

## Der karpatische Einfluß am Ostrand der Alpen

Von Alexander Tollmann \*)

Mit 1 Abb. und 1 Tab.

„In einer Stadt wie Wien, wo im landschaftlichen Ausblick die Grenzen des Staats- und Sprachbereiches jedem einzelnen vertraut und geläufig sind, ist die Frage nach dem, was jenseits von Grenzen liege, keine ungewöhnliche.“  
H. K ü p p e r 1968, S. 155.

### Inhalt

	Seite
Zusammenfassung . . . . .	175
Allgemeine Anmerkungen zur Frage von Verbindung und Trennung von Alpen und Karpaten . . . . .	176
Der karpatische Einfluß am Ostrand der einzelnen alpinen Zonen . . . . .	178
A. Molassezone	
1. Ungefaltete Molasse . . . . .	178
2. Subalpine und Subkarpatische Molasse sowie innerer Molasse-Untergrund . . . . .	179
B. Externiden (Helvetikum s. l. und Flyschzone) . . . . .	182
1. Ältermesozoischer Sockel der Externzone . . . . .	182
2. Jungsedimentanteil der Externzone . . . . .	183
C. Nördliche Kalkalpen (Oberostalpin) . . . . .	186
1. Allgemeine vergleichende Anmerkungen . . . . .	186
2. Spezielle Faziesinflüsse im Kalkvoralpin (Lunzer-Weißwaag- fazies, Rohrer-Schwarzwaagfazies, Triesting-Strážovfazies) . . . . .	189
3. Wechsel von der alpinen in die karpatische Streichrichtung . . . . .	193
4. Kalkhochalpen-Gemeriden . . . . .	193
5. Südlichstes Oberostalpin — Ungarisches Mittelgebirge und Südgemeriden . . . . .	197
D. Mittelostalpin — Veporiden . . . . .	198
E. Unterostalpin — Križnasytem . . . . .	199
F. Wechsel-Rechnitz-Kuppeln und Tatriden . . . . .	200
G. Inneralpine Ostrandbecken . . . . .	201
Literatur . . . . .	202

\*) Adresse des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. Alexander Tollmann, Geologisches Institut der Universität Wien, A 1010 Wien, Universitätsstraße 7.

Tabelle 1

	Ostalpen	Westkarpaten
Molassezone	Vorland-Molasse im Außer-alpinen Wiener Becken	Vortiefen-Außenanteil
	St. Pöltener Vorzone — Waschberg-Vorzone	Pausramer Schuppe
	Subalpine Molasse — Waschbergzone	Steinitzer Einheit
Externiden	Buntmergelserie („Ultrahelvetikum“) mit Hauptklippenzone des Wiener Waldes	Subsilesische Decke
	Wienerwald-Flyschdecken (Greifensteiner D., Kahlenberg-D., Laaber Decke)	Westkarpatische Flyschdecken (Schlesische D.; Magura-D. mit Rača-, Bystrica- und Orava-Teildecke)
	Grestenerzone s. I. — —	Pieniden N: Czorsztýner-subpienidische Einheit
	Grestener-St. Veiter Fazieszone	S: Kysuca-pienidische Einheit
	Ultrapienidischer Rücken	Ultrapienidischer Rücken
Metamorphiden	Schwelle (unter dem Wechsel begraben)	Hochtatrikum (Tatriden)
	Trog: Rechnitzer Serie	— — —
Zentraliden	Unteroostalpin: Semmering-System	Untersubtatrikum: Vysoka-Decke, Krížna-Decke.
	Mitteloostalpin: Troiseck-Thörl	Mittelsubtatrikum: Veporiden-Deckensystem
	Oberostalpin: Kalkalpen Nord-Voralpin: (Frankenfelder D., Lunzer D., Peilstein-Schuppe) Süd-Voralpin: Göllerdecke Kalkhochalpin: Mürzalpen-, Schneeberg-Decke Nordalpine Schollen der Zentralzone	Obersubtatrikum: Choč-Deckensystem  Strážov-Niedzov-Deckensystem Gemeriden

Tabelle 1: Die homologen Einheiten in der aneinandergrenzenden Region von Ostalpen und Westkarpaten (das Subtatrikum wurde im Sinne der natürlichen Zusammenhänge neu untergliedert).

## ZUSAMMENFASSUNG

Es wird dargestellt, wie weit und in welcher Form die karpatischen Einflüsse in den einzelnen Ostalpen-Zonen gegen Westen reichen. Es ergibt sich folgende Westabgrenzung dieser Einflußzone.

**Ungefaltete Molasse:** Umstellung knapp W vom Außer-alpinen Wiener Becken durch Verschiebung des Sedimentationsumfanges gegen oben hin: Statt Obereozän bis Ottunngien („Unterhelvet“) des Westens — Eggenburgien bis Pontien im Osten. Umstellung auf karpatisches Streichen ab Westrand des Außer-alpinen Wiener Beckens.

**Gefaltete Molasse:** Einsetzen der Äquivalente der Pausramer Schuppenzone in der St. Pöltener und Waschberg-Vorzone. Einsetzen der Steinitzer Einheit ab der Waschbergzone an der Donau mit zahlreichen karpatischen litho- und biofaziellen Merkmalen. Einsetzen des mesozoischen Staatzer Faziestroges ab dem Wienerwald-Untergrund westlich von Wien.

**Externzone:** Auftauchen des mesozoischen Anteiles der pienidischen Kysucafazies in Form der Grestener Zone ab dem Traunstein-Vorland in O.-O. Beginn der karpatischen Sandstein-reichen Entwicklung der ultrahelvetisch-subsilesischen Jungschichtenzone ab Hauptklippenzone des Wiener Waldes. Herauentwicklung des westlichen karpatischen Flysch-zonentypus mit Dominanz des Paläogens gegenüber der Kreide ab dem Wienerwald-Westrand, Vorstoß der alpinen Zementmergel-Oberkreide in der Kahlenbergdecke bis in den Wiener Becken-Untergrund. Umstellung auf karpatische tektonische Gliederung ab Laaber-St. Veiter-Einheit.

**Kalkvoralpen:** In der kalkvoralpinen Einheit reicht die besonders durch Reiflinger und Lunzer Schichten charakterisierte karpatische Weißwaagfazies mit der ihr vollkommen entsprechenden Lunzer Fazies bis zu den Weyerer Bögen, die durch die dolomitreiche Trias charakterisierte Schwarzwaagfazies bis zu der ihr identen Rohrer Fazies in N.-O., die an Steinalm-Wettersteinkalk reiche, aber noch Hauptdolomit führende Strážov-Nedzov-Fazies reicht mit der ihr völlig gleichenden Triestingfazies bis ins Hohe Mandling-Dürre Wand-Gebiet. Die spezifische, z. T. flyschartige Kreide-Alttertiär-Entwicklung des Brezovátroges reicht bis in die Gießhübler Mulde. Der Knick der einzelnen tektonischen Hauptzonen in die karpatische Richtung liegt an verschiedenen Stellen noch innerhalb der niederösterreichischen Kalkvoralpen.

**Kalkhochalpen:** Ebenso klar wie die „kalkvoralpinen“ karpatischen Teilfazies läßt sich die karpatische Gemeridenfazies mit einer Reihe sehr spezifischer Schichtglieder in den Alpen, u. zw. im Norden im Bereich der Miesenbachfazies (Hohe Wand bis Mürztaler Alpen), im Süden in Form der Hochschwabfazies (Schneeberg und westlichere Schollen) erfassen: Mitteltrias mit Steinalm-Wettersteinkalk, darin untergeordnet eingeschaltetem Reiflinger Kalk, verstärkter vulkanischer Einfluß in der Mittel-

trias, Karn mit Opponitzer Riffkalk (Tisovec-Kalk), Nor als Wandkalk (= Furmanec-Kalk) und Rhät mit einer besonderen, extrem mikrofossilreichen Starhembergkalktype sind bezeichnend.

**Zentralalpen:** Die tektonische Reduktion des Mittelostalpins im Ostabschnitt der Ostalpen ist bezeichnend im Vergleich mit dem auch nur im wurzelnden Bereich in den Westkarpaten vorhandenen Veporiden-Äquivalent. Typisch karpatische Züge sind im unterostalpinen Semmeringssystem die so auffällige Bunte Keuperfazies bestimmter Art, die bis zum Untertauchen des Unterostalpin an der Stanz-Birkfelder Linie herrscht. Karpatisch ist auch der Beginn der Aufgliederung der sonst einheitlichen Aufwölbung der Zentralzone in eine Reihe von Einzelfenstern in der Wechsel-Rechnitzer Fenstergruppe.

**Innerostalpine Ostrandbecken:** Die Ausläufer der beiden jungtertiären Vulkanzyklen des Innerkarpatisch-Ungarischen Beckens sind noch kräftig im Steirischen Becken, aber auch noch in den übrigen Randbuchten bis zum Wiener Becken zu registrieren.

Der eingehende Vergleich der benachbarten Teile der entsprechenden alpin-karpatischen Zonen erbrachte manche bisher nicht bekannte Identitäten lokaler Faziesausbildungen — wobei einige gut umrissene Fazies in den Nördlichen Kalkalpen neu ausgegliedert wurden, bzw. die bisher nicht genügend bekannte Homologie bestimmter typischer, aber unter verschiedenen Namen geführter Schichtglieder klargelegt wurde.

### **ALLGEMEINE ANMERKUNGEN ZUR FRAGE VON VERBINDUNG UND TRENNUNG VON ALPEN UND KARPATEN**

Die einzelnen Gebirgsabschnitte im mediterranen Orogen stellen meist nicht nur geographische Einheiten, sondern auch geologische Individualitäten dar. Neben vielen individuellen Zügen tritt in diesen Gebirgsstöcken viel Gemeinsames, mit den Nachbarteilen des Gesamtrogens Verbindendes auf. Manche große Längsteileinheiten sind durchlaufend über zwei oder mehrere Teilgebirge zu verfolgen. Beispiele hierfür bieten etwa das Pennin von Korsika bis Rechnitz oder das Oberostalpin, das von der Ostschweiz bis in die Ostkarpaten durchläuft (vgl. Karte Abb. 1 bei A. TOLLMANN 1969). Die vergleichende regionalgeologische Betrachtung hat daher zwei Aufgaben: Sie hat in erster Linie den Einbau des Einzelgebirges in das Gesamtsystem zu vollziehen — eine Tätigkeit, die auch heute noch die Hauptkräfte der Forscher bindet —, sie hat aber außerdem die Darstellung der Individualität vorzunehmen, hat das Besondere jedes Einzelabschnittes in Fazies und Baustil herauszustreichen.

Befindet man sich nahe der Grenze zweier solcher Gebirgsabschnitte, so wird man immer wieder teils mit dem Eigenständigen, teils mit den noch hereinreichenden „fremden“ Einflüssen konfrontiert. Es ist daher kein Zufall, daß etwa von der Geologie vom Wiener Raum aus immer wieder

Gedanken über „Trennendes und Verbindendes an der Alpen-Karpaten-Grenze“ entwickelt werden. Sind doch gerade hier deutliche, aber auch sehr fein nuancierte Einflüsse des östlichen Gebirgssystems in Fazies, tektonischer Formung und sogar noch in der morphologischen Gliederung zu spüren. Als zusätzliche Schwierigkeit in der Parallelisierung kommt in diesem Raum — etwa gegenüber den Verhältnissen an der West-Ostalpengrenze — noch der tiefe Einbruch des Verbindungsstückes am Donaudurchbruch hinzu, in den großen Neogenbecken über 5000 m tief mit neogenen Ablagerungen verschüttet, so daß die Festlegung des Weiterstreichens der alpinen Längszonen im Verein mit den angedeuteten mannigfaltigen Abwandlungen an ihrem Ostrand jenseits der Einbruchsbecken gar nicht so einfach vorzunehmen ist und daher wiederholt wechselnde Deutung erfahren hat. Mit der fortschreitenden Kenntnis der faziellen und strukturellen Eigenart der einzelnen Zonen und Deckensysteme der beiden Gebirge, mit der rasch anwachsenden Kenntnis des Baues des Untergrundes der Alpenostrand-Becken — unter denen gerade das Wiener Becken mit seiner besonderen Bedeutung zufolge seiner Position genau über den sich hier eng drängenden Hauptzonen des Gebirgsstranges heute zufolge des einmalig dichten Bohrungsnetzes der Erdölfirmen auch in bezug auf seinen Untergrund bereits gut bekannt ist — gelingt der Vergleich und die Parallelisierung der Einheiten mit wachsender Sicherheit. Kartenmäßige Darstellungen über den Zonenverlauf im Untergrund des Wiener Beckens geben in neuerer Zeit Daten über dieses unmittelbare Bindeglied (J. KAPOUNEK et al. 1963, A. TOLLMANN 1971).

Bevor nun auf das eigentliche Thema dieses Aufsatzes, die Herausarbeitung der teils bekannten, teils aber auch noch nicht allgemein bewußten karpatischen Züge in der Physiognomie des östlichen Alpenabschnittes eingegangen wird, erscheint es günstig, tabellarisch einen Vergleich der parallelisierbaren Einheiten in Alpen und Karpaten vorzunehmen, um die Basis für die weiteren Ausführungen zu bieten. Parallelisierungen des Ensembles oder einzelner Teile sind ja in neuerer Zeit — wenn wir hier von den älteren Versuchen absehen wollen — in größerer Zahl vorgenommen worden, wobei auf fazielle wie tektonische Gegebenheiten zu beiden Seiten der Grenze eingegangen worden ist. Unter diesen Darstellungen der neueren Zeit seien hervorgehoben: D. ANDRUSOV 1960, 1968; G. GÖTZINGER 1945; R. GRILL 1962, 1968; H. KÜPPER 1952, 1960 a, 1960 b, 1968; M. MAHEL 1963; B. PLÖCHINGER 1960; S. PREY 1960, 1965; Z. ROTH 1967; V. SCHEFFER 1963; A. TOLLMANN 1960, 1963 a, 1963 b, 1965 a, 1965 b, 1969, 1971; M. VENDEL 1960 u. a. Auf das Thema der Parallelisierung der Einheiten, die allerdings trotz der zahlreichen Publikationen noch nicht einhellig durchgeführt wird, soll hier nicht wieder eingegangen werden, sondern es wird unter Hinweis auf die oben zitierten Arbeiten und Diskussionen die sich daraus nach Ansicht des Verfassers ergebende, heute am besten vertretbare Meinung auf der Tab. 1 übersichtlich dargestellt und nur in einzelnen besonders divergierenden Punkten hierzu Belegmaterial

aufgezählt. Schwerpunkt der Darstellung ist vielmehr das Aufspüren der karpatischen Einflüsse in den einzelnen Zonen, wobei man als Grenze zwischen Alpen und Karpaten wie in geographischem Sinne die Donau nehmen kann.

