

**VERHANDLUNGEN**  
DER  
**GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT**

---

Bundesländerserie

Heft Niederösterreich

---

**GEOLOGIE DER ÖSTERREICHISCHEN  
BUNDESLÄNDER IN KURZGEFASSTEN  
EINZELDARSTELLUNGEN**

**NIEDERÖSTERREICH**

MIT 9 TABELLEN UND 7 TAFELN SOWIE EINER GEOLOGISCHEN KARTE  
UND 2 PROFILN AUF EINER BEILAGE

VON

**ERICH THENIUS, WIEN**

**WIEN 1962**

EIGENTÜMER, HERAUSGEBER UND VERLEGER: GEOLOGISCHE BUNDES-  
ANSTALT, WIEN III, RASUMOFSKYGASSE 23

DRUCK: GESELLSCHAFTSBUCHDRUCKEREI BRÜDER HOLLINEK

## Inhalt

	Seite
Vorwort . . . . .	3
<b>I. Der geologische Bau Niederösterreichs und seine Gliederung . . . . .</b>	<b>5</b>
1. Allgemeines . . . . .	5
2. Die Böhmisches Masse . . . . .	7
3. Die Molassezone und das inneralpin-karpatische Tertiär . . . . .	13
4. Die Waschberg-Zone . . . . .	31
5. Die Flysch- oder Sandstein-Zone (einschließlich Buntmergelserie und Klippenzonen) . . . . .	37
6. Die nördlichen Kalkalpen . . . . .	47
7. Die Grauwackenzone . . . . .	61
8. Die Zentralzone der Alpen (Semmering-Wechselgebiet, Bucklige Welt, Rosalien- und Leithagebirge, Hainburger Berge) . . . . .	64
<b>II. Das Quartär (Flußterrassen, Löss, Bodenbildungen etc.) . . . . .</b>	<b>70</b>
<b>III. Vom Werden der heutigen Landschaft . . . . .</b>	<b>75</b>
<b>IV. Rohstoffe . . . . .</b>	<b>78</b>
<b>V. Hydrogeologie . . . . .</b>	<b>83</b>
<b>VI. Geologische Aussichtspunkte . . . . .</b>	<b>88</b>
<b>VII. Geologisches Schrifttum und Karten . . . . .</b>	<b>90</b>
<b>VIII. Erläuterungen zur Kartenbeilage . . . . .</b>	<b>101</b>
Fossiltafeln I—VII . . . . .	103
Erdgeschichtliche Formations- und Alterstabelle . . . . .	118
Register . . . . .	119
Kartenbeilage: Übersicht des geologischen Baues sowie des Fossilinhaltes der Gesteine und zwei Profile	

## V o r w o r t

Die vorliegende Geologie von Niederösterreich stellt eine Kurzfassung im Rahmen der Serie „Geologie der österreichischen Bundesländer“ dar. Es ist hier versucht worden, die Ergebnisse der Geologie, Paläontologie und Petrographie, die in zahlreichen, in Fachzeitschriften verstreuten Einzelarbeiten publiziert und dadurch meist nur dem unmittelbaren Fachmann bekannt und zugänglich sind, einem breiteren Leserkreis in verständlicher Form zu vermitteln.

Es ist in diesem Rahmen der geologische Aufbau Niederösterreichs auf Grund des neuesten Forschungsstandes in seinen Grundzügen dargestellt und zugleich auf noch offene Fragen und Probleme hingewiesen, steckt doch die geologische Erforschung einzelner Gebiete (z. B. Zentralzone der Alpen durch die absolute Altersbestimmung von Gesteinen bzw. Ansichten über Petrogenese: Granitisation; vgl. C. EXNER und G. FRASL) noch in den Anfängen. Aber selbst in Gebieten, die als gut untersucht galten (tertiärzeitliche Becken) ist unsere Kenntnis noch durchaus unvollständig. Auf Details konnte in Anbetracht des zur Verfügung stehenden Raumes nicht eingegangen werden.

