969, Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., Vol. **LIV**, 4/1, 201–231, Budapest 1971.
- KOZUR, H. & MOCK, R.: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des slowakischen Karstes. – *Geol. Zbornik* **24/2**, 365–34, Bratislava 1972.
- KOVÁCS, S.: "Problems of the Pannonian Median Massiv" and the plate tectonic concept. Contributions based on the distribution of Late Paläozoic – Early Mesozoic isopic zones. – *Geologische Rdsch.*, **71/2**, 617–639, Stuttgart 1982.
- KRALIK, M.: Geochronologie der kretazischen Metamorphose in den Kalkalpen und in der Grauwackenzone im Bereich Bischofshofen. – Die frühalpiner Geschichte der Ostalpen, **3**, 9–22, Leoben 1982.
- KRALIK, M., KRUMM, H. & SCHRAMM, J.M.: Low Grade and Very Low Grade Metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke Zone: Illite-Crystallinity Data and Isotopic Ages. – *Geodynamics of the Eastern Alps*, 164–178, Deuticke, Wien 1987.
- KRALIK, M. & SCHRAMM, J.M.: Illit-Wachstum: Übergang Diagenese – Metamorphose in Karbonat- und Tongesteinen der Nördlichen Kalkalpen; Mineralogie und Isotopengeologie (Rb-Sr, K-Ar u. C-O). – *Jb. Geol. B.-A.*, **137/1**, 105–137, Wien 1994.
- KRÖLL, A., GNOJEK, I., HEINZ, H., JIRECEK, R., MEURERS, B., SEIBERL, W., STEINHAUSER, P., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Karten über den Untergrund des Wiener Beckens und der angrenzenden Gebiete 1 : 200.000, mit Erläuterungen. – Geologische Themenkarten der Republik Österreich, Geol. B.-A., Wien 1993.
- KUHLEMANN, J., ZEEH, St. & KAEVER, M.: Kurze Notiz über ein Mittelekreide-Vorkommen in den Ostkarawanken (Kärnten). – *Jb. Geol. B.-A.*, **136**, 463–464, Wien 1993.
- KÜHN, O.: Eine inneralpine Eozänfauna aus Niederösterreich. – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math. nat. Kl.*, **5**, 1957, 71–76, Wien 1957.
- LAMMERER, B.: Das Autochthon im westlichen Tauernfenster. – *Jb. Geol. B.-A.*, **129**, 51–67, Wien 1986.
- LAUBSCHER, H.: The arc of the western Alps today. – *Eclogae geol. Helv.*, 631 – 659, Basel 1991.
- LEIN, R.: Vorläufige Mitteilung über ein Vorkommen von flyschoider Gosau mit Komponenten paleozäner Rifffalke in den Müritzalpen. – *Mitt. Geol. Bergbaustud., Österr.*, **28**, 121–132, Wien 1982.
- LEISS, O.: Die Stellung der Gosau (Coniac–Santon) im großtektonischen Rahmen (Lechtaler Alpen bis Salzkammergut). – *Jb. Geol. B.-A.*, **131**, 497–691, Wien 1988.
- LEISS, O.: Neue Aspekte zur Geodynamik der Deckenbildung als Ergebnis der Beckenanalyse von synorogenen Kreidevorkommen innerhalb der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). – *Geologische Rundschau*, **79/1**, 47–84, Stuttgart 1990.
- LEISS, O.: Orogenetically controlled sedimentation in the Lechtaler Kreideschiefer and the geodynamics of the inner western Northern Calcareous Alps. – *Geologische Rdsch.*, **81/3**, 603–634, Stuttgart 1992.
- LEMCKE, K.: Geologische Vorgänge in den Alpen ab Obereozän im Spiegel der deutschen Molasse. – *Geologische Rundschau* **73/1**, 371–397, Stuttgart 1984.
- LEMCKE, K.: Das bayerische Alpenvorland vor der Eiszeit: Erdgeschichte, Bau, Bodenschätze – Geologie von Bayern 1. – E. Schweizerbart'sche Verl. Buchh., 175 S., Stuttgart 1988.
- LEMCKE, K.: Zur Frage der alten Verkarstung des Malm im Untergrund des deutschen Molassebeckens und an dessen Nordweststrand. – *Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Geol.*, Vol. **53**, Nr. 125, 33–46, 1987
- LIEBUS, A.: Neue Beiträge zur Kenntnis der Eozänfauna des Krappfeldes in Kärnten. – *Jb. Geol. B.-A.*, **77**, 333–393, Wien 1927.
- LIEDHOLZ, J.: Helvetikum und Nördliche Flyschzone im Allgäu westlich der Iller, an der Breitach und im Balderschwanger Tal (Exk. E). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N.F. **65**, 61–83, Stuttgart 1983.
- LINDENBERG, H.G.: Die Bolivinen (Foraminiferen) der Häringer Schichten, Mikropaläontologische Untersuchungen im Alttertiär des Unterinntal-Gebietes. – *Boll. Soc. Pal. Ital.*, **4**, 64–160, Modena 1966.
- LINZER, H.G., FRISCH, W. & RATSCHBACHER, L.: The cinematic History of the Northern Calcareous Alps. – TERRA, abstracts, Suppl. No. 2 to Terra Nova, **4**, 43, Oxford (Blackwell) 1992.
- MADER, P.: Die Jura- und Kreideablagerungen im Lichanna-Gebiet (Oberostalpine S'charl-Decke, Unterengadin). – *Eclogae geol. Helv.*, **80/3**, &33–653, Basel 1987.