## DER KARPATISCHE EINFLUSS AM OSTRAND DER EINZELNEN ALPINEN ZONEN

### A. Molassezone

#### 1. Ungefaltete Molasse

**Allgemeine Charakteristik.** Der äußere Abschnitt der Molasse zieht von den Ostalpen ohne Unterbrechung in die äußere karpatische Molasse weiter. Der Anteil der Molassezone zwischen dem Südsporn der Böhmisches Masse im Dunkelsteinerwald und der Landesgrenze, also der sich rasch verbreiternde Teil zwischen St. Pölten und Laa/Thaya wird seit alters als „Außeralpines Wiener Becken“ bezeichnet (eine ungünstigere und in jeder Hinsicht unnatürlichere Grenze ist von manchen Autoren an die Donau gelegt worden). Die sich schon in dieser Bezeichnung ausdrückende Sonderstellung dieses östlichen Teiles der österreichischen Molasse kommt in zahlreichen stratigraphischen wie tektonischen Zügen zum Ausdruck, die sich bei näherem Zusehen als karpatische Züge erkennen lassen, als Eigenheiten also, die sonst bereits der westkarpatischen Molasse eigen sind.

**Karpatische Züge in der ungefalteten Molasse Österreichs.** In stratigraphischer Hinsicht verschiebt sich mit dem Einsetzen des Außeralpines Wiener Beckens bzw. (für die Basis) knapp W davon der Schichtumfang der Molassezone Österreichs in bezug auf Unter- und Obergrenze nach oben hin. Während in Oberösterreich der Molassetrog auch im ungefalteten Teil mit Obereozän bzw. im restlichen Niederösterreich E der Enns mit Rupel einsetzt (R. JANOSCHEK 1961, S. 166; 1969, Abb. 2, 5), beginnt die tertiäre Füllung in der Vorlandmolasse vom Raum S des Südsporns der Böhmisches Masse an gegen E erst mit einem noch schwächtigen und lückenhaften Oberoligozän, Melker Serie (Chatt-Aquitane, F. BRIX & K. GÖTZINGER 1964, Abb. 1). Dabei aber eröffnet ebenso wie in der westkarpatischen Fortsetzung der Molassezone (T. BUDAY & I. CÍCHA 1968, S. 562 ff.) erst das Eggenburgien mächtig die tertiäre Schichtfolge über Kristallinsokkel und seiner molasseeinwärts gelegenen mesozoischen Bedekung (l. c., Abb. 6—7; A. PAPP et al. 1971, S. 55 ff.).

In bezug auf die **innere Gliederung** der Serie des Außeralpines Wiener Beckens nach Schichtfolge, Fazies, Fauna, Diskordanzen etc. ist bezeichnend, daß die Neugliederung dieses jungtertiären Abschnittes im Westrandbereich der zentralen Paratethys (vgl. A. PAPP et al. 1968) gleichermaßen Außer- und Inneralpines Wiener Becken, sowie die Fortsetzung dieser Einheiten in Mähren und im Inneren Karpatenbecken zugrunde-

legen konnten, da sich hier so enge Übereinstimmungen ergeben: Eggenburger Serie allgemein an der Basis, Luschtitzer Serie als Äquivalent der Oncophoraschichten und der liegenden schiefrigen Tonmergel (Schlier), Karpatische Formation als Äquivalent der Laaer Schichten, schließlich das Badenien, das Sarmatien und Pannonien sind in vergleichbarer Ausbildung wie in den übrigen anschließenden östlichen Regionen hier vertreten, während weiter im Westen jüngere Schichtglieder als Ottningien (Unterhelvet im alten Sinne) in mariner bzw. brackischer Ausbildung fehlen.

In tektonischer Hinsicht springt ebenfalls mit Einsetzen des Außer-alpinen Wiener Beckens die Umstellung auf karpatisches Streichen ins Auge: Die Hauptelemente der vom Untergrund diktierten tektonischen Linien schwenken hier von der W—E-Richtung in die NE-Direktion ein: so vor allem auch der Hauptabbruch zwischen Hochscholle im NW (Sitzendorfer Scholle) und Tiefscholle im SE (Hollabrunn—Laaer Scholle) — vgl. R. GRILL (1958, Kt.; 1962, Taf. 1).

## 2. Subalpine und Subkarpatische Molasse sowie innerer Molasse-Untergrund

a) Waschberg-Vorzone. In der gesamten Längserstreckung der Alpen erfuhr der südliche Randstreifen der Molassezone unter dem auffahrenden Deckenstapel eine starke tektonische Umgestaltung in Form von enger Faltung, Schuppung, Steilpressung, so daß man diese schmale, gepreßte Molasse-Südrandzone unter der eigenen Bezeichnung „Subalpine Molasse“ zusammengefaßt hat. In dieser Zone treten nun im östlichsten Abschnitt der Alpen eine Reihe von tiefgreifenden Umstellungen auf den karpatischen Bauplan ein. Außerdem fällt — von Westen kommend — zunächst eine mit dem Außer-alpinen Wiener Becken W von St. Pölten im Südteil der Vorlandmolasse vor der hier sehr schmalen, enggepreßten Subalpinen Molasse einsetzende Aufschuppungslinie auf, die zuerst von R. GRILL 1957, S. 31; 1958, S. 51, Kt.) erfaßt und als St. Pöltener Störung bezeichnet worden war. Damit wurde in der St. Pöltener Vorzone das Einsetzen eines neuen — wie gezeigt werden wird — karpatischen Elementes, das nördlich der Donau zunächst als Waschberg-Vorzone bezeichnet wird, belegt. Die St. Pöltener Störung setzt trotz kleinerer Blattverschiebungen im Donaugebiet offensichtlich in der Senninger Aufschubung N der Donau fort, also in jener Störung, die die eisenschüssigen Sande des oberen Ottningien (?) über die Laaer Schichten des Karpatien hochschuppt (R. GRILL 1962, S. 35; 1968, S. 98). Diese Waschberg-Vorzone ist in ihren einzelnen Abschnitten, durch Blattverschiebungen getrennt, verschieden hoch emporgeschleppt. So bringt der Abschnitt vor den Leiser Bergen bereits die schiefrigen Tonmergel des Burdigal (im alten Sinne) an die Oberfläche (R. GRILL 1962, S. 98, Taf. 1), während weiter im NE wiederum oberes Ottningien in Form der Oncophora-Schichten die Zone einleitet. Interne Schuppung tritt hier auf.

Jenseits der österreichischen Grenze bildet die Pausramer Schuppenzone (Pouzdrány-Einheit, -Decke) mit ihrer Schichtfolge von Obereozän, Oligozän und Karpatien („Oberhelvet“) sowie starker innerer Schuppung (I. СІСНА et al. 1965, S. 86 ff., Z. ROTH 1965, S. 61, Abb. 2) die Fortsetzung der dazwischen von der Waschbergzone überwältigten Waschberg-Vorzone — auch wenn Z. ROTH (1967, S. 32) die Pouzdrány-Decke mit dem Thayatal bereits in Mähren gegen SW endend dachte. Vergleichend erblickt man in der St. Pöltener Vorfaltungszone, der Waschberg-Vorzone und der Pouzdrány-Decke Teilstücke ein- und derselben Einheit, deren Bewegungsausmaß gegen NE zunimmt.

b) Staatzer Faziestrog (Laaer Faziestrog). Als ein völlig neues, den Alpen fremdes Element tritt im Untergrund des inneren Molassestreifens, mit dem Schwerpunkt N der Donau entwickelt, der mesozoische Staatzer Faziestrog schräg bzw. fast quer an und unter die alpinen Randzonen heran. Dieser durch die geophysikalischen Arbeiten und die Bohrungen der ÖMV-AG besonders seit der Bohrung Staatz 1 direkt erfaßte mesozoische Trog eigener Fazies erreicht Mächtigkeitsmaxima von über 2700 m und ist an karpatisch streichenden, SSW—NNE ziehenden syndementären Störungen angelegt. Im Süden wurde er durch die Bohrung Mauerbach 1, quer unter die Flyschzone ziehend, registriert. Alle wesentlichen Daten über diesen Trog sind in den Arbeiten von F. BRIX & K. GÖTZINGER (1964) und besonders von J. KAPOUNEK et al. (1967) zusammengestellt. Die vorwiegend schieferig-detritischen Serien setzen mit einem Lias in Grestener Fazies aus Tonsteinen, Sandsteinen und Kohlschmitzen, aber auch marinen Niveaus ein, führen im höheren Teil des Lias *Bositra buchi* (ROEMER), zeigen im Dogger tonig-sandige, im Malm schieferige Fazies mit untergeordneten Dolomit-Einschaltungen und den tithonen Ernstbrunner Kalken, umfassen eine bis 1100 m mächtige kalkmergelige Unterkreide und eine bis 517 m starke, bis ins Obercampan reichende Oberkreide. Bemerkenswert ist die Einschaltung von mindestens sieben, bis 8,7 m (oder mehr) mächtigen Horizonten von Metadiabasen im Jura (H. WIESENER 1965; fazielle Bemerkungen hierzu A. TOLLMANN 1971, S. 107). In fazieller Hinsicht klingt diese Serie im tieferen Jura noch in manchem an die Grestener Entwicklung der Externzone an, ist aber durchaus eigenständig. Als Bezeichnung dieser Fazies und dieses selbständigen Troges ist gegenüber dem ursprünglich vorgeschlagenen Namen „Laaer Faziestrog“ (A. TOLLMANN 1963 b, S. 48) auf Grund der Kritik von F. BRIX & K. GÖTZINGER (1964, S. 65) zufolge der Namensähnlichkeit zu den Laaer Schichten des Jungtertiärs dieses Raumes die Bezeichnung „Staatzer Fazies“ zu bevorzugen (A. TOLLMANN 1967 b, S. 502), da hierdurch zugleich die Lokalität festgehalten ist, in der dieser Faziestrog zum ersten Mal erbohrt worden ist. Dieses Element, über dessen starke außer-alpine und östliche fazielle und faunistische Beeinflussung im folgenden Abschnitt im Zusammenhang mit der ihm verwandten Waschbergzone



einiges vermerkt wird, zieht im Süden unter der Molasse schräg unter die Flyschdecken und ist derzeit noch bis in den Westen von Wien als Sockelhülle unter dem alpinen Deckenland erfaßt worden.

c) Waschberg-Ernstbrunner-Steinitzer (Ždánice)

Einheit. Historisch gesehen ist diese Zone am frühesten als ein dem alpinen System fremdes, neues, karpatisches Element erkannt worden, das bis in das Blickfeld Wiens hereinreicht. Zahlreiche Arbeiten haben sich schon mit den eigenständigen Wesenszügen befaßt, so daß dieser Abschnitt hier kurz gehalten wird. Von den älteren Arbeiten abgesehen sind es in jüngster Zeit vor allem die Untersuchungen von R. GRILL (z. B. 1962, 1968), durch welche Stratigraphie, Tektonik und Stellung im Gesamttraum im einzelnen geklärt worden sind.

Als Ergebnis aller Untersuchungen läßt sich heute folgendes zusammenfassen: Die Waschberg-Ernstbrunner-Pavlov-Zone entwickelt sich N der Donau aus der subalpinen gefalteten und geschuppten Molasse und setzt sich nach NE direkt in die Steinitzer Decke (Ždánice-Decke), einer subkarpatischen Randdecke, fort. Sie besitzt in Österreich einen Schichtumfang vom Jura bis zum Ottangien („Unterhelvet“), das Karpatien erscheint noch lokal und etwas diskordant, die Untere Lagenidenzone des Badenien transgrediert schon nach der Haupttektonik über den Schuppenbau. In fazieller Hinsicht ist der mesozoische Anteil in Staatzer Entwicklung ausgebildet, wie besonders die an zahlreichen inneren Schuppungsflächen emporgelassenen Durchspießungsklippen von Ernstbrunner Kalken, Klentnitzer Tithon-Mergeln u. a. mesozoischen Gliedern zeigen — Typen, die auch der ultrahelvetischen Grestener Randzone fremd sind. Die außer-alpinen borealen Einflüsse, die sich von Osten her über die berühmten Klippen von Stramberg, Freistadt etc. herüberverfolgen lassen, sind wiederholt analysiert worden (zuletzt A. TOLLMANN 1963 b, S. 48 f.). Berühmt sind auch die außer-alpinen böhmischen Einflüsse in der Fauna der Unterkreide, auch in der Mikrofauna, wie seit F. KARRER (1870, S. 157 ff.) bekannt, von R. NOTH (1951, S. 14) bestätigt und von H. KÜPPER (1952, S. 254) in seiner Studie über „Verbindendes und Trennendes an der Alpen-Karpaten-Grenze“ hervorgehoben.

Auch tektonisch zeigt die Waschbergzone mit ihren zahlreichen „Klippen vom karpatischen Typus“ — wie D. ANDRUSOV (1968, S. 57) die Durchspießungsklippen allgemein nennt — einen neuen Baustil. S von Ernstbrunn lassen sich 4—5 Schuppen mit hochgeschleppten älteren Gliedern zwischen schieferiger Tonmergelgrundmasse des Tertiärs feststellen. Die Fortsetzung dieses N der Donau neu einsetzenden Elementes läßt sich jenseits der Grenze mit Sicherheit in der Steinitzer Decke erfassen (I. CÍCHA et al. 1964, S. 446 ff.). Entgegen dieser Darstellung und auch entgegen der Auffassung von Z. ROTH (1967, S. 32), daß sich die Steinitzer Einheit

gegen NE in die Subsilesische Decke fortsetzt, ist der Auffassung von S. PREY (1960, S. 210; 1965, S. 70) beizupflichten, daß sich die Subsilesische Decke eher mit der Buntmergelserie, nicht aber mit der subkarpatischen Molassezone der Steinitzer Decke vergleichen läßt — besonders auf Grund der Kreide-Ausbildung. Aber auch die Entwicklung des Unter-miozäns der Steinitzer Decke in Schlier-Molassefazies läßt, wie D. ANDRUSOV (1968, S. 31) betont, diese Einheit nur als Vortiefen-Abkömmling betrachten, während in der Subsilesischen Decke kein Neogen, kein Vortiefencharakter vorhanden ist.

### B. Externiden (Helvetikum s. I. und Flyschzone)

Nicht einfach ist der Vergleich der Einzelelemente der Externzone am Alpenostrand mit jenen der Westkarpaten durchzuführen, um die Gegensätze und gemeinsamen Charakterzüge von E und W herauszuarbeiten. Die tektonische Situation dieses Streifens ist im einzelnen noch nicht genügend erklärt. Einem Umstand muß man von vornherein hier Rechnung tragen: daß sich die Flyschzone und die mergelig entwickelte Jungserie im übrigen Raum der Externiden grundsätzlich nicht genau an die alten Fazieströge des Jura halten müssen, sondern durchaus schräg zu diesen angelegt sein können, was durch den Wechsel der Flyschzone als Ganzes vom Innenrand der Grestener Entwicklung zum Außenrand beim Übergang in die Karpaten im Wiener Raum nahegelegt wird (A. TOLLMANN 1963 b, S. 51; 1967 a, S. 117 ff., Abb. 1). So wird es sich als günstig erweisen, die ältere Entwicklungsetappe von Obertrias, Jura und Unterkreide getrennt von der jüngeren, mittelkretazischen bis alttertiären Entwicklung zu betrachten.

1. **Altermesozoischer Sockel der Externzone.** Verfolgen wir die fazielle Entwicklung der Externiden von der Ostschweiz gegen Osten, so verschwindet die Randentwicklung in Form des Helvetikums durch tektonische Verdeckung bereits am Ostrand des Bregenzer Waldes und es kommen in der bayrischen Randzone fast nur die Jungschichtglieder kretazischen und tertiären Alters zutage. In der Bohrung Staffelsee 1 N von Murnau in Bayern ist unter der gefalteten Molasse noch Kreide in der helvetischen Fazies des Westens angetroffen worden (M. MÜLLER 1970, S. 95 f.), tiefere Schichtglieder sind hier nicht erbohrt. Spuren von jurassischen Gliedern im bayrischen Helvetikum s. I. wurden von H. HAGN (1960, S. 123) erwähnt.