Haben die seit Beginn der Erdölerschließung im Wiener Becken niedergebrachten Bohrungen wesentliche Erkenntnisse für den geologischen Bau unseres Bundeslandes erbracht, so zeigen gerade die in jüngster Zeit im Molassebereich abgeteuften Tiefbohrungen, wie sehr unsere Kenntnis vom geologischen Aufbau Niederösterreichs noch der Ergänzung und Änderung bedarf. Dabei ist allerdings die Trennung zwischen objektiven Beobachtungsergebnissen und subjektiven Interpretationen sehr wichtig. Unter diesen Umständen mag es verständlich erscheinen, wenn einzelne Fragen und Probleme auch gegenwärtig noch nicht endgültig geklärt sind. Andererseits erscheint jedoch in Anbetracht des steigenden Interesses weiter Kreise für geologische Fragen und die zunehmende Erkenntnis, daß der Geologie in der Praxis eine entscheidende Rolle zukommt, eine derartige Zusammenstellung erwünscht. Der Unterzeichnete folgt damit einer Aufforderung von Herrn Prof. Dr. H. KÜPPER, Direktor der Geologischen Bundesanstalt in Wien, diese Kurzfassung für das Bundesland Niederösterreich zu verfassen. Der Unterzeichnete ist dieser Aufforderung umso eher nachgekommen, als eine moderne, allgemein verständliche Übersicht über den geologischen Aufbau Niederösterreichs und seine Gliederung nicht existiert und dieser außerdem in dem für den Unterrichtsgebrauch an Mittelschulen zugelassenen Lehrbuch viel zu kurz und zum Teil gänzlich veraltet dargestellt ist. Es wird damit zugleich einem langjährigen Wunsch der Mittelschullehrerschaft nach einer derartigen Darstellung entsprochen.

Die im speziellen Teil verwendeten stratigraphischen Begriffe sind nur kurz erläutert, da sich eine ausführliche Besprechung und Definition im „Lexique stratigraphique international“ (s. u. O. KÜHN und Mitarbeiter) findet.

Von einer lückenlosen Aufzählung sämtlicher benützter Publikationen wurde in diesem Rahmen mit Absicht Abstand genommen. Im Literaturverzeichnis wurde nur eine Auswahl der wichtigsten bzw. neuesten Veröffentlichungen aufgenommen, aus denen ältere Literaturzitate sowie Einzelheiten entnommen werden können.

Für einzelne Hinweise bzw. Mitteilung noch unveröffentlichter Untersuchungsergebnisse bin ich den Herren Dozent Dr. G. FRASL, Hochschule für Bodenkultur in Wien, Dr. P. BECK-MANNAGETTA, Geologische Bundesanstalt Wien, Wien, Prof. Dr. H. KÜPPER, Geologische Bundesanstalt Wien, Prof. Dr. A. PAPP, Universität Wien, Dr. A. RUTTNER, Geologische Bundesanstalt Wien, und cand. phil. F. STEININGER, Wien, zu Dank verpflichtet. Für kritische Durchsicht des Manuskriptes, bzw. einzelner Kapitel davon, danke ich den Herren Dr. S. PREY und Dr. H. HOLZER, beide Geologische Bundesanstalt Wien, auch an dieser Stelle bestens. Die beiden Profile (s. Kartenbeilage) wurden entgegenkommenderweise von den Herren Dir. Dr. H. KÜPPER, Dr. S. PREY und Dr. A. RUTTNER zur Verfügung gestellt, wofür mein herzlichster Dank ausgesprochen sei. Dies gilt auch für Herrn H. KERSCHHOFER, Geologische Bundesanstalt Wien, der die Reinzeichnung der Kartenvorlage und der Profile besorgte.

Dem Amt der Niederösterreichischen Landesregierung (Kulturreferat) dankt der Unterzeichnete für die leihweise Überlassung der Druckstöcke zu den Fossiltafeln I bis VII.

Wien, im Jänner 1961.

ERICH THENIUS

# I. Der geologische Bau Niederösterreichs und seine Gliederung

## 1. Allgemeines

Der geologische Bau von Niederösterreich ist außerordentlich mannigfaltig. Dies prägt sich bereits in der Landschaft aus, die von den Hochalpen bis zur Hochfläche des Waldviertels, von der hügeligen Sandsteinzone bis zur weiten Ebene des Wiener Beckens reicht und auch den Nichtfachmann den verschiedenartigen Untergrund ahnen läßt. Dieser stark wechselnde Landschaftscharakter ist durch das verschiedenartige Gesteinsmaterial und die wechselvolle Geschichte seiner Entstehung bedingt. Er läßt eine Großgliederung zu, an die wir uns im folgenden auch halten wollen.