- MALKOVSKY, M.: The Mesozoic and Tertiary basins of the Bohemian Massiv and their evolution. – *Tectonophysics*, **137**, 31–42, Elsevier Sc. Publ., Amsterdam 1987.
- MARQUER, D., BAUDIN, Th., PEUCAT, J.J. & PERSOZ, F.: Rb-Sr mica ages in the alpine shear zones of the Truzzo granite: Timing of the Tertiary alpine P-T-deformations in the Tampo nappe (Central Alps, Switzerland). – *Eclogae, geol. Helv.*, **87/1**, 225–239, Basel 1994.
- MATTER, A., HOMEWOOD, P., CARON, C., RIGASSI, D. STUIJVENBERG, J. VAN, WEIDMANN, M. & WINKLER, W.: Flysch and Molasse of Western and Central Switzerland. – *Geology of Switzerland, a guide book, Part B, Geological Excursions*, 260–293, Schweiz. Geol. Komm., Wepf & Co., Basel 1980.
- MAHEL', M.: The Male Karpaty Mts. – constituent of the transitional segment between the Carpathians and the Alps; important tectonic window of the Alpides. – *Mineralia Slovaca*, **19**, 1–27, 13 Fig., Bratislava 1987.

- MAHEL', M.: Fundamental problems of the structure of the West Carpathians from the view of the geodynamic model. 1. Central- and Inner Carpathians. – *Mineralia Slovaca* **20/4**, 289–306, Bratislava 1988.
- MATTERN, F.: Die interne Überschiebungstektonik im Flysch (Kreide) der westlichen Bayerischen Alpen. – Berliner Geowiss. Abh., Reihe A/1, 101, 94 S., Berlin 1988.
- MAURER, H.: Zur Geologie des Helvetikums und der Flyschzone zwischen Steyr- und Kremstal. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **64** (1971), Wien 1972.
- MÍŠÍK, M.: Urgon facies in the Western Carpathians. – *Knichovnicka Zemniho plynu a nafti*, sv. 9a, , 25–54, 1990.
- MÍŠÍK, M.: The Czorstyn Submarine Ridge (Jurassic – Lower Cretaceous, Pieniny Klippen Belt): An example of a Pelagic Swell. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **86** (1993), 133–140, Wien 1994.
- MÍŠÍK, M., JABLONSKY, J., FEJDI, P. & SYKORA, M.: Chromian and ferrian spinels from Cretaceous sediments from the Western Carpathians. – *Mineralia Slovaca*, **12/3**, 209–228, Bratislava 1980.
- MOUSSAVIAN, E.: Die Gosau- und Alttertiär-Gerölle der Angerberg-Schichten (Oberoligozän, Unterinntal, Nördliche Kalkalpen) – Fazies, **10**, 1–86, Erlangen 1984.
- MÜLLER, K.: Das „Randcnoman“ der Nördlichen Kalkalpen und seine Bedeutung für den Ablauf der ostalpinen Deckenüberschiebungen und ihrer Schubweiten. – *Geologische Rdsch.*, **62/1**, 54–96, Stuttgart 1973.
- NACHTMANN, W. & WAGNER, L.: Mesozoic and Early Tertiary evolution of the Alpine foreland in Upper Austria and Salzburg. – *Tectonophysics*, **137**, 61–76, Elsevier, Scie. Publ., Amsterdam 1987.
- NÄNNY, P.: Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur. – Diss. ETH Zürich, 1948.
- NEUBAUER, F.: The Gurktal Thrust System within the Austroalpine Region. – *Geodynamics of the Eastern Alps*, 226–236, Deuticke, Wien 1987.
- NEUBAUER, F., FRISCH, W. & HANSEN, B.T.: Time relations between Eoalpine Metamorphism and Thrusting: Evidence from the Crystalline Basement of the Eastern Greywacke Zone. – *Geodynamics of the Eastern Alps*, 263–271, Deuticke, Wien 1987.
- NEUBAUER, F. & GENSER, J.: Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen – eine Übersicht. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **120**, 203–219, Graz 1990.
- NEUMANN, H.H.: Die Oberkreide des Krappfeldes. – *Arbeitsgung Geol. B.-A.*, 1989, 70–79, Wien 1989.
- NOTH, R.: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. – *Jb. Geol. B.-A.*, Sb. **3**, 91 S., Wien 1951.
- OBERHAUSER, R.: Bericht über mikropaläontologische Untersuchungen an Proben aus dem Bereich der Rudistenriffe der Kainach. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1959**, Wien 1959.
- OBERHAUSER, R.: Bericht über mikropaläontologische Untersuchungen im Kreideschieferzug zwischen Hintental und Lavant. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1960/3**, Wien 1960.
- OBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. – *Jb. Geol. B.-A.*, **106**, 1–88, Wien 1963.
- OBERHAUSER, R.: Bericht über Aufnahmen auf Blatt Dornbirn (111) und Blatt Bezau (112). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1964/3**, Wien 1964.
- OBERHAUSER, R.: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. – *Jb. Geol. B.-A.*, **111**, 115–145, Wien 1968.
- OBERHAUSER, R.: Stratigraphisch-Paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit. – *Geologische Rdsch.*, **62/1**, 96–105, Stuttgart 1973.
- OBERHAUSER, R.: Die postvariszische Entwicklung des Ostalpenraumes unter Berücksichtigung einiger für die Metallogenese wichtiger Umstände. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1978**, 43–53, Wien 1978.
- OBERHAUSER, R.: Das Altalpidikum (Die geologische Entwicklung von der Mittleren Kreide bis an die Wende Eozän-Oligozän). – In: *Der Geologische Aufbau Österreichs*, 699 S., Hrsg. Geologische Bundesanstalt, 35–48, Springer Verlag, Wien, New York 1980.