Im Untergrund der alpinen Randzonen wird aber die helvetische Entwicklung vom schweizerischen Typus beim Fortschreiten gegen Osten von einer anderen Fazies abgelöst, die sich auch in ihrem mesozoischen Anteil radikal vom Faziestypus der Schweizer Externzone unterscheidet, obgleich sie zweifellos dem extern durchlaufenden Randtrog angehört: Es ist die **Grestener Fazies**, die von den hochgeschürften Klippen am Nordfuß des Traunsteins im Gschlifgraben in Oberösterreich an der Oberfläche

sichtbar wird und sich von hier in einer langen Reihe von Durchspießungsklippen im Bereich der Buntmergelhülle und dem überschobenen Flysch gegen Osten bis in den Wiener Wald verfolgen läßt. Trotz gewisser lokaler fazieller Züge im Mesozoikum, die z. B. die tektonisch selbständige südliche Zone von St. Veit gegenüber dem Hauptzug der Grestener Fazies im Norden betreffen, ist der Gesamtcharakter dieser Zone durch den vollkommenen primären Mangel an Mitteltrias, die geringfügig und nur ganz im Osten entwickelte höhere Obertrias, eine ganze Reihe von individuellen Schichtgliedern wie Grestener Lias, „Posidonienschiefern“ des Dogger, Radiolariten und bestimmten anderen Typen des Malm sehr gut als eigene, den übrigen alpinen Zonen fremde Serie umrissen (F. TRAUTH 1909; 1922; 1930). Unabhängig von ihrer späteren tektonischen Aufteilung stimmt diese Serie aber faziell zugleich weitgehend mit der Kysuca-Serie (pienidische Einheit s. str.) der pienidischen Zone der Westkarpaten überein, so daß wir nicht im mindesten zweifeln können, hierin die westliche Fortsetzung dieses so lang im Südteil der karpatischen Externzone hinziehenden Faziesstreifens mit Grestener Lias, „Posidonienschiefern“, höherjurassischem Radiolarit, Tithon-Neokom-Calpionellenkalk u. a. vor uns zu haben. Die nördliche Subfazies der Pieniden, die subpieninische Czorsztyner Einheit mit ihrem Dogger-Crinoidenkalk und der Malm-Knollenbrekzie läßt sich in reiner Form nicht mehr über den karpatischen Boden hinaus verfolgen, wiewohl auch auf österreichischem Boden Dogger-Crinoidenkalk noch untergeordnet in der Grestener Entwicklung auftreten. Als ganzes betrachtet sehen wir in der Grestener Zone demnach den weitesten Vorstoß der karpatischen Elemente nach Westen, da — wie erwähnt — der Kysuca-Faziesstreifen noch in Oberösterreich durch Schürflinge aus dem Untergrund faßbar ist.

2. Der Jungsedimentanteil der Externzone. Die Jungschichtenhülle, die sich ab der mittleren Kreide über einem derartigen Sockel entwickelt hat, zeigt in einem Nordstreifen die schiefrige, an kalkschaligen Foraminiferen reiche Schichtfolge der Buntmergelserie des Oberalb-Obereozän (S. PREY ab 1952). Daran schließt gegen Süden die Ostalpen-Flyschzone mit Schichtgliedern vom Neokom bis zum Mitteleozän (Wiener Wald) an und schließlich als südlichste Entwicklung ganz im Osten eine Pseudobuntmergelserie der unteren und oberen Kreide (hochneokome Mergel, Gault-Schieferton, cenomane bunte Schiefer und Orbitolinensandstein) als Hülle der St. Veiter Klippen bei Wien, deren Stellung ja nach wie vor umstritten ist und welche nach der neuesten, sehr plausiblen Darstellung von F. BRUX (1970, S. 142 und Tab. 10, S. 76 f.) primär im Normalverband mit der ja von der übrigen Flyschzone abweichenden Flyschentwicklung der Laaber Decke mit ihrer Flyschfolge vom Turon bis zum Mitteleozän steht.

Wo liegt nun in dieser Jungschichtenserie die Region mit dem merkbaren Einsetzen karpatischer Einflüsse?

a) Die Buntmergelserie, die im Vergleich mit den Verhältnissen im Westen nach der bayerischen Nomenklatur im Sinne von H. HAGN (1960, S. 115, S. 133) gern als „südultrahelvetisch“ bezeichnet wird, setzt — nachdem sie im Wiener Wald in ihrer Stirnregion durch den hier 10km weit vorgepreschten und dabei unmittelbar auf Molasse-Untergrund liegenden Flysch unterdrückt ist (Bohrung Mauerbach) — im Schlitzfenster der „Hauptklippenzone“ des Wiener Waldes fort und erscheint nach längerer Unterbrechung wohl im Sinne von M. KSIĄZKIEWICZ (1957, S. 394; 1963, S. 557) und S. PREY (1957, S. 319 ff.; 1960, S. 207; 1965, S. 70, S. 92) in der Subsilesischen Decke der Karpaten. Als karpatischen Einfluß kann man wohl in den Alpen in erster Linie das Auftreten von flyschartigen Sandsteinen in größerem Umfang innerhalb der Buntmergelserie deuten, das nach F. BRIX (1970, S. 76, Tab. 10) ab der Hauptklippenzone des Wiener Waldes ins Auge sticht (selbst wenn man von den von diesem Autor hierher gerechneten Sievringer Schichten noch absieht). Diese Sandsteinführung ist ja dann abschnittsweise in Kreide und Paläogen der Subsilesischen Decke der Karpaten typisch (S. PREY 1965, S. 93). Die jungen Menilit- und Krosnoschichten der Karpaten fehlen hingegen dem ostalpinen Äquivalent. In der kretazischen Mikrofauna reicht der Einfluß der an Sandschalern reichen Südzone des karpatischen Subsilesikums noch wesentlich weiter gegen Westen, da bis Oberösterreich Sandschalerfaunen neben dem erst westwärts davon sich in den Vordergrund schiebenden Kalkschaler-Plankton registriert wurden (S. PREY 1965, S. 94).

b) Auch im Flyschanteil der Externzone setzt der Übergangsbereich in die karpatischen Verhältnisse bereits im Wiener Wald ein, vollzieht sich aber in der Hauptsache erst im Neogen-verhüllten Untergrund des Wiener Beckens, so daß wir bis heute noch recht widersprechende Meinungen über die Parallelisierung der Flyschdecken des Wiener Gebietes mit jenen der westkarpatischen Flyschzone antreffen. Hier zeichnet sich bisher noch keine endgültige Lösung in der Frage der Verknüpfung der Teileinheiten zu beiden Seiten des Wiener Beckens ab. Nach der älteren bisher herrschenden Meinung wurde einfach der gesamte Komplex der Deckenfolge des Wiener Waldes mit der Maguradecke und ihren Untereinheiten parallelisiert (G. GÖTZINGER 1945, S. 155 f.; S. PREY 1960, S. 210 und Abb. 1); später hat S. PREY (1965, S. 89 f.) die Greifensteiner Decke dem erst weiter im Osten einsetzenden Silesikum auf Grund der Gemeinsamkeit von Greifensteiner Sandstein und Cieżkowicer Sandstein gleichgesetzt, die Kahlenberger Decke als mit den Ostalpen endend gedacht und nur die Laaber Decke mit der Maguradecke in Parallele gestellt — zufolge der Ähnlichkeit des Alttertiärs mit seinen liegenden grobklastischen Solañer Schichten bzw. dem dickbankigen Sandstein von St. Corona und den hangenden schieferreichen Beloveža-Schichten bzw. der schieferreichen Serie der Laaber Decke. Ganz anders versucht Z. ROTH (1967, S. 39) — allerdings mit schwächeren Argumenten — die Greifensteiner Decke der nördlichen Teildecke der Magura-Einheit (Rača-Decke) gleichzusetzen, die Kahlenberger

Decke im Sinne von S. PREY gegen E enden zu lassen und die Laaber Decke der mittleren Magura-Einheit, der Bystrica-Decke zu homologisieren, während die südliche Magura-Teildecke von Orava ihrerseits keine westliche Fortsetzung habe.

Nun, für unsere Fragestellung ist ein Umstand wesentlich: Bereits im Wiener Wald setzt die Umstellung der Flyschserie auf die karpatischen Verhältnisse ein: Der alttertiäre Anteil nimmt von außen gegen innen und von Westen gegen Osten fortschreitend auf Kosten des kretazischen Anteilens bedeutend an Umfang zu, so daß sich schließlich im Westteil des Karpatenflysches mit seiner absoluten Dominanz des Paläogens gerade konträre Verhältnisse gegenüber dem Hauptteil der Ostalpen-Flyschzone mit ihrer Kreidevormacht herausgebildet haben. Hinzu kommt, daß sich auch die Kreidefazies in diesem Übergangsraum gegen Osten abwandelt. Trifft man im Wiener Wald die gröberklastische Ausbildung der Altlenzbacher Schichten mehr im Hangenden (Oberkreide und älteres Paläogen) und im Norden (besonders Greifensteiner, aber auch noch Kahlenberger Decke), während das tiefere Senon der letztgenannten Decke noch mächtig als Zementmergelserie in Form der Kahlenberger Schichten vertreten ist (S. PREY 1968, S. 152, Tab. 1), so kann man nach S. PREY (1965, S. 90) im westlichen Karpatenflysch eventuell noch Äquivalente für die gröberklastischen kretazischen Bildungen finden, nicht aber ist im angrenzenden Karpatenflysch die für die Ostalpen so bezeichnende Zementmergelserie vorhanden. Die sie zuletzt im Osten noch enthaltende Kahlenberger Decke läßt sich in den Bohrungen im Wiener Becken-Untergrund bei Wolkersdorf, Hohenrappersdorf und Obersulz gegen Zistersdorf weiterverfolgen (R. GRILL 1968, S. 24 und Abb. 1).

Als karpatischen Charakterzug, der noch im Wiener Wald auf ostalpinen Boden übergreift, kann man mit Recht die bedeutende kretazisch-tertiäre vulkanische Aktivität in der pienidischen Randzone bezeichnen (H. KÜPPER 1952, S. 255 f.). Die von vielen Autoren studierte (vgl. R. JANOSCHEK et al. 1956) und in der Vergangenheit heftig diskutierte Erscheinung des Vulkanismus im Wiener Wald wird unter Zusammenfassung aller einschlägigen Literatur zuletzt von F. BRIX (1970, S. 174 ff.) dargestellt. In über 30 bisher bekannten Einzelvorkommen stellen sich Pikrite und Tuffe in der St. Veiter Zone, im Südtail der Laaber Decke, gelegentlich auch noch in der kalkalpinen Randzone (G. ROSENBERG & E. ZRKL 1963) ein, mit Ausläufern bis Hainfeld gegen Westen reichend. Der Vulkanismus ist durch Lagengänge ab Alben erfassbar, hält sicher noch in der von Gängen durchschlagenen Oberkreide an und soll mit Ausläufern in gleicher Zusammensetzung angeblich noch bis ins Neogen, ins Badenien, reichen — obzwar hier ein nächster Zyklus eher zu erwarten ist. Über die weite Verbreitung solcher vulkanischer Produkte in den karpatischen Pieniden und deren Alter berichten z. B. V. ZORKOVSKY (1949, S. 26), E. SCHEIBNER (1968, S. 338 f.), K. BIRKENMAJER (1960, S. 29). Die räumliche Verbindung der Vulkanite der karpatischen

Klippenregion mit jener von St. Veit stellen Piknit-Vorkommen im Untergrund des Wiener Beckens in entsprechender Position, in fünf Bohrungen angetroffen (J. KAPOUNEK et al. 1963, S. 210), dar.

c) Schließlich aber greift auch der tektonische Baustil der westkarpatischen Externzone im Wiener Wald noch auf alpinen Boden über: Ganz allgemein sieht man in den Aufbrüchen der St. Veiter Klippenzone bei St. Veit, im Lainzer Tiergarten, weiter westlich bei Sulz-Stangau und Kleinmariazell im Wiener Wald die westlichsten Ausläufer der pienidischen Klippenzone als tektonische Einheit am Innenrand der Externiden (vgl. M. KSIĄZKIEWICZ 1957, S. 389; 1963, Abb. 1 und spätere Bearbeiter, bes. S. PREY 1960, Abb. 1; 1965, Taf. 1). Auffällig ist das schräge tektonische Verschwinden dieser karpatischen Einheit gegen Westen unter der Kalkalpenfront, so wie ja auch die Laaber Decke als Ganzes mit ihrer karpatischen Paläogen-Vormacht bei Hainfeld/Gölsen unter der Kalkalpenstirn schräg abtaucht.

### C. Nördliche Kalkalpen (Oberostalpin)

#### 1. Allgemeine vergleichende Anmerkungen.

Mit den Kalkalpen betreten wir Bauteile, die aus den zentralen Teilen des alpinen Orogens stammen, betreten wir das zentralide Stockwerk. Ihre östlichen Äquivalente sind in den geologisch ebenso scharf umrissenen, von der Externzone deutlich abgesetzten Zentralkarpaten erhalten. Durch die Neugliederung des zentralen Deckensystems der Ostalpen durch den Verfasser (1959) und die sich daran knüpfende Umdeutung des zentralkarpatischen Deckenbaues durch D. ANDRUSOV (1960) und A. TOLLMANN (1960) ist heute die Parallelisierung von Kalkalpen und südlicheren Oberostalpin-Schollen der Ostalpen einerseits, dem Choč-Strážov-Gemeriden-System andererseits klargestellt, die Abtrennung vom tieferen zentralalpinen Deckensystem vom Mittelostalpin abwärts sowie vom tieferen zentralkarpatischen Deckensystem von den Veporiden abwärts vorgenommen. Hier gehen heute die Meinungen der meisten Alpen-Karpaten-Geologen konform.

Da aber in bezug auf die vom Verfasser gegebene Parallelisierung von Krížna-Deckensystem mit dem unterostalpinen Deckensystem der Ostalpen und dem Choč-Strážov-System mit seinen Teildecken mit dem kalkvor-alpinen Deckenstapel in neuerer Zeit S. PREY (1965, S. 100 ff.) in Anklang an die Meinung von M. MAHEL (1963, S. 442), die abweichende Auffassung vertritt, das man das System mit der Frankenfesler Decke parallelisieren solle, muß zu dieser Frage vor Besprechung der Einzelheiten der gegenseitigen Faziesbeziehungen Stellung genommen werden.