Das niederösterreichische Waldviertel wird im wesentlichen aus dem Kristallin der Böhmischem Masse aufgebaut, die sich außerhalb von Niederösterreich weiter nach Westen und Norden fortsetzt. Das südlich und östlich anschließende, flache Hügelland entspricht dem Alpen-Karpaten-Vorland oder der Molassezone, deren tertiärzeitliche Ablagerungen vorwiegend unverfestigt sind. Der nördlich der Donau gelegene Molasseanteil wird im Osten durch die bereits landschaftlich auffallende Waschberg-Zone begrenzt, die ungefähr in SSW—NNE-Richtung verläuft und den Wasch- und Michelberg, die Leiser Berge sowie die Klippenberge von Staatz und Falkenstein umfaßt. Sie setzt sich nach Mähren hinein fort. Im Süden der Molassezone schließt die Flysch- oder Sandsteinzone mit ihren meist bewaldeten, sanft gerundeten Hügelformen an, die sich als Umgrenzung des Korneuburger Beckens mit dem Rohrwald und Bisamberg auch nördlich der Donau fortsetzt und die (südlich der Donau) mit der sogenannten Buntmergelserie und den Klippenzonen in engstem tektonischem Kontakt steht. Die nächste Einheit bilden die Nördlichen Kalkalpen, die aus verschiedenen tektonischen Elementen (sogenannten Decken) bestehen und den Großteil der Südhälfte unseres Bundeslandes einnehmen. Im Süden schließt sich die Grauwackenzone an, die sich auf niederösterreichischem Boden von der Prein über Gloggnitz bis gegen Ternitz erstreckt. Anteile der ebenfalls Deckenbau zeigenden Zentralzone der Alpen sind im südöstlichen und östlichen Teil von Niederösterreich im Gebiet des Semmering und Wechsels, der Buckligen Welt, des Rosalien- und Leithagebirges sowie der Hainburger Berge vorhanden. Innerhalb des Alpen-Karpaten-Bogens erstreckt sich als abgesunkenes Becken die weite Ebene des Inneralpinen Wiener Beckens, das wirtschaftlich durch die erdöl- und erdgasführenden Ablagerungen besonders bedeutsam ist.

Soweit die geologische Großgliederung unseres Bundeslandes. Die Begrenzung der einzelnen Zonen geht aus der geologischen Kartenskizze sowie aus dem folgenden Text hervor.

Diese geologische Großgliederung läßt somit den überaus wechselnden Aufbau unseres Bundeslandes aus verschiedenen Gesteinen und Sedimenten erkennen, der zugleich das Ergebnis eines über Jahrmillionen dauernden Geschehens ist, an dessen Rekonstruktion Geologen und Paläontologen gleichermaßen beteiligt sind. Im Laufe dieser Geschichte kam es wiederholt zu Gebirgsbildungen mit Überschiebungen ganzer Schichtpakete, zur Falten-, Decken- und Schuppenbildung, zu Brüchen und damit zu Senkungen und Hebungen sowie zu Meeresüberflutungen und Trockenlegungen einst meeresbedeckter Gebiete. Diese Gebirgsbildungen führten aber nicht nur zur Änderung der ursprünglichen Schichtfolge, sondern waren auch mit einem, je nach Grad der Beanspruchung verschieden hohen Grad der Metamorphose, also der Gesteinsumwandlung, verbunden. Solche Metamorphosen konnten durch Überschiebungen, durch Absenkung ganzer Schichtkomplexe in größere Tiefen bzw. auch durch das vielfach in Zusammenhang mit Gebirgsbildungen stehende Aufdringen magmatischer Massen erfolgen.

Durch Fossilfunde ist nicht nur die zeitliche Aufeinanderfolge bei Sedimentgesteinen festlegbar, sondern auch der Zeitpunkt von gebirgsbildenden Phasen, Brüchen und sonstigen tektonischen Ereignissen, welche die Oberflächengestalt entscheidend beeinflußt haben. Für unseren Bereich ist außer den paläozoischen (kaledonischen und variszischen) Gebirgsbildungen vor allem die sogenannte alpidische<sup>1)</sup> Gebirgsbildung wesentlich, die mit ihren ersten wichtigen Phasen im jüngeren Erdmittelalter begonnen hat und die auch gegenwärtig noch nicht völlig abgeklungen ist. Erst seit wenigen Jahrzehnten ist durch die Deckenlehre erkannt worden, daß es im Alpengebiet zu großräumigen Überschiebungen ganzer „Decken“, also tektonisch transportierter, wurzelloser Gesteinskomplexe, gekommen ist. Das Erkennen dieser tektonisch bedingten Veränderungen ist von außerordentlicher Wichtigkeit für denjenigen, der sich Vorstellungen über das Aussehen der Landschaft von einst machen will. Wesentlich ist dabei, daß die fernüberschobenen Decken der Ostalpen verhältnismäßig dünne Gesteinskomplexe mit aufrechter Schichtfolge darstellen.