- OBERHAUSER, R.: Mikrofossilfunde im Nordwestteil des Unterengadiner Fensters sowie im Verspalflysch des Rätikon. – *Jb. Geol. B.-A.*, **126**, S. 71–93, Wien 1983.
- OBERHAUSER, R.: Bericht über geologische Aufnahmen in Flysch und Klippenzonen auf Blatt 55 Obergrafendorf. – *Jb. Geol. B.-A.*, **127**, 211–212, Wien 1984.
- OBERHAUSER, R.: Bericht über geologische Aufnahmen im Helvetikum und in der Nördlichen Flyschzone auf Blatt 111 Dornbirn. – *Jb. Geol. B.-A.*, **127**, 226–229, Wien 1984.
- OBERHAUSER, R.: Werner FUCHS: 10. Dezember 1937–24. November 1985 (Nachruf). – *Jb. Geol. B.-A.* **129/3+4**, 485–489, Wien 1985.
- OBERHAUSER, R.: Stratigraphische und tektonische Korrelationsprobleme zwischen den metamorphen und den nicht metamorphen Flyschen der Ostalpen. – Symposium Strukturgeologie, Kristallinegeologie, Tektonik, Kurzfassungen, Institut für Geologie u. Paläontologie, 129–132, 2 Abb., Tübingen 10.–12. 4. 1986.
- OBERHAUSER, R.: Westvergente versus nordvergente Tektonik – Ein Beitrag zur Geschichte und zum Stand geologischer Forschung, gesehen von der Ost-Westalpengrenze her. – *Jb. Geol. B.-A.*, **134**, 733–782, Wien 1991.
- OBERHAUSER, R.: Erläuterungen zu Blatt 110 St. Gallen Süd und 111 Dornbirn Süd, Geol. Karte 1 : 25.000. – *Geol. B.-A.*, 72 S., Wien 1991.
- OBERHAUSER, R.: Sigmund PREY: 3. April 1912–12. März 1992 (Nachruf). – *Jb. Geol. B.-A.*, **136/1**, 5–12, Wien 1993.
- OBERHAUSER, R., ALLEMANN, F., BERTLE, H., CZASCAR, G., FÖLLMI, K., FUCHS, G., FURRER, H., GRAAFF, L.W.S. de, HANTKE, R., HÖCK, V., KOLLER, F., KRIEG, W., LOACKER, H., RESCH, W., UCÍK, F. & WYSSLING, G.: Exkursionsführer 4 der Wandertagung 1986 der Österreichischen Geologischen Gesellschaft in Dornbirn, mit Exkursionen in Vorarlberg und Tirol sowie mit Überritten in die Schweiz und nach Liechtenstein, 130 S., Wien 1986.
- OBERHAUSER, R. & FAUPL, P.: Stratigraphische Beobachtungen zum Faziesumschwung in den Weyerer Bögen. – *Jahr. Bericht 1981, Hochschulschwerpunkt, Leoben 1982.*
- OBERHAUSER, R. & STOJASPAL, F.: Bericht über stratigraphische Untersuchungen in der Gosau südlich des Hohen Lichtes (Allgäuer Hauptkamm). – *Verh. Geol. B.-A.*, Wien 1976.
- ORTNER, H.: Die Gosauschichten des Mutterkopfes. – *Arbeitstagung 1993 der Geologischen B.-A.*, 43–54, Wien 1993.
- OSCHIDARI, H. & ZIEGLER, R.F.: Vergleichende Sm-, Nd- und Rb-Sr-Untersuchungen an Bergeller Geröllen aus der Gonfolite Lombarda („Südalpine Molasse“) und an Bergeller- und Novate-Granitoiden des Ursprungsgebietes. – *Eclogae geol. Helv.*, **85/2**, 378–387, Basel 1992.
- PAPP, A.: Vorkommen und Verbreitung des Obereozäns in Österreich. – *Mitt. Geol. Ges.*, Wien, **50**, 1957, 251–270, Wien 1958.
- PAPP, & TURNOVSKY, K.: Anleitung zur biostratigraphischen Auswertung von Gesteinsschliffen (Mikrofazies Austriaca), mit Beiträgen von H. HECKEL, F. KAHLER, R. OBERHAUSER, M.E. SCHMID, W. SCHLAGER & H. STRADNER. – *Jb. Geol. B.-A.*, Sb. **16**, Wien 1970.
- PAULCKE, W.: Tertiär im Antirhätikon. – *Z. Min. Geol. Paläont.*, **17**, Stuttgart 1910.
- PETSCHIK, R.: Zur Wärmegeschichte im Kalkalpin Bayerns und Nordtirols (Inkohlung und Illitkristallinität). – *Frankf. geol. wiss. Arb.*, C, 10, Frankfurt 1989.
- PHILIPP, R.: Die Alkali amphibole der Platta Decke zwischen Silser See und Lunghinpass (Graubünden). – *Schweiz. Mineral. petrogr. Mitt.*, **62**, 437–455, 1982.
- PLÖCHINGER, B.: Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Oberösterreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **107**, 11–69, Wien 1964.
- PLÖCHINGER, B.: Die Nördlichen Kalkalpen. – *Der Geologische Aufbau Österreichs*, Hrsg. Geologische B.-A., 218–264, Springer-Verlag Wien New York, 1980.