Die Parallelisierung von Krížna-System und unterostalpinem Semmeringsystem, wie sie vom Verfasser wiederholt, bes. 1963 a, S. 143 f., durchgeführt worden ist, beruht auf einer Reihe von Fakten von der Stellung

im gesamten Deckenstapel und der regionalen Verbreitung angefangen bis zur faziellen Entwicklung. Letzterer kommt auf Grund ihrer so spezifischen Triasausbildung mit der in Einzelheiten korrespondierenden Keuperfazies und ihrer vollkommenen, nicht lückenhaften Trias-Abfolge, die zusammen nur in diesen beiden miteinander in Vergleich gestellten Einheiten und in keiner anderen ostalpinen oder zentralkarpatischen Zone auftreten, besonderer Aussagewert zu (A. TOLLMANN 1958, S. 341; 1965 c, Abb. 1). Die schwächtigen Einschaltungen von Keuperschiefern im dm-Bereich innerhalb des höheren Teiles der Hauptdolomite der Frankenfeser Decke (und auch der Lunzer Decke im Wiener Raum), die S. PREY (1965, S. 102) der ganz in Keuperfazies entwickelten Obertrias der Krížnadecke gleichstellt, haben keinesfalls in dieser Hauptdolomit-freien Serie ihr Äquivalent, sondern finden in der Stirnzone der Chočdecke ihr genaues Gegenstück, wo ebenfalls wie in den Kalkvoralpen dünne Keuperschieferlager von Norden her in den Hauptdolomitfaziesbereich hineinreichen und nach S hin endgültig auskeilen (M. MAHEL 1963, S. 442; D. ANDRUSOV 1965, S. 60). Auch aus der Sicht der Karpatengeologie kommt man auf dem Boden der Deckenlehre unter Beachtung dieser Faziesverhältnisse zu dieser vom Verfasser oben vorgebrachten Parallelisierung (D. ANDRUSOV 1968, S. 174).

Es ist ferner durchaus kein Zufall, daß für die paläogeographische Rekonstruktion und die Zonenparallelisierung vom Verfasser besonderes Gewicht auf den Trias-Vergleich gelegt worden ist. Es ist seit dem ausgehenden vorigen Jahrhundert allgemein bekannt, daß es die Trias (u. zw. besonders die Obertrias) ist, die durch sehr individuelle, aber über weite Geosynklinalstreifen hin in der Längsrichtung anhaltende Züge in hervorragender Weise für Rekonstruktionen der ursprünglichen Trogzusammenhänge geeignet ist, während im J u r a sich nach einer anfänglich vielfältigen Zersplitterung und seitlich wechselnder Vertretung von Becken- und Schwellenfazies gegen oben hin bald ein F a z i e s a u s g l e i c h bemerkbar macht. Es ist daher nicht angebracht, wenn man wie S. PREY (l. c.) unter Zurückstellung der Trias den Jura für die Rekonstruktion in den Vordergrund stellt. In unserer speziellen Frage kommt noch hinzu, daß ja ein solcher Vergleich völlig unterbestimmt wäre, da ja Jura und jüngere Glieder in der zu vergleichenden Semmeringserie nicht mehr vorhanden sind! Allein aus diesem Grunde wären wir gezwungen, den Vergleich in erster Linie auf die in allen drei miteinander in Beziehung gebrachten Einheiten bekannte Triasentwicklung aufzubauen. Wollen wir aber trotzdem den Jura miteinbeziehen, dann dürfen wir auch die charakteristischen Unterschiede zwischen der Krížnadecke mit Hierlatzkalk und der Frankenfeser Decke mit Fleckenmergel und niemals Liascrinoidenkalk nicht übergehen.

Betrachtet man aber außerdem die Art des tektonischen Zuschnittes, die Stellung, Bedeutung und das regionale Auftreten der Frankenfeser Decke im Vergleich zum Krížna-Deckensystem mit seinen Teildecken, so zeigt sich sehr deutlich, daß wir es jeweils mit ganz anderen Elementen des Orogens

zu tun haben: Die Ternberg-Frankenfesler Decke und ihr westliches Äquivalent, die Allgäudecke, ist in der gesamten Länge der Kalkalpen an der Stirn durch Schrägzuschnitt basal bis auf Hauptdolomit oder maximal auf Reste der Opponitzer Rauhwaacke abgeschert, eine Erscheinung, die sich mit enormer Konstanz über rund 450 km hin verfolgen läßt, nicht aber das Krížna-Deckensystem auszeichnet. Die Frankenfesler Decke bildet einen schmalen, im östlichen Abschnitt sogar einen sehr schmalen Saum am Nordrand der Kalkalpen. Sie geht nicht, wie früher manchmal angenommen, unter den Kalkalpen zwiebelschalenartig bis zum Südrand durch, sondern ist am Nordrand dieses Gebirgssystemes abgesplittertes Stirnelement, hier zusammengeschoopt, gefaltet, überfahren und ist insgesamt als eine große Stirnschuppe der Kalkalpen zu betrachten. Für den Ostabschnitt der Frankenfesler Decke hat sich — durch die neuen Beobachtungen von H. LEIN (1970, S. 19 f.) ausgelöst — ergeben, daß sie östlich von Kaumberg über eine weite Strecke hin sogar gänzlich abgequetscht ist und erst wieder im engeren Bereich von Wien als Randsaum aufscheint, wie 1971 (S. 120, Abb. 4, 6) vom Verfasser gezeigt worden ist. Auch im Wiener Becken-Untergrund ist sie dort, wo sie angetroffen wurde, auf einen schmalen Stirnlappen der Kalkalpen reduziert (J. KAPOUNEK & S. HORVAT 1968, Abb. 3). Die Frankenfesler Decke ist daher auch schon aus rein geometrischen Gründen nicht ident mit der im Rahmen der Kleinen Karpaten unter dem Südrand der (den Kalkvoralpen entsprechenden) Chočdecke erscheinenden Krížna-Einheit (vgl. zur Lageveranschaulichung Abb. 4 bei A. TOLLMANN 1971). Die Frankenfesler Decke ist vielmehr ein gegen Osten mehr und mehr ausgequetschter Stirnsplitter der Kalkalpen, das Krížna-Deckensystem ein über fast die ganze Zentralkarpatenbreite hinziehender, komplizierter, intern in eine Anzahl weiterer Decken unterteilter Deckenstapel (vgl. D. ANDRUSOV 1967, S. 1049 ff., Fig. 11; 1968, S. 92 ff., Abb. 43—45).

Die Erscheinung, daß wir in den Karpaten im Gegensatz zu den Verhältnissen in den Ostalpen durch ein Fenstersieb vielerorts zwischen Stirn und Wurzel auch die Serien der tieferen zentralkarpatischen Decken wie z. B. jene der Krížnadecke feststellen können, ja sogar noch die relativ autochthone Einheit, das Hocharikum = Tatriden, bis zu seiner Stirnregion überblicken können (D. ANDRUSOV 1965 a, S. 348, 353 ff.), bewirkt, daß dort auch noch junge und jüngste Sedimente, wie z. B. mittlere Kreide, bis knapp vor der Überschiebung abgelagert, sichtbar werden. Diese Schichtfolgen reichen aber nur in den Stirngebieten so hoch empor. Selbst in den Tatriden treffen wir auf der Nordseite der Hohen Tatra noch Unterturon an, weiter im Süden nur mehr Cenoman als Jüngstes und in vielen tieferen Deckensystemen in ihrem wurzelnahen Teil nur mehr die Reste der ältermesozoischen Schichtfolge. So darf uns das Auftreten von mittel-kretazischen Gliedern in den karpatischen Stirnzonen im Vergleich mit der wenig weit emporreichenden Semmeringserie nicht Wunder nehmen. Es erschiene daher wenig sinnvoll, das Auftreten von Alb-Cenoman-



Unterturon in einem zentralkarpatischen Deckensystem im Sinne von S. PREY (1965, S. 103) als Argument für den Vergleich Krížna-Frankenfesler Decke mitzuverwerten, da diese Serie ebenso in anderen, sicher nicht der Frankenfesler Decke parallelisierbaren tiefen zentralkarpatischen Einheiten stirnnahe auftritt, wie z. B. in den Tatruden.

Vergleiche schließlich, bei denen in ein- und derselben Studie grundsätzliche Widersprüche auftreten, wie bei M. MAHEL (1963), der zuerst eine Fortsetzung der Choč-Einheit in die Ostalpen ablehnt (S. 434), dann aber doch wiederum die ja so deutlich sichtbaren, engen Gemeinsamkeiten dieser Einheit zu der „austroalpinen“ Fazies aufzählt (S. 441), helfen in dieser komplexen Frage nicht weiter.

## 2. Spezielle Fazieseinflüsse im Voralpin

Nach dieser für unsere vergleichende Betrachtung wesentlichen Klarstellung der Äquivalenz von Choč-Strážov-Gemeriden mit dem Oberostalpin der Kalkalpen und seinen südlicheren Schollen sollen nun die auffälligen, von den Karpaten herüberreichenden Faziesverbindungen, die sich nach Westen hin mehr oder weniger bald verlieren, herausgestellt werden.

### a) Lunzer Fazies = Weißwaagfazies

Zunächst läßt sich überraschend gut die Bindung der niederösterreichischen Kalkvoralpen-Fazieshauptzonen an die karpatische „kalkvoralpine Entwicklung“ erkennen. E. SPENGLER (1959, Taf. 4) hat auf der abgewickelten Kalkalpenkarte zwei große Subfaziesregionen der voralpinen Hauptdolomitfazies E der Weyerer Bögen unterschieden: Die Lunzer Fazies mehr im Norden und die Rohrer Fazies mehr im Süden. Wenn wir die Darstellung von E. SPENGLER 1931 (S. 522 f.) mitberücksichtigen, erscheint die Rohrer Fazies mehr als Einschaltung im Südteil des Lunzer Raumes, da die Lunzer Entwicklung noch in einer südlichen Exklave zwischen Terz und Klostertaler Gscheid erscheint.

Das Wesensmerkmal der Lunzer Fazies liegt bekanntlich in der mächtigen Entwicklung des Muschelkalkes im Anis, der Reiflinger Kalke im Oberanis und gesamten Ladin und in der bedeutenden und gliederreich entfalteten karnischen Folge mit Aon-, Reingrabener Schieferen, Lunzer Sandstein, Opponitzer Kalk und -Dolomit. In den Westkarpaten treffen wir in bestimmten Abschnitten der Chočdecke genau dieselbe Subfazies der Hauptdolomit-Entwicklung wieder, am besten aus der Niederen Tatra und dem Chočgebirge selbst bekannt. Nur der Opponitzer Kalk ist dort nicht in vergleichbarem Umfang vorhanden oder erfaßt. M. MAHEL (1961, S. 25) hat diese Subfazies in den Westkarpaten als „Biely Váh-Serie“, also Weißwaagfazies, bezeichnet, unter welchem Namen sie in späteren Arbeiten verschiedener Autoren aufscheint (z. B. J. BYSTRICKY 1967, S. 262 u. Tab. 1; D. ANDRUSOV 1968, S. 173 etc.). Die faziellen Züge stimmen in den Einzelheiten so klar überein, daß Lunzer Fazies und Weißwaagfazies praktisch als Synonyme zu betrachten sind, wobei natürlich dem Begriff

Lunzer Fazies die Priorität zukommt. Sedimentologische Untersuchungen der Lunzer Schichten dieser Fazies in den Westkarpaten durch R. MARSCHALKO & M. PULEC (1967, S. 341 f.) haben ein Detritus-Liefergebiet im Norden ergeben, analoge Untersuchungen im Lunzer Faziesraum Niederösterreichs sind erst angelaufen.

b) Rohrer Fazies = Schwarzwaagfazies

Die zweite Subfazies des Kalkalpen-Ostrandabschnittes stellt die Rohrer Fazies dar, durch E. SPENGLER (1959, S. 292, Taf. 4; 1963, S. 468) als „dolomitreiche Fazies“ charakterisiert. Sie ist zum Großteil aus mächtigem Wetterstein- und Hauptdolomit zusammengesetzt, zwischen welchen Dolomitmassen nur wenige Meter von karnischen Reingrabener Schieferen liegen. Im Liegenden des Wettersteindolomites tritt oft noch Wettersteinkalk, darunter Gutensteiner Kalk auf, gegen oben wird die Dolomitserie durch Kössener Schichten abgeschlossen. In den niederösterreichischen Voralpen nimmt diese Fazies den Bereich E der Linie östlich von Ötztal und Gemeindealpe ein, der im Norden durch den Türrnitzer Höger, im Süden durch den Göller begrenzt wird und im Osten über den Unterberg hinausreicht. Das genaue westkarpatische Gegenstück bildet die sogenannte Schwarzwaagfazies („Čierny Váh-Serie“) MAHEL's (1961, S. 25), welcher Begriff demnach synonym zu Rohrer Fazies ist. In den Westkarpaten ist diese Teilentwicklung der Chočdecke besonders im Inovec-Gebirge ausgebildet. Durch J. BYSTRICKÝ (1967, S. 263 u. Tab. 1) ist dort übrigens das Einsetzen des Dolomites — wie auch in N.-Ö. zu erwarten — durch Algen bereits ab oberstem Anis erwiesen; die karnischen Schiefer sind dort seit alters her durch *Halobia rugosa* (GÜMBEL), auch durch *Carnites floridus* (WULFEN) belegt. Auch die höhere Obertrias ist hier in gleicher Art aufgebaut, über dem Hauptdolomit folgen unmittelbar Kössener Schichten in schwäbischer Fazies.

Vergleicht man die Verbreitung dieser Teilfazies der Chočdecke mit dem Auftreten ihrer Äquivalente in Niederösterreich, so liegt der Schwerpunkt der Lunzer Fazies in Bezug auf die regionale Ausdehnung in den Westkarpaten, wo sie rund 250 km weit fast bis Poprad hinüberreicht, während sie in den niederösterreichischen Alpen etwa 130 km weit nach Westen verfolgt werden kann; in bezug auf die Mächtigkeit der Entfaltung dieser Fazies und ihrer Schichtglieder allerdings ist der Schwerpunkt im Niederösterreichischen zu finden. Es ist daher müßig zu überlegen, ob wir diese Lunzer und Rohrer Faziesgruppe als karpatisches oder alpines Element ansprechen sollen. Die die beiden Gebirgssysteme verbindenden Züge reichen in diesem Fall eben bis zu den Weyerer Bögen herüber.

c) Triestingfazies = Strážov-(Nedzov-)Fazies

Auch die nächstsüdlichere voralpine Lokalfazies, die sich erst gegen den Ostrand der Alpen hin herausentwickelt, ist eine Fortsetzung der nächst-

südlicheren karpatischen Fazieszone, der Strážov-Nedzov-Serie (M. MAHEL 1961, S. 25). In tektonischer Hinsicht hat sich diese Entwicklung hüben wie drüben selbständig gemacht: im Westen setzt sie in der Lindkogelschuppe über der Peilsteinschuppe ein, im Osten formiert sie das zuerst von D. ANDRUSOV (1936) erfaßte und neuerdings (1968, S. 101) in seiner tektonischen Bedeutung hervorgehobene Strážov-Deckensystem.

Der Charakterzug der Triestingfazies liegt ebenso wie der der Strážovfazies (vgl. J. BYSTRICKY 1967, S. 263 f., Tab. 1) im Auftreten des Steinalm-Wettersteinkalkes (und nur untergeordnet -Dolomites), eines geringmächtigen Karn, eines mächtigen Hauptdolomites und eines demgegenüber zurücktretenden geschichteten norisch-rhätischen Dachsteinkalkes, häufig mit Starhembergkalk-Einschaltungen. Im Nordbereich der Triestingfazies schiebt sich noch Plattenkalk zwischen Hauptdolomit und Dachsteinkalk. In den niederösterreichischen Kalkalpen ist die Eigenart dieser Fazies, die man bereits als Subfazies der Dachsteinkalk-Entwicklung betrachten muß, schon G. HERTWECK (1961, S. 25 u. Taf. 4) aufgefallen, der darin eine „Mischfazies“ erblickte, die aber, wie dargelegt, doch eigenständige Züge aufweist. Sie dehnt sich hier vom Anninger im NE über das Schwechatgebiet, über Hohe Mandling und Dürre Wand bis zu den Vorlagen des Schneeberges im Süden aus. Gegen Westen hin ist ein breiter Übergangssaum gegen die Lunzer Fazies im Norden und die Rohrer Fazies im Süden gegeben, indem an diesem Rand im Norden im Peilstein- und Lindkogelzug noch Wettersteinkalk (Triestingfazies) und Reiflinger Kalk (Lunzer Fazies), im Süden bei Gutenstein Wettersteinkalk (Triestingfazies) und Wettersteindolomit (Rohrer Fazies) der hier benachbarten Faziesräume einander durchdringen. Sinnfällig kommt hier wie dort, in den Ostalpen wie in den Westkarpaten, die Zwischenstellung dieses Faziesstreifens zwischen der Hauptdolomitfazies im Norden mit ihrem obertriadischen Hauptdolomit einerseits, der kalkhochalpinen Entwicklung der Dachsteinkalkfazies im Süden — die hier im Osten außer durch Dachsteinkalk eben auch durch die Steinalm-Wettersteinkalk-Führung (s. u.) gekennzeichnet ist — zum Ausdruck.

In den Westkarpaten ist die Selbständigkeit dieser Fazies durch die großräumige tektonische Isolation dieses Raumes hervorgehoben, unterstrichen durch die wettersteinkalkreichen Klippen und Klötze des Strážov-Deckensystems, die den Jungschichten der Chočdecke auflagern. Trotz der Vermittlung zu den Gemeriden ist diese Deckengruppe aber — wie der Vergleich mit den Ostalpen lehrt — als südliche Fortsetzung der Kalkvoralpen und nicht der Kalkhochalpen im tektonischen Sinne zu verstehen. Jablonica- und Veterník-Serie der Kleinen Karpaten sind wohl nur als Varianten dieser Strážov-Entwicklung anzusehen. Gegen Westen hin endet die Triesting-Strážov-Fazies in den östlichen Kalkvoralpen durch das rasche Zurückspringen ihres Nordrandes bald in Form eines mit der Spitze gegen Westen gerichteten Dreieckes.

## a — c) Kalkvoralpenfazies

Durch die genauere Betrachtung der Teilfaziesräume der Kalkvoralpen und der angrenzenden entsprechenden westkarpatischen Decken (Choč-Strážov), kommt die enge Verbundenheit der Einheiten noch besser zum Ausdruck, kann die Parallelisierung auf solidere Basis gestellt werden. Nicht nur in den inneren erwähnten Teilprovinzen reichen die Einflüsse über die Alpen-Karpaten-Grenze hinweg. Fein nuancierte Fakten der Fazies binden auch die jeweiligen Nord- und Südränder des Gesamtstreifens beiderseits der Quergrenze.

Am Nordrand z. B. ist das zaghafte Hineinreichen der schmalen Bunten Keuperlagen in den Hauptdolomit im Westen (Frankenfelser- und Lunzer Decke; vgl. A. SPITZ 1910, S. 351 bis A. TOLLMANN 1963 a, S. 170) und Osten (Chočdecken-Nordrand D. ANDRUSOV 1965 a, S. 60) bezeichnend. Für den Südrand ist der erwähnte gleichartige fazielle Übergang in Mittel- und Obertrias gegen die Kalkhochalpin-Gemeriden-Fazies typisch.

Auf die enge Übereinstimmung der basalen Glieder des Gesamtstreifens beiderseits der Grenze im Permoskyth, die sich mit jeder weiteren diesbezüglichen Untersuchung deutlicher abzeichnet, soll hier nicht näher eingegangen werden, da sie keine auf das alpin-karpatische Grenzgebiet beschränkte Erscheinung darstellt. Basale Abscherung in der Frontalzone, Evaporitfazies mit Gips, Anhydrit, Haselgebirge und gelegentlich Salzbrekzien im Perm, ein durchaus nicht auf die Karpaten beschränkter Melaphyr-Vulkanismus im Perm (M. MAHEL 1963, S. 441), sondern Melaphyr vielerorts auch im penninischen Haselgebirge der Ostalpen und Abnahme der Skythquarzite auf Kosten der Werfener Schiefer und -Kalke beim Fortschreiten nach Süden sind die auffälligsten Erscheinungen bezüglich dieses Basalkomplexes.

Andererseits reichen die heute erfaßbaren engen Zusammenhänge bis in die jüngsten, nachdeckentektonisch entstandenen Schichtglieder im Raum der Kalkvoralpen. Am auffälligsten vielleicht ist die Erfassung des Zusammenhanges zwischen dem Gießhübler Gosau-Alttertiär-Trog mit seiner mächtigen, von B. PLÖCHINGER (1964) analysierten detritischen Füllung und dem aus den Karpaten im Untergrund des Wiener Beckens heranreichenden Brezovátrog. Im österreichischen Anteil wurde dieser Jungsedimentstreifen ja im Zwischenstück in der Tiefe des Beckens bei Aderklaa, 2 km SW von Deutsch-Wagram und in Schönkirchen, 3 km NW Gänserndorf erfaßt (J. KAPOUNEK & S. HORVAT 1968, S. 397 f.), wo diese Serie rund 1000 m Mächtigkeit aufweist. Auf Grund einer sehr speziellen Lithologie von den groben Basalbrekzienmassen bis zum flyschähnlichen Paläogen, der Stellung, Mächtigkeit, Altersgleichheit der entsprechenden lithologischen Komplexe etc. ist nicht zu zweifeln, daß es sich beim Gießhübler Trog um die direkte Fortsetzung des Brezovátroges handelt (Abb. 4 bei A. TOLLMANN 1971), auch wenn die

Zirkon-Vormacht des Schwemmineralspektrums des Ostens nur noch in Schönkirchen erfaßt worden ist und weiter im Westen (Aderklaa, Gießhübl) einer Granatvormacht weicht.

### 3. Wechsel von der alpinen in die karpatische Streichrichtung

Der Wechsel befindet sich bereits innerhalb des ostalpinen Raumes. Das seit alters diskutierte Problem des verschieden späten Einschwenkens der einzelnen Teilzonen der Kalkalpen aus der alpinen W—E-Richtung in die karpatische NNE-Richtung ist durch die Untersuchung von G. HERTWECK (1961, S. 74 ff.) dahingehend geklärt worden, daß das verschieden frühe oder späte Abknicken der einzelnen Decken, Teildecken und Schuppen (E. SPENGLER 1959, S. 303 f.) in die neue Richtung faziell bedingt ist und jeweils dort erfolgt, wo eine steife Wettersteinkalk- oder -dolomitplatte seitlich an eine beweglichere Mitteltrias-Entwicklung mit gut geschichtetem, auch Schiefer enthaltendem Material grenzt — ein Beispiel für Faziestektonik liefernd: In der Reisalpendecke liegt der faziell bedingte Knick bereits im Hallbachtal bei Kleinzell, wobei durch die große Entfernung zum Hauptknick der Kalkalpen nochmals bis Altenmarkt ein Rückschwenken in die W—E-Richtung erfolgt. In der Unterbergdecke liegt der karpatische Knick wesentlich weiter östlich, u. zw. zwischen Rohrer Dolomitfazies im S und Lunzer Fazies im N nördlich vom Müratal, in der Göllerdecke noch etwas weiter östlich beim Übergang von der Rohrer Dolomitfazies in die Triestingfazies im Raum von Pernitz.

### 4. Kalkhochalpen — Gemeinden

Wiederum läßt sich eine Vielzahl von spezifischen Gemeinsamkeiten zwischen Kalkhochalpin in geologischem Sinne — hier im Osten die Hohe Wand-Mürzalpendecke und die Schneebergdecke umfassend — und die tektonisch ebenfalls als Deckensystem gleicher Bedeutung überschobenen Gemeriden anführen, obgleich durch den gewaltigen Niederbruch der inneralpin-innerkarpatischen Becken die heute verfügbaren vergleichbaren Gebingsteile fast 300 km weit voneinander entfernt liegen! Das darf bei diesem Vergleich nicht vergessen werden. Trotzdem kommt die ganze Eigenart des Kerngebietes der Dachsteinkalkfazies mit seiner eingeschalteten Hallstätter Zone mit Sondertypen vom Schreyeralmkalk bis zum Hallstätterkalk auf beiden Seiten deutlich zum Ausdruck (vgl. hierzu Schichtfolge nach J. BYSTRICKY 1967, S. 264 f.).

Woran lassen sich nun in dieser Zone spezifisch karpatische Einflüsse am Ostrand der Kalkhochalpen erkennen, die gegen Westen aussetzen oder zurücktreten. Es sind bestimmte Schichtglieder, die dem östlichsten Abschnitt dieser in den Alpen bis über Lofer nach W hin reichenden Zone eine besondere Note verleihen, wie im folgenden gezeigt wird.

### a) Steinalm-Wettersteinkalk der Hochschwabfazies.

Zunächst ist der Umstand hervorzuheben, daß im Hauptabschnitt der österreichischen Kalkhochalpen die Mitteltrias vorwiegend dolomitisch, die Obertrias kalkig ausgebildet ist, im Osten aber — zögernd bereits in den Gesäusebergen ansetzend (K.-H. BÜCHNER 1970, S. 34) — vom Kaiserschild und der Seemauer bei Eisenerz an bis zu den Ostrandstöcken der hochalpinen Decken in Rax und Schneeberg in der Südzone des Juvavikums der Steinalm-Wettersteinkalk den Dolomit ersetzt (von der lokalen Fölzer Fazies-Einschaltung wird abgesehen), so daß wir im Ostteil der Kalkhochalpen eine Subfazies der Dachsteinkalkentwicklung antreffen, bei der einerseits der Mitteltriaskalk vom Typus Wettersteinkalk dominiert, andererseits aber dem Hauptdolomit im Gegensatz zur Triestingfazies keine Bedeutung zukommt. E. SPENGLER (1920 a, S. 56; 1920 b, S. 235) hat, später von F. TRAUTH (1937, S. 545) gefolgt, diese Entwicklung als Hochschwabfazies bezeichnet. Wenden wir den Blick gegen die Karpaten, so sehen wir in dem geschilderten Umschlag von Wettersteindolomit in Wettersteinkalk einen deutlichen Schritt auf die karpatischen Verhältnisse zu, da ja dort mächtige Steinalm-Wettersteinkalke die Normalausbildung fast aller Teilzonen der Gemeriden beherrschen (J. BYSTRICKY 1967, Tab. 1). Ferner ist für die Mitteltrias dieses Faziesraumes beider Gebingsabschnitte charakteristisch, daß sich der gelegentlich auftretende Reiflingeralk zwischen die Wettersteinkalke des Anis („Steinalmkalk“) und jene des Ladin einschaltet: Wie in den Teileinheiten der Gemeriden (l. c.) findet man eine derartige Position der Reiflinger Kalke auch im Ostabschnitt der Kalkhochalpen zwischen Rax-Westseite und der Hochschwabgruppe (H. P. CORNELIUS 1939, S. 48; E. SPENGLER & J. STINY 1926, S. 45).

### b) Mitteltrias-Vulkanismus

Als ein Phänomen, das gerne zur engeren Anknüpfung an die karpatisch-ungarischen Verhältnisse erwähnt worden ist, sei die Vulkanitführung der Mitteltrias vermerkt, die allerdings, wie man heute weiß, keineswegs mehr auf den Osten der Kalkalpen allein beschränkt ist. Wirklich kräftiger Mitteltrias-Vulkanismus äußert sich ja nur im ursprünglich südlichen Teil der Südoberostalpin-südgemeriden Fazies — etwa in der Rudabányaer Fazies, wie sie in idealer Form aus dem Bükkgebirge mit seinen ladinischen Effusiva in Form der Quarzporphyre, Porphyrite, Diabase und Diabastuffe bekannt ist (vgl. D. ANDRUSOV 1965 a, S. 115). Daß vulkanische Einflüsse untergeordnet auch in den Gemeriden des Slovakischen Karstes vorhanden sind, zeigen Funde von grünen pelitartigen Gesteinen in der ladinischen Hornsteinkalkserie bei Silická Brezova, in denen Quarzporphyr- bis Quarzporphyrittuffe erkannt worden sind (M. KUTHAN 1959, S. 72). Andererseits zeigt aber auch der Mitteltrias-Vulkanismus in der Schichtfolge des Schneeberges (H. P. CORNELIUS

1951, S. 20) mit etliche Meter mächtigen Einschaltungen beachtlicheres Ausmaß als in den Kalkhochalpen weiter im Westen (Rax, Aflenzer Staritze — E. SPENGLER & J. STINY 1926, S. 49) bzw. in den übrigen kalkalpinen Zonen, in denen ja vielerorts schmale Tuffitlagen ab der Ladinbasis bekannt sind (Zusammenstellung bei A. TOLLMANN 1965, S. 127 f. und neuere Daten). Zufolge der größeren Mächtigkeit der Tuffite am Ostrand der Kalkhochalpen ist die Beziehung gegen Osten hier früh aufgefallen.

### c) Tisovec-Kalk

Ein recht spezifisches Glied der karpatischen Gemeriden stellt massiger, heller, karnischer Kalk vom Aussehen des Wettersteinkalkes bzw. Dachsteinkalkes dar, hier und dort mit Recht als eigenes Schichtglied unter der Bezeichnung „Opponitzer Riffkalk“ (E. KRISTAN 1958, S. 259) bzw. „Tisovec-Kalk“ (V. KOLLAROVA-A. 1960, S. 106; 1967, S. 272) herausgestellt. J. BYSTRICKY (1967, S. 264) und A. BIELY & J. BYSTRICKY (1968, S. 41) führen als unter- und oberkarnische Altersbelege für diesen Tisovec-Kalk eine Reihe leitender Ammoniten und Kalkalgen an. Während dieser karnische Riffkalk-Riffschuttkalk aber in den westlicheren Kalkalpen-Ab schnitten recht spärlich vertreten ist (vereinzelte Vorkommen z. B. in der steirischen Hallstätter Zone — A. TOLLMANN 1960, S. 63), erscheint er im Osten der Kalkalpen wiederholt, z. B. im Gebiet der Hohen Wand („Opponitzer Riffkalk“ — E. KRISTAN 1958, S. 259) und auch noch in beachtlichem Umfang in den Mürztaler Alpen: Hier zeigen die hellen karnischen Kalke im Liegendteil einen Reichtum an Cidarisstacheln, Korallen, Crinoiden und Kalkschwämmen, im Hangendteil stellen sich kaum gebankte Algenkalke mit Oncoidlagen mit *Poikiloporella duplicata* (PIA), charakteristisch für Unterkarn, ein (R. LEIN & H. ZAPPE 1971, S. 136). Das Gestein, das von den genannten Autoren unter Vorbehalt als karnischer „Dachsteinkalk“ bezeichnet und bereits mit dem Tisovec-Kalk verglichen wurde, ist zweifellos das Äquivalent dieses karpatischen Gesteinstypus und demnach mit dem gleichen Namen zu bezeichnen.