- PLÖCHINGER, B., mit Beiträgen von R. OBERHAUSER (Mikropaläontologie) & G. WOLETZ (Schwermineralanalyse): Das Molasseprofil längs der Bregenzer Ache und des Wirtabfels. – *Jb. Geol. B.-A.*, **101**, 293–322, Wien 1958.
- PLÖCHINGER, B.: Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (NÖ), mit Beiträgen von G. BARDOSSY, R. OBERHAUSER & A. PAPP. – *Jb. Geol. B.-A.*, **104**, 359–441, Wien 1961.
- PLÖCHINGER, B. & OBERHAUSER, R.: Die Nierentaler Schichten am Untersberg bei Salzburg. – *Jb. Geol. B.-A.*, **100/1**, Wien 1957.
- PLÖCHINGER, B., BRIX, F., KIESLINGER, A. & TRIMMEL, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohen Wand Gebietes (NÖ), 1 : 25.000, 142 S. – *Geol. B.-A.*, Wien 1967.

- PLÖCHINGER, B., DRAXLER, I., OBERHAUSER, R., SCHÜSSLER, L., STRADNER, H. & SUMMESBERGER, H.: Zur Klärung der geologischen Situation am Südende der Weyerer Bögen (Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., **130**, 93–108, Wien 1987.
- PLÖCHINGER, B. & SALAJ, J.: Der Nordrandbereich der Nördlichen Kalkalpen zwischen Kaumberg und Altenmarkt an der Tristing (NÖ) und der Mikrofossilinhalt seines Kreide-Paläogen-Anteils. – Jb. Geol. B. A., **134**, 783–808, Wien 1991.
- PLÖCHINGER, B., mit Beiträgen von I. DRAXLER, H. EGGER, P. FAUPL, & R. OBERHAUSER: Die Störungszone südöstlich des Hengstpasses mit Fenstern des Flysches und Tiefbajuvarikums. – Jb. Geol. B.-A., **137/2**, 331–344, Wien 1994.
- POBER, E. & FAUPL, P.: The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. – Geol. Rundschau, **77/3**, 641–670, Stuttgart 1988.
- PREY, S.: Mehrmalige Schweregleitungen als Denkmöglichkeit zur Auflösung der Strukturen im Bereich der Hauptklippenzone des Wienerwaldes. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 1971, 188–192, Wien 1971.
- PREY, S.: Das Frühpaläidikum (Die geologische Entwicklung zwischen der variszischen und alpidischen Hauptorogenese vom Oberkarbon und Perm durch das frühe Mesozoikum bis ins Neokom). – Der Geologische Aufbau Österreichs, Geol. B.-A., 21–34, Wien – New York (Springer) 1980.
- PREY, S.: Helvetikum, Flysche und Klippenzonen von Salzburg bis Wien. – Der Geologische Aufbau Österreichs, Hrsg. Geologische B.-A., 189–217, Springer-Verlag Wien New York 1980.
- PREY, S.: Das Ultrahelvetikum-Fenster des Gschlifgrabens süd-südöstlich von Gmunden (OÖ.). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 95–127, Wien 1983.
- PREY, S.: Das Flyschfenster von Windischgarsten und seiner Umgebung – Eine Dokumentation über Schichtfolgen und Tektonik. – Jb. Geol. B.-A., **135**, 513–577, Wien 1992.
- RATSCHBACHER, L.: Strain, Rotation, and Translation of Austroalpine Nappes. – Geodynamics of the Eastern Alps, 237–243, Deuticke, Wien 1987.
- REDDY, S.M., KLIFF, R.A. & EAST, R.: Thermal history of the Sonnblick Dome, south-east Tauern Window, Austria: Implications for Heterogeneous Uplift within the Pennine basement. – Geologische Rdsch., **82**, 667–675, Springer-Verlag 1993.
- REITZ, E., HÖLL, R., HUPAK, W. & MEHLTRETTER, Ch.: Palynologischer Nachweis von Unterkreide in der Jüngeren (Oberen) Schieferhülle des Tauernfensters. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 611–618, Wien 1990.
- RESCH, W.: Geologische Aufnahmen (Tertiär) auf Blatt 111, Dornbirn. – Verh. Geol. B.-A., **1975**, A 80–83, Wien 1975
- RESCH, W.: Bericht 1975 über geologische Aufnahmen im Grenzbereich Molasse-Helvetikum bei Dornbirn auf Blatt 111. – Verh. Geol. B.-A., **1976**, A 122–126, Wien 1976.
- RESCH, W.: Bericht über den Stand der Untersuchungen von zwei Ophiolithvorkommen im östlichen Bregenzerwald. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1976.
- RESCH, W., SARNTHEIN, M., ALLERT, Th. & TIEDEMANN, R.: Zum Gosauler Relief am Platztackkogel im südöstlichen Rofengebirge (Tirol). – Mitt. Bay. Geol. Staatsslg. Paläont. Hist. Geol., **26**, 113–120, München 1986.
- RING, U., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W.: Die Kinematik der Arosa Zone und Implikationen für die Entwicklung der Ostalpen. – Erlanger geol. Abh., **116**, 101–106, Erlangen 1988.
- RING, U., RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., BIEHLER, D. & KRÁLIK, M.: Kinematics of the Alpine plate-margin: structural styles, strain and motion along the Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss-Austrian Alps. – Journ. Geol. Soc., **146**, 835–849, London 1989.
- RING, U., RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., DÜRR, S. & BORCHERT, S.: The internal structure of the Arosa Zone (Swiss-Austrian Alps). – Geologische Rdsch., **79/3**, 725–739, Stuttgart 1990.