### d) Wandkalk

Ebenso aber können wir noch im Nor in einem lithologisch dem Tisovec-Kalk sehr ähnlichen Gesteinstypus den karpatischen Einfluß im Ostrandbereich der Kalkhochalpen erfassen: Es handelt sich um den „Wandkalk“ der Hohen Wand, seit je als eigenständiger Typus empfunden, bereits von D. STUR (1871, S. 377) unter der angegebenen Bezeichnung ausgegliedert (vgl. O. KÜHN 1962, S. 503 f.). Die Eigenart dieses hellgrauen, vorwiegend massigen Kalkes liegt darin, daß er einerseits manchen Typen des Dachsteinkalkes gleicht, andererseits in der Fauna lokal Hallstätter Einflüsse zeigt, so daß sich der organische Inhalt vorwiegend aus Kalkalgen, Korallen, Brachiopoden (nicht selten *Halorella amphitoma* BRONN) und Ammoniten zusammensetzt (vgl. E. KRISTAN 1958, S. 262 f. — „Hallstätter Riffkalk“; B. PLÖCHINGER 1967, S. 26). In den Westkarpaten gelten ganz die gleichen Kriterien für den von V. KOLLAROVA-A. (1960, S. 106) als

„Furmanec-Kalk“ bezeichneten ungeschichteten oder undeutlich gebankten hellen Kalk mit entsprechendem Algen- und Fauneninhalt einschließlich der Ammoniten. Nähere Daten über diesen für die Gemeriden, namentlich für das Murán-Plateau NE von Tisovec bezeichnenden Typus und seinen organischen Inhalt geben z. B. J. BYSTRICKY (1967, S. 264 und Tab. 1) sowie V. KOLLAROVA-A. (1967, S. 273). Regional betrachtet reicht demnach der Wandkalk, zu dem Furmanec-Kalk ein jüngeres Synonym darstellt, von den Nordgemeriden gerade noch in die Hohe Wanddecke herüber.

#### e) Glomospirellen/Angulodiscus-Fazies im Starhembergkalk und rhätischen Dachsteinkalk

Auch im Rhät ist durch einen bestimmten Typus von Starhembergkalk und Dachsteinkalk, der extrem reich an spezifischen Foraminiferenarten ist, eine enge Beziehung zwischen den Nordgemeriden und diesem Bereich der Hohen Wand und ihres angrenzenden tirolischen Vorlandes am Ost- rand der Kalkalpen gegeben. Die von uns gesammelten Proben aus rhätischen Dachsteinkalken des Murán, also der Gemeriden-Nordscholle, an der Straße Javorina—Veliki Luka, enthalten eine Glomospirellen-Angulodiscus-Gemeinschaft, die in allen Einzelheiten mit der von E. KRISTAN-TOLLMANN (1964, S. 136 ff.) aus dem Starhembergkalk der Typlokalität SW der Ruine Starhemberg bei Oberpiesting in N.-O. beschriebenen Mikrofauna übereinstimmt, auch in bezug auf das massenhafte, gesteinsbildende Auftreten der Arten. R. OBERHAUSER & B. PLÖCHINGER (1968, S. 98 ff.) haben aus einem nahe W davon gelegenen Punkt bei Wopfing den gleichen Foraminiferenkalk wiederbeschrieben, der dort auf dem Starhembergkalk auflagert und ebenfalls so reich an *Angulodiscus* etc. ist (diese Gattung ist dort von diesen Autoren zu unrecht als *Archaeodiscus* bzw. *Permodiscus* — zweischichtige paläozoische Gattungen — bezeichnet worden, während es sich hier stets nur um die einschichtige triadische Gattung *Angulodiscus* handelt). Die scheinbaren Unterschiede in der Zusammensetzung der Mikrofauna der benachbarten Vorkommen im Piestingtalbereich beruhen nicht auf echten Diskrepanzen im Material, sondern sind nur durch die Nichtberücksichtigung der Arbeit KRISTAN-TOLLMANN 1964 in der genannten Publikation von 1968 bedingt, so daß nach einer die entsprechenden Neubeschreibungen von 1964 zur Kenntnis nehmenden Revision wiederum Übereinstimmung herrschen wird.

#### a — e) Miesebachfazies

Überblickt man die Vielzahl spezifischer Gesteinstypen im Raum Hohe Wand—Miesebachtal, wo sich Merkmale der Dachsteinkalkfazies und Hallstätterzone innig durchdringen und mit den karpatischen Eigenheiten überschneiden, dann schält sich ein deutlich eigenständiger Faziesraum innerhalb des Kalkhochalpins heraus, der als „Miesebachfazies“ bezeichnet werden soll. Die Haupteigenheiten dieser Fazies liegen nach dem oben Ausgeführten vor allem im Auftreten von Steinalm-Wettersteinkalk (und untergeordnet -Dolomit), es kommen Reiflinger Kalke und



ein nicht unbedeutendes Karn vor, es erscheinen in der Obertrias neben Cidariskalk der karnische Opponitzer Riffkalk (Tisovec-Kalk) und im Nor der Wandkalk (Furmanec-Kalk), aber auch echter Hallstätterkalk; das Rhät zeigt eine Differenzierung mit Starhembergsschichten im Dachsteinkalk im Norden (Starhembergkalk reicht im Norden auch auf das Plateau der Hohen Wand), während im Süden die sehr spezifischen Placklesschichten, also ein Sondertypus der Zlambachschichten, die Starhembergkalke ablösen.

Die Miesenbachfazies umfaßt die Hohe Wanddecke mit ihren westlichen tektonischen Ausliegern in den Losensteiner Schollen mit Steinalm- und Hallstätterkalk und in Scherben im Odenhoffenster. Es ist frappant, wie eng sich hier trotz der großen Distanz diese als karpatischer Ausläufer zu betrachtende Fazies an die Hauptscholle der Entwicklung in den Nordgemeriden anknüpft. Auch aus tektonischen Gründen würde man die Fortsetzung des Kalkhochalpen-Nordteiles in den Nordgemeriden suchen, da ja Südgemeriden und die noch aus dem Tertiär Ungarns aufragenden Inseln des Ungarischen Mittelgebirges als wurzelnächste Teile des Oberostalpins den wurzelnahen Partien dieser Großeinheit in den Ostalpen, also den Südschollen bis zu den Nordkarawanken und zum Drauzug entsprechen.

Anhangsweise sei zu diesem Vergleich vermerkt, daß auch noch in der ja vom früheren Untergrund weitgehend unabhängigen oberkretazisch-alttertiären Entwicklung karpatisch-ungarische Merkmale bis zum Ostrand der Kalkhochalpen herüberreichen. B. PLÖCHINGER (1967, S. 39) hat nach eingehender Untersuchung der Bauxite von Dreistätten an der Basis der obercampanen Gosaukonglomerate des Ostflügels der Neuen Welt-Mulde auf Grund von chemischen und mineralogischen Analysen durch G. BARDOSSY auf die große Ähnlichkeit dieser Böhmit-reichen Bauxite zu jenen von Ungarn hingewiesen.

Schließlich aber verdient noch ein eigenartiger, dem Verfasser aus Schliften bekannter korallenreicher weißer Riffkalk des Paleozäns vom Kambühel N Ternitz am Rand zum Wiener Becken Erwähnung, der neben einem Vorkommen bei Priggwitz von B. PLÖCHINGER (1967, S. 54 f.) beschrieben worden ist. Während wir in den Ostalpen vergeblich nach diesem an Korallen und Lithothamnien reichen Riffkalktypus Ausschau halten, stellt er sich in den Zentralkarpaten in sehr gut vergleichbarer Form ein, dort von M. MIŠIK (1966, S. 204 ff., Taf. 80, 85) beschrieben, worauf ebenfalls schon B. PLÖCHINGER (l. c.) hingewiesen hat.

##### 5. Südlichstes Oberostalpin — Ungarisches Mittelgebirge/Südgemeriden.

Wie vom Verfasser 1960, S. 511, ausgeführt, entsprechen die südlichsten Teile des Oberostalpins der Ostalpen, die als Fortsetzung der Kalkalpen als Schollen am Rücken und nahe der Wurzelzone der Zentralalpen liegen

geblieben sind, in tektonischer Hinsicht den nordbewegten „Inseln“ des Ungarischen Mittelgebirges wie Bakony, Vertes, Gerece und Pilisgebirge sowie — über 100 km NE davon — dem Südteil des slovakischen Karstes.

Als Gemeinsamkeit der Gesamtregion ist auffällig, daß vom Drauzug bis zu den Südgemeriden sich starke südalpine Einflüsse in der noch im Kern nordalpin entwickelten Folge einstellen, wobei sich in diesem grenz- bzw. wurzelnahen Teil diese beiden Fazieseinflüsse mit der Zeit verschiedentlich stark geltend machen. Bestimmte südalpine Merkmale wie der zunehmende Anteil von Vulkaniten in der Mitteltrias sind jüngst bekanntlich auch im Drauzug und in den Mittelkärntner Schollen erfaßt worden. Für das Ungarische Mittelgebirge gibt B. PLÖCHINGER (1960, S. 217) eine kurze Übersicht über die faziellen Verhältnisse aus der Sicht des Kalkalpengeologen: In der Trias schieben sich dort südalpine Merkmale in den Vordergrund, der Jura ist nordalpin entwickelt, in der Kreide macht sich eine Differenzierung in den Nordteil mit Dominanz der nordalpinen und in den Südteil mit nicht unbedeutenden südalpinen Einflüssen geltend.

Die Frage, wie weit spezifische östliche Einflüsse noch in die oberostalpine Schollenregion im Raum der Zentralalpen eindringen, können wir nicht befriedigend beantworten, da zu große Zwischenstücke in die Tiefe gesunken oder der Erosion anheimgefallen sind.

Die Äquivalente der Nördlichen Grauwackenzone der Ostalpen, die sich im Wiener Becken-Untergund noch schmal erkennen lassen, liegen — ebenfalls nach weiter Verdeckung und Unterbrechung — im Paläozoikum des Zips-Gömörer Erzgebirges im Sockel des Gemeriden-Mesozoikums vor, und führen dort in der mittleren Zone ein nicht metamorphes Altpaläozoikum, ein marines kalkführendes Mittelkarbon und das kontinentale Perm.

#### D. Mittelostalpin — Veporiden

Allgemeiner Vergleich. Die große Überschiebungsfläche der Grauwackenzone über dem Mittelostalpin mit seiner lückenhaft erhaltenen Thörler Permotrias entspricht vollkommen der bedeutenden „Lubenik-Margecany-Linie“ (D. ANDRUSOV 1967, S. 1055) entlang der Überschiebungsfläche der Gemeriden mit der Galmuszone und der Deckscholle des Muran über dem System der Veporiden, die seit 1960 (D. ANDRUSOV, A. TOLLMANN) als selbständiges, tieferes, nicht dem höheren Subtrikum/Oberostalpin angehöriges System abgetrennt worden sind und dem Mittelostalpin der Ostalpen gleichen. Wiederum läßt sich kein sehr detaillierter Vergleich durchführen, da die Distanzen zwischen den freiliegenden äquivalenten Schollen der beiden Gebirge zu groß sind. Es ist aber allen vergleichenden Beobachtern die Ähnlichkeit der Fazies der mesozoischen Hüllserien des Kristallins aufgefallen, von der Foederata-Serie und der Velký bok-Serie im Osten bis zum Stangalm-Mesozoikum im Westen. Zufällig kommt hier auch noch in beiden Abschnitten eine leichte Metamorphose hinzu, die Ähnlichkeit der Erscheinung unterstreichend.

Hält man nach karpatischen Zügen im Mittelostalpin am Alpenostrand Ausschau, so könnte man im Zurücktreten der Bedeutung, im tektonischen Ausquetschen dieses Stockwerkes ab dem Hangenden des Semmeringsystems einen Vorboten der allgemein geringeren Bedeutung dieses Stockwerkes in den Karpaten sehen, da die Veporiden im Nordteil der Zentralkarpaten nicht vertreten sind, sondern auf die wurzelnäheren Partien beschränkt bleiben. Über dem Semmeringsystem keilt das Mittelostalpin ja bereits mit dem Troiseckzug gegen Osten weitgehend aus und ist z. B. im Ostteil des Semmeringsystems nur mehr in geringen Resten — so in den Schollen von Schäffern, Kirchschatz, Steinbach, Siegraben im Bereich der Buckligen Welt (H. WIESENER 1971, S. 345) — vertreten.

### E. Unterostalpin — Krížnasystem

Auf der Äquivalenz von Krížna- und Semmering-System wurde schon S. 186 eingegangen. Die gute fazielle Übereinstimmung in der primär kompletten Trias vom Skythquarzit (nicht Werfener Schichten) an aufwärts wurde schon mehrfach abgehandelt. Hier sollen uns wieder die speziellen karpatischen Einflüsse in dieser Einheit am Alpenostrand beschäftigen.

Das Herüberreichen der karpatischen Keuperfazies in die Obertrias des Semmering ist durch den Gegensatz zur Hauptdolomitreichen Fazies des Unterostalpin im Rahmen des Tauernfensters besonders auffällig: Der Übergang von den karpatischen in die ostalpinen Verhältnisse vollzieht sich demnach erst im Untergrund der großen mittelostalpinen Kristallinmasse, die das Unterostalpin W der Stanz-Birkfelder Linie überdeckt. H. P. CORNELIUS (1936, S. 50 f.) hat als erster diese karpatischen Einflüsse durch die Erkenntnis des „Bunten Karpatenkeupers“ in den zuvor als Werfener Schichten gedeuteten Schiefen des Semmering aufgedeckt.

Heute läßt sich dieser Vergleich noch näher spezifizieren. Das Einsetzen des Keupers ist in beiden Systemen sehr ähnlich: Manchmal liegt der Keuper direkt der Mitteltrias auf (D. ANDRUSOV 1965 a, S. 56); manchmal aber stellt sich im Karn in der Krížnadecke noch Lunzer Sandstein ein — wenn auch wesentlich geringer als in der Choč-Decke — und wurde neuerdings von R. MARSCHALKO & M. PULEC (1967, S. 333) genauer untersucht. Im Semmeringsystem ist diese Entwicklung selten, meist herrscht im Karn die Evaporitfazies (A. TOLLMANN 1958, S. 334). Trotzdem ist die Fazies der Lunzer Schichten mit den schwarzen (Reingrabener) Schiefen und dem Lunzer Sandstein dem Semmeringsystem nicht fremd, sondern unter der Bezeichnung Kapellener Schiefer bekannt und von G. GAAL (1966, S. 110) und H. BARNICK (1967, S. 121 ff.) neu untersucht.

Für beide Systeme aber, für Semmering und Krížna, ist die Entwicklung der leuchtend violetten, roten, grünen und übrigen bunten Schiefertypen für den Oberteil des Keupers bezeichnend, wobei ebenfalls in beiden Regionen die Einschaltung von Sandstein bzw. Quarzit,

besonders aber von einem spezifischen, gelblich bis ocker anwitternden Keuperdolomit auftritt. Die Beschreibung dieser vorwiegend nur in schmalen Lagen, Linsen und Knollen und nur selten in Form mächtigerer Bänke in der schiefrig-sandigen Keuperserie eingeschalteten Dolomite, wie sie D. ANDRUSOV (1965 a, S. 57) nach Farbe, Schieferschmitzengehalt, Art des Auftretens etc. aus der Krížnadecke gegeben hat, stimmt genau mit jener der Keuperdolomite des Semmerings überein.

Eine derartige Keuper-Entwicklung beherrscht das ganze Semmeringsystem bis zu seinem Westrand. Beim Wiederauftauchen des Unterostalpin in den Radstädter Tauern im Rahmen des Tauernfensters ist der karpatische Einfluß in der Trog-Längsrichtung längst abgeklungen. Der Hauptdolomitkomplex zeigt hier nur selten ganz schmale Andeutungen von Keuperschieferlagen (A. TOLLMANN 1970, S. A 70).

### F. Wechsel-Rechnitz-Kuppel und Tatriden

Allgemeine Anmerkungen. Als tiefstes tektonisches Stockwerk kommen unter dem Unterostalpin-Krížna-System im Alpen-Karpaten-Übergangsbereich zwei durchaus verschiedenartige Massen in Fenstern zutage: Im nördlichen Streifen, der von den Kleinen Karpaten noch über die Donau in die Hainburger Berge herüberreicht, erscheint das Kernsystem der Tatriden mit geringmächtiger, lückenhafter mesozoischer Hülle. Gegen Westen und Südwesten aber wird dieses Stockwerk von einer anderen Einheit abgelöst, die am Alpenostrand in der Wechsel-Rechnitzer Fenstergruppe sichtbar wird. Es ist ein Ensemble reich an paläozoischen metamorphen Schiefen in der Wechselkuppel (der Sockel darunter ist nicht sichtbar) und von einer aller Wahrscheinlichkeit nach mesozoischen mächtigen Kalkphyllit-Schiefer-Grünschiefer-Serie in der Rechnitzer-Melturner Schieferinsel im Süden, die ebenfalls fensterförmig unter dem unterostalpinen Deckenland auftaucht. Vergleicht man diese tiefsten alpin-karpatischen tektonischen Elemente mit westlicheren Abschnitten, dann läßt sich der granitisch-granodioritische Sockel mit der lückenhaften Hülle am besten mit der penninischen Schwellenzone, wie sie etwa in der Hochstegenregion oder weiter im Westen im Briançonnais vorliegt, vergleichen (J. DEBELMAS 1960; A. TOLLMANN 1965 a; 1965 b). Der Eigenständigkeit dieser karpatischen Kernzone Rechnung tragend, müssen wir allerdings sagen, daß mit den Wolfsthaler-Hainburger Bergen der Tatridentypus mit Granodioritkern (H. WIESENER 1966, S. 469) und kleinkarpatischer mesozoischer Hülle gerade noch auf niederösterreichischen Boden übertritt und hier unter dem Wiener Becken-Neogen versinkt, tektonisch wohl auch ins Liegende des dem Unterostalpin angehörigen Leithagebirges abtauchend (A. TOLLMANN 1971, S. 129; Abb. 4).

Von der Rechnitzer Serie andererseits ist seit W. J. SCHMIDT (1951, S. 314) bekannt, daß sehr viel für ihre Zuordnung zur penninischen Schieferfazies spricht, also zu der südlich der penninischen Schwellenzone

beheimateten Trogregion. Die im Zusammenhang mit der Wechsel-Rechnitzer Serie zur Diskussion stehenden Probleme wurden vom Verfasser 1967, S. 127 ff., zusammenhängend dargestellt, worauf hier verwiesen werden kann. Dieses Schiefer-Trogssystem scheint nach Osten bald zu enden — in der Bohrung Vat ENE Sombathely ist es in Westungarn ja noch erfaßt worden (M. VENDEL 1960, S. 285).

Eine echt karpatische Erscheinung aber, die bereits auf niederösterreichisch-burgenländischem Boden der Zentralalpen auffällt, soll nicht unerwähnt bleiben: Es ist die Auflösung der einheitlichen Längsaufwölbung der Zentralzone in eine Reihe von Einzelaufkuppelungen, die zugleich tektonische Fenster darstellen. Diese *Aufsplitterung der Aufwölbungszentren* ist ja für die Zentralkarpaten sehr charakteristisch und kommt dort auch in der morphologischen Gestaltung, in der Bildung zahlreicher Einzelgebirgsstöcke, durch breite Becken getrennt, zum Ausdruck. Mit der Ostrand-Fenstergruppe der Zentralalpen mit Fenstern bei Rechnitz, Bernstein, Meltern und im Wechsel tritt dieses karpatische Gliederungsprinzip bereits in den Ostalpen in Erscheinung.

### G. Inneralpine Ostrandbecken

Zum Abschluß soll noch vermerkt werden, daß die karpatisch-westpannonischen Einflüsse naturgemäß nicht nur auf die mesozoische Ära der Sedimentation und auf bestimmte alpidische orogenetische Strukturen beschränkt sind, sondern daß auch noch bei der Bildung der neogenen Schichtfolgen der Alpen-Ostrandbecken wie Wiener-, Eisenstädter-, Landseer und Steirisches Becken trotz zeitweiser partieller Isolation durch die Leithagebirgsschwelle und die Südburgenländische (= Transdanubische) Schwelle zahlreiche Einflüsse aus der östlichen Paratethys herüberreichen.

Die Individualität der Alpenostrandbecken gegenüber dem im Osten anschließenden Westpannonischen Becken (Raabgraben der Kleinen Ungarischen Tiefebene) wird anschaulich bei K. KOLLMANN (1965, S. 482; 608 ff.) herausgearbeitet und auf die ganz anders gelagerte Entwicklungsgeschichte der besonders im Mittelmiozän absinkenden Alpenostrandbecken gegenüber dem erst vom Pliozänbeginn an kräftig abwärts bewegten Westpannonischen Becken zurückgeführt. Da aber ab Badenien eine leichte Absenkung im Westpannonischen Becken an Hand rudimentärer Ablagerungen dieser Stufe und von Sarmatien zu registrieren ist und zugleich eine gute Verbindung aller Becken vorhanden war, sind natürlich verschiedenartige Einflüsse in Lithofazies, in Makro- und Mikrofauna aus dem Osten zu spüren, die sich allerdings natungegeben gegen das Pannonien hin verstärken. Auf die Einzelheiten der vielfältigen Beeinflussung aus dem Osten bis etwa zur Artzusammensetzung der pannonischen Ostracodenfaunen herauf — wie sie dem Verfasser z. B. besonders bei Studien im Eisenstädter Becken auffielen — könnte nur in einer eigenen, umfangreichen Studie eingegangen werden.

Hier soll hingegen auf eine sich in neuerer Zeit mehr und mehr abzeichnende Gemeinsamkeit besonderer Art hingewiesen werden: auf das für die innerkarpatisch-ungarische Senke so bezeichnende Auftreten mächtiger Vulkanite im Jungtertiär in Form des innerkarpatischen Vulkanbogens am Nordrand und seiner Tuffe im Tertiär des ungarischen Beckens mit den so bedeutenden sauren bis intermediären Effusiva wie Rhyolith, Dacit und Andesit der subsequenten Phase zwischen Oberburdigal und Unterpannon und den jüngeren Basalten des finalen Vulkanismus im Pliozän, der in der Mittelslowakei bis ins Altquartär emporreicht.

Unter den Alpen-Ostrandbecken macht sich der stärkste vulkanische Einfluß im Steirischen Becken bemerkbar, wo die Eruptiva des intermediären bis sauren miozänen Zyklus von Kalsdorf, Gleichenberg, Landorf-Mitterlabill und Weitendorf offenbar die direkte SW-Fortsetzung des inneren Vulkanbogens darstellen, hier auf die Zeit vom Karpatien („Oberhelvet“) bis ins tiefe Badienien („Untertorton“) beschränkt. Die gleichaltrigen Tuffe im steirischen Schlier werden wohl auf ebendiesen Vulkanismus der näheren Umgebung zurückgehen (K. KOLLMANN 1965, S. 601 ff.; 615 ff.). Dem zweiten, pliozänen Vulkanzyklus gehören im steirischen Becken die Basaltlaven, -tuffe und -Agglomerate im Ostteil an (l. c., S. 60 ff.).

Noch im Landseer Becken äußert sich diese zweite Phase mit dem basischen Vulkanismus durch die tiefpannonischen Basalte von Stoob und dem als dazisch-levantinisch eingestuften Basalt des Pauliberges (H. KÜPPER 1957, S. 34 ff.), wobei die Ostrandbasaltvorkommen von H. KÜPPER (1968, S. 157) indirekt in Beziehung zum bedeutenden Vulkanismus der Raab-Linie gebracht werden.

Im Wiener Becken sind die Ausstrahlungen des miozänen Vulkanismus noch schwächer zu spüren, so daß die wenigen bisher bekannten Vorkommen erhöhte Beachtung fanden. Im Karpatien der Bohrung Orth/Donau östlich von Wien ist zwischen 3130 m—3135 m ein Andesit (Latit)-Andesittuff-Komplex durchfahren worden (J. KAPOUNEK & A. PAPP 1969, S. 114, Abb. 1; H. WIESENER & S. SCHARBERT 1970, S. 159 ff.). Aus dem Badienien der Bohrung Linenberg 1 westlich von Zistersdorf stammt ein dichter, weißer Glastuffit von rhyolithischer oder intermediärer Zusammensetzung (l. c., S. 159). Schließlich wurde auch aus dem Sarmat des 5. Wiener Gemeindebezirkes ein Tuffit gemeldet (H. KÜPPER 1968, S. 76). Die Tuffe der inneralpin-innerkarpatischen Eruptionen können auch noch im Miozän der außeralpinen-außerkarpatischen Vortiefe registriert werden (T. BUDAY & I. CÍCHA 1968, S. 566).

#### Literatur

- ANDRUSOV, D.: Les nappes subalpines des Carpathes occidentales. — *Carpatologica*, **1**, 1—50, Praha 1936.  
 — Neues über die Epirogenese und Orogenese in den Westkarpaten. — *Geol. Rdsch.*, **50**, 404—415, Taf. 9, Stuttgart 1960.

- Geologie der tschechoslovakischen Karpaten, II. — 443 S., 139 Abb., 10 Tab., Berlin (Akademie-Verlag) 1965 a.
- Aktuelle Probleme der Karpatentektonik. — Verh. Geol. B.-A., Sdb: G, 1—10, 2 Abb., Wien 1965 b.
- Sedimentationszonen in der Nordkarpatischen Geosynklinale. — Geol. Rdsch., 56, 69—78, 1 Abb., Stuttgart 1966.
- Aperçu général sur la géologie des Carpathes occidentales. — Bull. Soc. géol. France, (7) 7, 1965, 1029—1062, 11 Abb., 1 Tab., Paris 1967.
- Grundriß der Tektonik der Nördlichen Karpaten. — 188 S., 70 Abb., Tab., Bratislava (Slow. Akad. Wiss.) 1968.
- Barnick, H.: Die Kapellener Schiefer im unterostalpinen Semmeringmesozoikum. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 59, H. 2, 1966, 121—138, 14 Abb., Wien 1967.
- Biely, A. & Bystricky, J.: Mesozoic of the Inner West Carpathians and the Klippen Belt. — Guide Excurs. 23. Int. Geol. Congr. Prague 1968, 15 AC, 44 S., 8 Abb., Bratislava (Geol. ústav) 1968.
- Birkenmajer, K.: Geology of the Klippen Belt of Poland. — Jb. Geol. B.-A., 103, 1—36, 5 Abb., Taf. 1, Wien 1960.
- Brix, F.: Der Raum von Wien im Lauf der Erdgeschichte. — S. 27—190, Abb. 9—41.  
[In:] Starmühlner, F. & Ehrendorfer, F. [Hg.]: Naturgeschichte Wiens, Bd. 1, 419 S., 11 Abb., 23 Tab., 5 Taf., Wien—München (Verl. Jugend und Volk) 1970.
- Brix, F. & Götzinger, K.: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV AG in der Molassezone Niederösterreichs etc., Teil I. — Erdoel-Z., 80, 57—76, 7 Abb., 5 Tab., Wien 1964.
- Buday, T. & Cicha, I.: Fore-Carpathian Basins in Moravia (The Foredeep). — S. 562—570, Fig. 9. [In:] Mahel, M. et al.: Regional Geology of Czechoslovakia, part II. 723 S. etc., Praha (Geol. Survey Czechosl.) 1968.
- Büchner, K.-H.: Geologie der nördlichen und südwestlichen Gesäuse-Berge (Ober-Steiermark, Österreich). — Diss. Natwiss. Fak. Univ. Marburg/Lahn, 118 S., 45 Abb., 3 Beil.-Taf., Marburg (Fotodruck Mauersberger) 1970.
- Bystricky, J.: Übersicht der Stratigraphie und Entwicklung der Trias in den Westkarpaten. — Geol. sbornik slov. akad. vied, 18, 257—266, 1 Tab., Bratislava 1967.
- Cicha, I. et al.: Übersicht über den heutigen Stand der Forschungen in der Molassezone Ždánicer und Pouzdřaner Einheit Süd-Mährens. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 56 (1963), H. 2, 445—468, 3 Tab., Taf. 1—2, Wien 1964.
- Cicha, I. et al.: Eine neue tektonische Einheit der äußeren Karpaten in Süd-mähren. — Geol. Prace, Zpravy 36, 85—104, 1 Tab., 1 Abb., 1 Taf., Bratislava 1965.
- Cornelius, H. P.: Aufnahmsbericht über Blatt Mürzzuschlag (4955): Grauwackenzone und Semmeringgebiet. — Verh. Geol. B.-A., 1936, 50—51, Wien 1936.
- Zur Schichtfolge und Tektonik der Mürztaler Kalkalpen. — Jb. Zweigstelle Wien Reichsstelle Bodenforsch., 89, 27—175, 18 Abb., Taf. 1—4, Wien 1939.
- Die Geologie des Schneeberggebietes. — Jb. Geol. B.-A., Sdb. 2, 111 S., 25 Abb., 1 Prof.-Taf., 1 geol. Kt., Wien 1951.
- Debelmas, J.: Comparaison du Trias haut-tatérique avec celui des Alpes Occidentales. — Acta geol. Polon., 10, 107—114, Warszawa 1960.
- Gaal, G.: Geologie des Roßkogelgebietes W Mürzzuschlag (Steiermark). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 16 (1965), 105—148, Taf. 6—7, Wien 1966.
- Götzinger, G.: Analogien im Eozänflysch der mährischen Karpaten und der Ostalpen. — Berichte Reichsamt Bodenforsch., 1944, 139—160, 7 Abb., 2 Tab., Wien 1945.