- RISCH, H.: Zur Sedimentationsabfolge und Tektogenese der Gosaukreide im Reichenhaller Becken. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1988**, H. 5, 293–310, Stuttgart 1988.
- ROTHPLETZ, A.: Geologische Alpenforschungen II, Ausdehnung und Herkunft der Rhätischen Schubmasse. – Lindauersche Buchhandlung, München 1905.
- RUDOLPH, J.: Tieferes Tertiär im oberen Fimbartal. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1982**, Stuttgart 1982
- RUTTNER, A.W.: The Austrian Bauxites. Their possible origin and their paläogeographic relevance. – Rend. Soc. Geol. It., **9** (1986) 281–286, 1987.
- RUTTNER, A. & WOLETZ, G.: Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. – Mitt. Geol. Ges., **48**, 221 – 256, Wien 1956.
- SALAJ, J.: The Sulov Paleogene of the Domaniza Basin in the light of new findings. – Geologica Carpathica, **44**, 95–104, Bratislava 1993.
- SALAJ, J. & SAMUEL, O.: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide (Slowakei). – Geologicky Ustav Dionyza Stura, Bratislava 1966.
- SAMUEL, O. & SALAJ, J.: Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. – Geologicky Ustav Dionyza Stura, Bratislava 1968.
- SAMUEL, O., BORZA, K. & KÖHLER, E.: Microfauna and Lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Vah Valley (West Carpathians). – Geologicky ustav Dionyza Stura, 246 p., 180 pl., Bratislava 1972.
- SATIR, M.: Rb-Sr- und K-Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen und Mineralien des südlichen Ötztalkristallins und der westlichen Hohen Tauern. – Geol. Rdsch., **65/2**, 394–410, Stuttgart 1976.
- SAUER, R., SEIFERT, P. & WESSELY, G. et al.: Guidebook to Excursions in the Vienna Basin and the Adjacent Alpine-Carpathian Thrustbelt in Austria. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **85**, 264 S., Wien 1992.
- SCHLAGINTWEIT, F.: Neritische Oberjura- und Unterkreide-Kalkgerölle aus den Losensteiner Schichten (Alb–Cenoman) der Typlokalität Stiedelsbachgraben (OÖ.). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **37**, 83–95, Wien 1991.
- SCHLAGINTWEIT, F.: Allochthone Urgonkalke im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – Münchner Geowiss. Abh., **A20**, 120 S., München 1992.
- SCHLAGINTWEIT, F. & WAGREICH M.: Über ein Vorkommen von *Munieria grambasti sarda* CHERCHI et al. in der obersanton–untercampanen Gosau Gruppe des Miesenbachtals (NÖ.). – Mitt. Geol. Bergbaustud. Österr., **38**, 21–29, Wien 1992.
- SCHLAGINTWEIT, F. & WEIDICH, K.: Fazies, Alter und Herkunft kretazischer Olistolithe (Alb–Turon) der Branderfleckschichten (Cenoman–Coniac) der Lechtaldecke in den Nördlichen Kalkalpen. – Z. dt. geol. Ges., **142**, 229–249, Hannover 1992.
- SCHMID, M.E.: Die Foraminiferenfauna des Bruderndorfer Feinsandes (Danien) von Haidhof bei Ernstbrunn (NÖ.). – Sb. der ÖAW, Math. Naturwiss. Kl., Abt. I, **171**, 315–361, Wien 1962.
- SCHMID, St., RÜCK, Ph. & SCHREURS, G.: The significance of the Schams nappe for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Penninic zone along the NFP-20 East traverse (Grisons, eastern Switzerland). – Mem. Soc. Geol. France, **156**, 263–287 1990.
- SCHMID, ST.M. & FROITZHEIM, N.: Oblique slip and block rotation along the Engadine Line. – Eclogae Geol. Helv., **86/2**, 569–593, Basel 1993.
- SCHNABEL, W.: Geologie der Flyschzone einschließlich der Klippenzone. – Arbeitstagung Geol. B.-A., Blatt 71, Ybbsitz, 17–42, Wien 1979.
- SCHNABEL, W.: 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 (1992), **13**, 405–419, Academic Press Limited, 1992.
- SCHNABEL, W., STRADNER, H. & DRAXLER, I.: Sedimentologisch, palynologische und Nannofossiluntersuchungen in der Inneralpinen Molasse des Unterinntales unter besonderer Berücksichtigung von Umlagerungsfaktoren. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **151**, 325–357, Stuttgart 1976.
- SCHÖLLHORN, E. & SCHLAGINTWEIT, F.: Allodapische Urgonkalke (Oberbarreme–Oberapt) aus der Unterkreide-Schichtfolge der Langbathzone (Nördliche Kalkalpen, OÖ.). – Jb. Geol. B.-A., **133**, 635–651, Wien 1990.
- SCHRÖDER, M.: Stratigraphische und fazielle Untersuchungen der Obertrias bis Unterkreide am Nordrand der Karawanken zwischen St. Margareten im Rosental und Abtei (Kärnten). – Jb. Geol. B.-A., **131**, 133–151, Wien 1988.
- SCHWEDER, K.: Helvetikum, Ultrahelvetikum, Feuerstätter Decke, Rhenodanubischer Flysch und Arosa-Zone zwischen Burgberg und Hindelang (Exk. G). – Jber. Mitt. Oberr. geol. Ver., N.F., **65**, 99–112, Stuttgart 1983.

- SCHWERD, K.: Zur Stratigraphie, Paläogeographie und Orogenese am Übergang vom Helvetikum zur Molasse (Obereozän-tieferees Oligozän) im Allgäu. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F. **66**, 293–307, Stuttgart 1984.
- SCHWERD, K., EBEL, R. & JERZ, H. et al.: Erläuterungen zu Blatt Immenstadt der Geol. Karte von Bayern 1 : 25.000, Nr. 8427. – Bayer. Geol. L. A., München 1983.
- SCHWERD, K. & RISCH, H.: Zur Stratigraphie und Herkunft der Feuerstätter Decke im Oberallgäu. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **65**, 279–290, Stuttgart 1983.
- SCHWIZER, B.: Die Tristelformation: Vergleichende Untersuchungen in Graubünden, Liechtenstein, Vorarlberg und Bayern. – Inauguraldissertation, 185 S., Blg.-Mappe, Bern (Universitätsdruckerei Bern) 1884.
- SEIFERT, P.: Sedimentologie und Paläogeographie des Eozäns der Waschbergzone (Niederösterreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., Österr., **28**, 133–176, Wien 1982.
- ŞENGÖR, A. M., YILMAZ, Y. & SUNGURLU, O.: Tectonics of the Mediterranean Cimmerids: nature and evolution of the western termination of the Paleo-Tethys. – In: The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Special Publication of the Geological Society, **17**, 77–112, Blackwell Scient. Publ., Oxford 1985.
- SIEBER, R. & WEINFURTER, E.: Otolithen aus den tiefen Gosauschichten Österreichs. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **71**, 358–361, Wien 1967.
- SIEGL-FARKAS, A.: Bauxite deposits and Senonian formations in Hungary (Palynological analysis). – Acta Geologica Hungarica, **34/4**, 345–350, Budapest 1991.
- SIEGL-FARKAS, A.: Palynologische Untersuchungen an ausgewählten Vorkommen der Gosauschichten Österreichs. – Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich–Ungarn, **2**, 107–122, Geol. B.-A., Wien 1994.
- SIEGL-FARKAS, A., EBNER, F. & LOBITZER, H.: Vorläufiger Bericht über Palynologische Studien in der Kainacher Gosau (Steiermark). – Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich–Ungarn, **2**, 123–126, Geol. B.-A., Wien 1994.
- SOTAK, J., SPIŠIAK, J. & BIRON, A.: Metamorphic sequences with „Bündner Schiefer“ Lithology in the Pre-Neogene Basement of the Eastern Slovakian Basin. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **86** (1993), 111–120, Wien 1994.
- SPITZ, A. & DYRENFURT, G.: Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scans und dem Stifler Joch. – Beitr. geol. Karte, Schweiz, N.F., **44**, 235 S., Bern 1915.
- STACHER, P.: Stratigraphie, Mikrofazies und Mikropaläontologie der Wang-Formation (Helvetische Oberkreide der Schweizer Alpen). – Diss. Univ. Zürich, Zürich 1980.
- STAMPFLI, P.G.M.: Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes? – Eclogae geol. Helv. **86/1**, 1–45, Basel 1993.
- STATTEGGER, K.: Multivariate statistische Auswertung von Schwermineraldaten der alpinen Gosau und Bezüge zur plattentektonischen Entwicklung der Ostalpen während der Oberkreide. – Geologische Rundschau **75/2**, 341–352, Stuttgart 1986.
- STAUFENBERG, H.: Apatite Fission-Track Evidence for Postmetamorphic Uplift and Cooling History of the Eastern Tauern Window and the Surrounding Austroalpine (Central Eastern Alps, Austria). – Jb. Geol. B.-A., **130**, 571–586, Wien 1987.
- Suess, E.: Die Entstehung der Alpen. – Wien (Braumüller) 1875.
- Suess, E.: Über das Inntal bei Nauders. – Sber. Akad. Wiss., Math.-naturw. Kl., I, **114**, Wien 1905.
- SUMMESBERGER, H.: Ammoniten aus dem Turon (Oberkreide) der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **94**, 103–133, Wien 1992.
- THIELE, O.: Das Tauernfenster. – Der geologisch Aufbau Österreichs, 699 S., Hrsg. Geologische B.-A., 300–314, Springer Verlag, Wien, New York 1980.
- THÖNI, M.: The Thermal Climax of the Early Alpine Metamorphism in the Austroalpine Thrust Sheet. With contribution by HOINKES, G. – Mem. Sci. Geol., **36**, 211–238, Padova 1983.
- THÖNI, M.: Rb-Sr Isotopic Resetting in Mylonites and Pseudotachylites. Implications for the Detachment and Thrusting of the Austroalpine Basement Nappes in the Eastern Alps. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 169–201, Wien 1988.
- THUM, I.: Neuere Daten zur Geologie des Unterengadiner Fensters (unter besonderer Berücksichtigung der Schwermineralanalysen). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **62**, 55–77, Wien 1969.
- THUM, I. & NABHOLZ, W.: Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prätigau-Lenzerheide-Oberhalbstein. – Beitr. geol. K. Schweiz, N.F., **144**, 1972.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese, 256 S. – Deuticke, Wien 1963.
- TOLLMANN, A.: Großtektonische Ereignisse aus den Ostalpen im Sinne der Plattentektonik. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72**, 37–44, Wien 1980.
- TOLLMANN, A.: The Alpidic evolution of the Eastern Alps. – Geodynamics of the Eastern Alps, 361–378, Deuticke, Wien 1987.
- TORRICELLI, G.: Geologie der Piz Lad-Piz Ajüz Gruppe (Unterengadin). – Jb. Natf. Ges. Graubünden, **85**, 83 S., Chur 1956.