- Grill, R.: Aufnahmen 1956 auf den Blättern Krems an der Donau (38), Obergrafendorf (55) und St. Pölten (56). — Verh. Geol. B.-A., 1957, 29—32, Wien 1957.
- Über den geologischen Aufbau des Außeralpiner Wiener Beckens. — Verh. Geol. B.-A., 1958, 44—54, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Wien 1958.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau. — 52 S., 1 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1962.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte des nordöstlichen Weinviertels und zu Blatt Gänserndorf. — 155 S., 9 Abb., 4 Tab., 2 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1968.
- Hagn, H.: Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. — Geologica Bavarica, 44, 3—208, 10 Abb., 1 Tab., 12 Taf., München 1960.
- Hertweck, G.: Die Geologie der Ötscherdecke im Gebiet der Triesting und der Piesting und die Frage der alpin-karpatischen Abbiegung in den niederösterreichischen Kalkalpen. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 12, (1961), 3—84, Taf. 1—6, Wien 1961.
- Janoschek, R.: Über den Stand der Aufschlußarbeiten in der Molassezone Oberösterreichs. — Erdoel-Z., 77, 161—175, 12 Abb., Wien—Hamburg 1961.
- Erdöl und Erdgas in Oberösterreich. — S. 91—106, 8 Abb., 1 Tab. [In:] Podzeit, W. & Steininger, F. [Hg.]: Geologie und Paläontologie des Linzer Raumes. Linz (Stadtmuseum Linz) 1969.
- Janoschek, R., Küpper, H. & Zirkl, E. J.: Beiträge zur Geologie des Klippenbereiches bei Wien. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 47 (1954), 235—308, 1 Abb., Taf. 1—7, Wien 1956.
- Kapounek, J. & Horvat, S.: Die Bohrung Schönkirchen Tief 32 etc. — Erdoel-Erdgas-Z., 84, 396—407, 6 Abb., 5 Tab., Wien—Hamburg 1968.
- Kapounek, J., Koelbl, L. & Weinberger, F.: Results of new exploration in the basement of the Vienna Basin. — Proceed. sixth world petr. Congr. Francfort/Main 1963, sect. 1, paper 2, 205—220, 10 Abb., 5 Tab., Frankfurt/Main 1963.
- Kapounek, J., Kröll, A., Papp, A. & Turnovsky, K.: Der mesozoische Sedimentanteil des Festlandssockels der Böhmisches Masse. — Jb. Geol. B.-A., 110, 73—91, 1 Tab., 4 Taf., Wien 1967.
- Kapounek, J. & Papp, A.: Der Vulkanismus in der Bohrung Orth 1 etc. — Verh. Geol. B.-A., 1969, 114—123, 6 Abb., Wien 1969.
- Karrer, F.: Über ein neues Vorkommen von oberer Kreideformation in Leitersdorf bei Stockerau und deren Foraminiferen-Fauna. — Jb. Geol. B.-A., 20, 157—184, 1 Abb., 1 Tab., Taf. 10—11, Wien 1870.
- Kollárová-Andrusovová, V.: Récentes trouvailles d'Ammonoïdes dans le Trias des Karpates occidentales. — Geol. sbornik slov. akad. vied, 11, 105—110, Bratislava 1960.
- Cephalopodenfaunen und Stratigraphie der Trias der Westkarpaten. — Geol. sbornik slov. akad. vied, 18, 267—275, 1 Abb., 1 Tab., Bratislava 1967.
- Kollmann, K.: Jungtertiär im Steirischen Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57 (1964), H. 2, 479—632, 2 Abb., Taf. 1—6, Wien 1965.
- Kristan, E.: Geologie der Hohen Wand und des Miesenbachtals (Niederösterreich). — Jb. Geol. B.-A., 101, 249—291, 3 Abb., Taf. 22—23, Wien 1958.
- Kristan-Tollmann, E.: Beiträge zur Mikrofauna des Rhät. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 14 (1963), 125—148, 4 Abb., Wien 1964.
- Kristan, E. & Tollmann, A.: Zur Geologie des Semmering-Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 8, 75—90, Taf. 19—22, Wien 1957.
- Ksiazkiewicz, M.: Geology of the northern Carpathians. — Geol. Rdsch., 45 (1956—1957), 369—411, 12 Abb., Stuttgart 1957.
- Évolution structurale des Carpathes polonaises. — Livre mém. P. Fallot, 2, 529—562, 20 Abb., Paris (Soc. géol. France) 1963.



- Kühn, O. [Hg.]: Autriche. — Lexique strat. intern., Europe, fasc. 8, 646 S., 2 Taf., Paris (SNRS) 1962.
- Küpper, H.: Verbindendes und Trennendes an der Alpen-Karpatengrenze. — Geol. Rdsch., 40, 253—257, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1952.
- Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg—Deutschkreutz. — 67 S., 3 Abb., 12 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1957.
- Ergebnisse aus dem Ostalpenorogen mit Ausblicken auf östlich anschließende Räume. — Geol. Rdsch., 50 (1960), 457—465, 1 Tab., Stuttgart 1960 a.
- Erläuterungen zu einer tektonischen Übersichtsskizze des weiteren Wiener Raumes. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 53 (1959), 1—33, 1 Abb., 1 Taf., Wien 1960 b.
- Neuere Resultate der Geologie Österreichs, sofern sie für die Geologie Ungarns von Bedeutung sein können. — Földtani Közlöny, 95, 292—297, Budapest 1965.
- Wien. — Verh. Geol. B.-A., Bundesländerserie, Heft Wien, 206 S., 23 Abb., 20 Tab., 8 Fossiltaf., 20 Faltaf., Wien 1968.
- Kuthan, M.: Spuren der vulkanischen Tätigkeit in der Mitteltrias des Slowakischen Karstes. — Geol. Práce, 56, 55—74, 1 Abb., Taf. 3—4, Bratislava 1959.
- Lein, R.: Zur Cenomantransgression im Raum von Alland (N.-Ö.). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 19, 15—25, 2 Abb., Wien 1970.
- Lein, R. & Zapfe, H.: Ein karnischer „Dachsteinkalk“ mit Pachyodonten in den Mürztaler Alpen, Steiermark. — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natwiss. Klasse, 108, 133—139, 2 Abb., Wien 1971.
- Mahel, M.: Tektonik der zentralen Westkarpaten. — Geol. Práce, 60, 11—50, 1 Abb., 5 Tab., Beil.-Taf. 1 a—8, Bratislava 1961.
- Charakteristische Züge der Westkarpaten-Geosynklinale und die Beziehung einiger ihrer Einheiten zu solchen der Ostalpen. — Jb. Geol. B.-A., 106, 429—447, 1 Tab., Wien 1963.
- Marschalko, R. & Pulec, M.: Sedimentology of the Lunz Beds. — Geol. sbornik slov. akad. vied, 18, 331—344, 8 Abb., Taf. 22—24, Bratislava 1967.
- Mišík, M.: Microfazies of the Mesozoic and Tertiary Limestones of the West Carpathians. — 278 S., 3 Abb., 101 Taf., Bratislava (Slov. akad. vied) 1966.
- Müller, M.: Das Ergebnis der Bohrung Staffelsee 1 als Grundlage für neue Vorstellungen über Bau und Untergrund der gefalteten Molasse. — Geologica Bavarica, 63, 86—106, 3 Abb., 1 Tab., 1 Beil., München 1970.
- Noth, R.: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteiles an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. — Jb. Geol. B.-A., Sdb. 3, 91 S., 2 Tab., 9 Taf., Wien 1951.
- Oberhauser, R. & Plöckinger, B.: Das rhätische Foraminiferenkalkvorkommen bei Wopfung (N.-Ö.). — Verh. Geol. B.-A., 1968, 98—104, 2 Abb., Taf. 1, Wien 1968.
- Papp, A. et al.: Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich. — Verh. Geol. B.-A., 1968, 9—27, 1 Tab., Wien 1968.
- Papp, A. et al.: II. Die Eggenburger Schichtengruppe M 1 (a) b—d. — S. 49—94, Abb. 6—9. [In:] Steininger, F. & Senes, J. [Hg.]: Chronostratigraphie und Neostatotypen. Bd. 2. 827 S., etc., Bratislava (Slov. akad. vied) 1971.
- Plöckinger, B.: Kurzbericht über die Mesozoikumskonferenz 1959 in Budapest und die Frage des Zusammenhanges der Sedimentationsräume des alpinen und des ungarischen Mesozoikums. — Verh. Geol. B.-A., 1960, 214—217, Wien 1960.
- Die Kreide-Paleozänablagerungen in der Gießhübler Mulde, zwischen Perchtoldsdorf und Sittendorf (N.-Ö.). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 56 (1963), H. 2, 469—501, 6 Abb., 2 Tab., Taf. 1, Wien 1964.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe-Wand-Gebietes (Niederösterreich). — 142 S., 20 Abb., 4 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1967.
- Prey, S.: Helvetikum in der oberösterreichischen Flyschzone. — Verh. Geol. B.-A., Sdh. C, 98—102, Wien 1952.

- Flysch, Klippenzone und Kalkalpenrand im Almtal bei Scharnstein und Grünau (O.-Ö.). — Jb. Geol. B.-A., **96**, 301—343, 1 Abb., Taf. 13, Wien 1953.
- Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (N.-Ö.). — Jb. Geol. B.-A., **100**, 299—358, 2 Abb., Taf. 28, Wien 1957.
- Gedanken über Flysch und Klippenzonen in Österreich anlässlich einer Exkursion in die polnischen Karpaten. — Verh. Geol. B.-A., **1960**, 197—214, 1 Abb., Wien 1960.
- Vergleichende Betrachtungen über Westkarpaten und Ostalpen im Anschluß an Exkursionen in die Westkarpaten. — Verh. Geol. B.-A., **1965**, 69—107, 1 Taf., Wien 1965.
- Probleme im Flysch der Ostalpen. — Jb. Geol. B.-A., **111**, 147—174, 3 Abb., 3 Tab., Taf. 1, Wien 1968.
- Rosenberg, G. & Zirkl, E. J.: Ein Diabas-Vorkommen (Eruptivbrekzie) in der Frankfurter Decke von Kaltenleutgeben (N.-Ö.). — Verh. Geol. B.-A., **1963**, 16—24, 1 Abb., Wien 1963.
- Roth, Z.: Die Tektonik des Westabschnittes der Äußeren Karpaten in der CSSR. — Verh. Geol. B.-A., Sdh. G, 56—85, 9 Abb., Wien 1965.
- Die strukturellen Beziehungen in der Grenzzone zwischen den Alpen und Karpaten. — Geol. Práce, Zprávy **42**, 29—49, 1 Abb., Bratislava 1967.
- Scheffer, V.: Geophysikalische Angaben zur Tektonik des Grenzgebietes der Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **55** (1962), 61—84, 14 Abb., 1 Tab., Wien 1963.
- Scheibner, E.: The Klippen Belt of the Carpathians. — S. 304—371, Abb. 53—57, Tab. 5—19, Taf. 6. [In:] Mahel, M. et al.: Regional Geology of Czechoslovakia, pt. 2, 723 S., etc., Praha (Geol. Survey) 1968.
- Schmidt, W. J.: Überblick über geologische Arbeiten in Österreich. — Z. dtsh. geol. Ges., **102** (1950), 311—316, Hannover 1951.
- Spengler, E.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Hochschwabgruppe. — Verh. Geol. B.-A., **1920**, 49—60, Wien 1920 a.
- Das Aflenzler Triasgebiet. — Jb. Geol. R.-A., **69** (1919), 221—254, Taf. 4, Wien 1920 b.
- Die Puchberg-Mariazeller Linie und deren Bedeutung für den Gebirgsbau der östlichen Nordalpen. — Jb. Geol. B.-A., **81**, 487—530, Taf. 18—19, Wien 1931.
- Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. III. Teil. — Jb. Geol. B.-A., **102**, 193—312, 5 Abb., Taf. 4, Wien 1959.
- Les zones de faciès du trias des Alpes calcaires septentrionales et leur rapport avec la structure des nappes. — Livre mém. P. Fallot, **2**, 465—475, 1 Abb., Paris (Soc. géol. France) 1963.
- Spengler, E. & Stiny, J.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Eisenerz. — 100 S., 1 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1926.
- Spitz, A.: Der Höllesteinzug bei Wien. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **3**, 351—433, 15 Abb., Taf. 11—13, Wien 1910.
- Stur, D.: Geologie der Steiermark. — 654 S., zahlr. Abb., Tafn., Graz (Geognost.-montanist. Ver.) 1871.
- Tollmann, A.: Semmering und Radstädter Tauern. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **50** (1957), 325—254, 1 Taf., Wien 1958.
- Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchungen des zentralalpinen Mesozoikums. — Mitt. Geol. Bergbaustud. Wien, **10**, 1—62, 1 Taf., Wien 1959.
- Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen auf Grund fazieller und tektonischer Untersuchungen. — Geol. Rdsch., **50** (1960), 506—514, Taf. 15, Stuttgart 1960.
- Ostalpensynthese. — VIII + 256 S., 22 Abb., 11 Taf., Wien (Deuticke) 1963 a.
- Die Faziesverhältnisse im Mesozoikum des Molasse-Untergrundes etc. — Erdoel-Z., **79**, 41—52, 2 Abb., Wien—Hamburg 1963 b.

- Gehören die Tatriden zum Unterostalpin oder Pennin? — Geol. sbornik slov. akad. vied., **16**, 273—279, Bratislava 1965 a.
  - Die Fortsetzung des Briançonnais in den Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **57** (1964), H. 2, 469—478, Wien 1965 b.
  - Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. — Verh. Geol. B.-A., Sdh. **G**, 103—133, 1 Abb., Wien 1965 c.
  - Ein Querprofil durch den Ostrand der Alpen. — Ecl. geol. Helv., **60**, 109—135, 1 Abb., Taf. 1, Basel 1967 a.
  - Der geologische Bau der Ostalpen. — Österreich in Geschichte und Literatur, **11**, 496—510, 2 Abb., 1 Taf., Wien 1967 b.
  - Die tektonische Gliederung des Alpen-Karpaten-Bogens. — Geologie, **18**, 1131—1155, 2 Abb., Berlin 1969.
  - Aufnahmebericht 1969 über Blatt 156 — Muhr. — Verh. Geol. B.-A., **1970**, A 69—71, Wien 1970.
  - Überblick über die Neuergebnisse vom geologischen Bau Niederösterreichs. — Unsere Heimat, **42**, 103—140, 9 Abb., Wien 1971.
- Trauth, F.:** Die Grestener Schichten der österreichischen Voralpen und ihre Fauna. — Beiträge Paläont. Geol. Österr.-Ungarn Orient, **22**, 1—141, 1 Abb., 2 Tab., Taf. 1—4, Wien 1909.
- Über die Stellung der „pieninsischen Klippenzone“ und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **14** (1921), 105—265, 1 Tab., Taf. 3—4, Wien 1922.
  - Geologie der Klippenregion von Ober-St. Veit und des Lainzer Tiergartens. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **21** (1928), 35—132, Wien 1930.
  - Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **29** (1936), 473—573, 1 Kt., Wien 1937.
- Vendel, M.:** Über die Beziehungen des Kristallinunterbaues Transdanubiens und der Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **51** (1958), 281—294, 2 Tab., 1 Taf., Wien 1960.
- Wieseneder, W.:** Die Beziehung der Granitoide im Untergrund der Nordalpen zum moldanubisch-moravischen und alpin-karpatischem Kristallin. — Tschermaks miner. petrogr. Mitt., (3) **11**, 459—474, 4 Abb., Wien 1966.
- Gesteinsserien und Metamorphose im Ostabschnitt der Österreichischen Zentralalpen. — Verh. Geol. B.-A., **1971**, 344—357, 1 Abb., Wien 1971.
- Wieseneder, H. & Scharbert, S.:** Ein Latit-Tuffit in der Laaer Serie („Helvet“) des Wiener Beckens. — Tschermaks miner. petrogr. Mitt., **14**, 159—167, 6 Abb., Wien 1970.

#### Erläuterung zu Abb. 1

Abb. 1: Das Herüberreichen des karpatischen Einflusses (punktiert) in die Ostrandzonen der Ostalpen. Paläogeographische Skizze mit Eintragung des morphologischen Ostalpenrandes. Die von den Untergrundtrögen abweichend angelegten Jungschichtentröge sind mit strich-punktierter Linie gezeichnet.