- TRAUB, F.: Zur Geologie und Stratigraphie der paläozänen Oichinger Schichten im Helvetikum des Haunsberges, nördlich von Salzburg. – Mitt. Bay. Geol. Staatss., Paläont. u. hist. Geol., **30**, 137–147, München 1990.
- TRAUB, F. & WERNER, W.: Biostratigraphische Einstufung der Gastropoden aus dem Paleozän des Haunsberges (N Salzburg, OÖ.) anhand der internationalen Plankton-Foraminiferen-Zonierung. – Zitteliana, **21**, HAGN/HERM-Festschrift, 369–378, München 1993.
- TRÖGER, K.A. & SUMMESBERGER, H.: Coniacian and Santonian inceramid bivalves from the Gosau-Group (Cretaceous, Austria) and their biostratigraphic and palaeogeographic significance. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **96A**, 161–197, Wien 1994.
- TROMMSDORFF, V., DIETRICH, V., FLISCH, M., STILLE, P. & ULMER, P.: Mid-Cretaceous primitive alkaline magmatism in the Northern Calcareous Alps: Significance for Austroalpine Geodynamics. – Geologische Rundschau **79**, 85–98, Stuttgart 1990.
- TRÜMPY, R.: Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinostatischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. – Eclogae geol. Helv., **62/1**, Basel 1969.
- TRÜMPY, R.: Zur Geologie des Unterengadins. – Ergebnisse wiss. Untersuch. Schweiz. Nationalpark, Bd. XII, Ökologische Untersuchungen im Unterengadin, B I. **4**, 71–87, Chur 1972.
- TRÜMPY, R.: Die Plattentektonik und die Entstehung der Alpen. – Vierteljahrsschrift d. Naturforsch. Ges. in Zürich, **129**, Heft 5 (Neujahrsblatt), 47 S., 14 Abb., Zürich 1985.
- TRÜMPY, R.: A possible Jurassic-Cretaceous transform system in the Alps and the Carpatians. – Geol. Soc. Am. Spec. Paper **218**, 1988.
- TRÜMPY, R.: The structure of the Alps. – Časopis pro mineralogii a geologii, Orgán České Geologické Společnosti při ČSAV, 186–192, ročník 36, 4, Prag 1991.
- TRÜMPY, R., FUMASOLI, M., HÄNNY, R., KLEMENZ, W., NEHER, J. & STREIFF, V.: Aperçu General sur la Geologie des Grisons. – C. R. Somm. seances, Soc. Geol. de France, Fasc. **9**, 330–364, 391–394, Imp. Louis-Jean-GAP, 1970.
- TRÜMPY, R.: Geology of Switzerland, Part A: An Outline. Mit Beiträgen von BERNOULLI, D., GRÜNENFELDER, M., KÖPPEL, V., MÜLLER, St. & TROMMSDORFF, V. – Schweiz. Geol. Komm., Wepf & Co., Basel 1980.
- TRÜMPY, R. & TROMMSDORFF, V.: Alps of Eastern Switzerland (Exk. Nr. IV). – Geology of Switzerland, A Guide Book, 211–260, Schweiz. Geol. Komm., Wepf & Co., Basel 1980.
- ULIČNÝ, D., HLADÍCOVÁ, J. & HRADECKÁ, L.: Record of sea-level changes, oxygen depletion and $\delta^{13}\text{C}$ anomaly across the Cenomanian-Turonian boundary, Bohemian-Cretaceous basin. – Cretaceous Resarch **14**, 211–234, 1993.
- VOLLMAYR, T.: Temperature in the Subsurface of the Swiss and German alpine Foreland. – Journal of Geodynamics, **4**, 305–319, Geophysical Press, 1985.
- WAGNER, L., KUCKELKORN, K.U. & HILTMANN, W.: Neue Ergebnisse zur alpinen Gebirgsbildung Oberösterreichs aus der Bohrung Oberhofen 1 – Stratigraphie, Fazies, Maturität und Tektonik. – Erdöl, Erdgas, Kohle, **102/1**, 12–19, Wien 1986.
- WAGREICH, M.: Sedimentologie und Beckenentwicklung des tieferen Abschnittes (Santon–Untercampan) der Gosauschichtgruppe von Gosau und Rußbach (OÖ.–S.). – Jb. Geol. B.-A., **131**, 663–685, Wien 1988.
- WAGREICH, M.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in der kalkalpinen Oberkreide auf Blatt 69, Großraming. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 432 – 433, Wien 1990.
- WAGREICH, M.: Correlations of Late Cretaceous calcareous nanofossil zones with ammonite zones and planctonic Foraminifera: the Austrian Gosau sections. – Cretaceous Resarch, **13**, 505–516, 1992.

- WAGREICH, M.: A review of low-latitude "Tethyan" calcareous nannoplankton assemblages of the Cretaceous. – *Schr. Erdwiss. Komm. ÖAW.*, 45–55, Wien 1992.
- WAGREICH M. & FAUPL, P.: Palaeogeography and geodynamic evolution of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Late Cretaceous, Eastern Alps, Austria). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology.* – Elsevier, Amsterdam 1994.
- WAGREICH, M. & MARSCHALCO, R.: Late Cretaceous to Early Tertiary palaeogeography of the Western Carpathians (Slovakia) and the Eastern Alps (Austria). – *Geologische Rdsch.*, **84/1**, 1995, S. 187–199, Berlin 1995.
- WAGREICH, M. & SCHLAGINTWEIT, F.: Urgonkalkgerölle aus den Konglomeraten der Lilienfelder Gosau (NÖ Kalkalpen). – *Mitt. Geol. Bergbaustudenten*, **36**, 147 – 167, Wien 1990.
- WEGMANN, R.: Zur Geologie der Flyschzone südlich Elm (Kanton Glarus). – *Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ.*, 256 S., Zürich 1961.
- WEIDICH, K.F.: Feinstratigraphie und Taxonomie planktonischer Foraminiferen und Paläoökologie der Foraminiferen-Gesamtf fauna der kalkalpinen tieferen Oberkreide (Untercenoman – Untercampan) der Bayerischen Alpen. – *Abh. Bayer. Akad. Wiss., math-naturw. Kl., N.F.*, **162**, 151 S., München 1984.
- WEIDICH, K.F.: Über die Beziehungen des „Cenomans“ zur Gosau in den Nördlichen Kalkalpen und ihre Auswirkungen auf die paläogeographischen und tektonischen Vorstellungen. – *Geol. Rundschau* **73/2**, 517–566, Stuttgart 1984.
- WEIDICH, K.F.: Stratigraphie der Branderfleck-Schichten (Untercenoman bis Untercampan) in den Bayerischen Alpen. – *Schriftenreihe, Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss.*, **7**, 221 – 261, Wien 1985.
- WEIDICH, K.F. & SCHWERD, K.: Über den Feuerstätter Flysch im Allgäu. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **174**, 193–212, Stuttgart 1987.
- WEISSERT, H.: Zur Geologie der Casanna bei Klosters. – *Eclogae Geol. Helv.*, **68/1**, 222–229, Basel 1975.
- WEISSERT, H. & BERNOULLI, D.: A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. – *Geologische Rundschau* **74/3**, 665–679, Stuttgart 1985.
- WESSELY, G.: Der Aufschluß auf kalkalpine und subalpine Tiefenstrukturen im Untergrund des Wiener Beckens. – *Erdöl-Erdgas*, **100**, 285–292, Wien 1984.
- WESSELY, G.: Mesozoic and Tertiary Evolution of the Alpine-Carpathian Foreland in Eastern Austria. – In: P.A. ZIEGLER (ed.): *Compressional Intra Plate Deformation in the Alpine Foreland, Tectonophysics*, **137**, 45–59, Amsterdam 1987.
- WESSELY, G.: Der Tiefenaufschluß im Wiener Becken und der Molassezone als Ausgangspunkt für die Alpenexploration in Österreich. – *Erdöl-Erdgas-Kohle*, **104**, 11, 440–446, Wien 1988.
- WESSELY, G.: The Calcareous Alps below the Vienna Basin in Austria and their structural and facial development in the Alpine-Carpathian border zone. – *Geologica Carpatica*, **43**, 6, 347–353, Bratislava 1992.
- WIEDMANN, J.: On the significance of ammonite nuclei from sieve residues. – *Actes colloq. afric. Micropaläont.*, VI., *Ann. Mines. Geol.*, **28**, 135–161, Tunis 1974.
- WIDDER, R.W.: Zur Stratigraphie, Fazies und Tektonik der Grestener Klippenzone zwischen Maria Neustift und Pechgraben (OÖ). – *Mitt. Geol. u. Bergbau Studenten, Österr.*, **34/35**, 79–133, Wien 1988.
- WILLE, U.: Die Foraminiferenfauna des Eozäns von Schorn bei Abtenau (Salzburg). – *Jb. Geol. B.-A.*, **111**, 213–291, Wien 1968.
- WILKENS, E.: Paläogene Sedimente des Krappfeldes und seiner Umgebung. – *Arbeitstagung Geol. B.-A.* 1989, 85–106, Wien 1989.
- WINKLER, W.: Mid- to Early Late Cretaceous Flysch and Melange Formations in the Western Part of the Eastern Alps. *Palaeotectonic Implications.* – *Jb. Geol. B.-A.*, **131**, 341–389, Wien 1988.
- WINKLER, W., GALETTI, G. & MAGETTI, M.: Bentonite im Gurnigel-, Schlieren- und Wägital-Flysch: Mineralogie, Chemismus, Herkunft. – *Eclogae geol. Helv.*, **78/3**, 545–564, Basel 1985.
- WINKLER, W., WILDI, W., STUIJVENBERG, J.V. & CARON, Ch.: Wägital-Flysch et autres flyschs penniques en Suisse Centrale. – *Eclogae geol. Helv.*, **78/1**, 1–22, Basel 1985.
- WOLETZ, G.: Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiärschichten der nördlichen Ostalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **106**, 89–119, Wien 1963.
- WOLETZ, G.: Vergleich der Tertiär- und Kreideablagerungen vom Krappfeld (Kärnten) mit solchen aus den Nördlichen Kalkalpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, Wien 1965.
- WOLETZ, G.: Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit. – *Geologische Rdsch.*, **56/1**, 308–320, Stuttgart 1967.
- WOLETZ, G.: Schwermineralanalysen von Kreidesandsteinen aus den westlichen Karpaten (Bericht 1966). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1967**, S. A65, Wien 1967.
- WOPFNER, H.: Neue Beiträge zur Geologie der Gosauschichten des Muttekopf-Gebietes (Tirol). – *N. Jb. Geol. Paleont. Abh.*, **100**, Stuttgart 1954.
- WYSSLING, G.: Der frühkretazische helvetische Schelf in Vorarlberg und im Allgäu – Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie. – *Jb. Geol. B.-A.*, **129/1**, 161–265, 50 Abb., 1 Tab., 8 Tafeln, Wien 1986.
- ZIEGLER, P.A.: Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland – a geodynamical model. – *Tectonophysics*, **137**, 389–420, Elsevier *Scie. Publ.*, Amsterdam 1987.