Die Erkenntnis vom außerordentlich komplizierten tektonischen Bau der Alpen und Karpaten hat zur Ausscheidung verschiedener tektonischer Einheiten geführt, deren Ablagerung einst in verschiedenen Sedimentationsräumen erfolgte und die dementsprechend meist eine etwas voneinander abweichende Fazies (= wörtlich „Gesicht“, d. h. in unserem Fall Fossilinhalt und Sedimentcharakter betreffend) zeigen. Daraus geht die Wichtigkeit der Unterscheidung faziell, bzw. tektonisch bedingter Verschiedenheiten von Absatzgesteinen hervor. Als besonders wertvolle moderne Untersuchungsmethoden haben sich hierfür die Mikropaläontologie, einschließlich der Palynologie, d. h. der Pollen- und Sporenanalyse (Arbeitsgebiet der Mikropaläontologie sind mikroskopisch kleine Fossilien einschließlich der Nanno- oder Kleinstfossilien; vgl. H. STRADNER), und die Sedimentpetrographie mit der Schwermineralanalyse (Schwerminerale sind Mineralien, deren spezifisches Gewicht höher ist als 2,9; z. B. Granat, Rutil, Zirkon) erwiesen. Sie ermöglichen eine entsprechende Beurteilung der Fazies (Fossilinhalt sowie Ausbildung der Sedimente) und sind damit auch für den Tektoniker unentbehrlich. Die Schwierigkeiten in der richtigen Beurteilung der tektonisch bzw. faziell bedingten Vielfalt unserer alpinen Sedimente haben zu Meinungsverschiedenheiten unter den einzelnen Bearbeitern geführt, welche zum Teil auch heute noch nicht überwunden sind.

<sup>1)</sup> Nach den Alpen, die durch sie gebildet wurden, benannt.

Zu diesen, selbst für den Fachmann oft nicht einhellig zu lösenden Problemen kommt für den Fernerstehenden, der sich an Hand der Fachliteratur orientieren will, noch eine weitere Schwierigkeit hinzu, nämlich die Nomenklatur, d. h. die Namensgebung für die verschiedenen (tektonischen) Einheiten, deren Namen meist nur aus der historisch bedingten Entwicklung verständlich werden und die überdies von den einzelnen Bearbeitern vielfach nicht im gleichen Sinn verwendet werden. So leiten sich manche Bezeichnungen aus den Westalpen, und zwar aus der Schweiz, andere hingegen aus den Karpaten ab, was mit der geographischen Lage der Ostalpen zusammenhängt. Dies geht besonders deutlich aus der Benennung der einstigen Sedimentationsräume, bzw. daraus entstandener tektonischer Einheiten (Deckenkomplexe) hervor, deren ursprüngliche Anordnung vom Norden nach Süden folgende war: helvetischer<sup>2)</sup>, ultrahelvetischer<sup>3)</sup>, penninischer<sup>4)</sup>, unter-, (?)mittel- und oberostalpin<sup>5)</sup> und südalpin<sup>6)</sup> Ablagerungsraum. Gebirgsbildende Bewegungen zu verschiedenen Zeiten haben nicht nur zur Überschiebung der nördlichen Kalkalpen über das Unterostalpin und Penninikum hinweg und zur Aufschiebung auf den Flysch, der Flyschdecke auf das Helvetikum und beider auf die Molasse geführt, sondern auch zum teilweisen Einbruch des Alpen-Karpaten-Bogens und damit zur Entstehung des inneralpin-karpatischen Wiener Beckens. Der Hochgebirgscharakter der Alpen und damit des Penninikums datiert erst seit dem ausgehenden Tertiär, bzw. der folgenden Eiszeit (Pleistozän), in der auch der gegenwärtige Landschaftscharakter endgültig geprägt wurde.

## 2. Die B ö h m i s c h e M a s s e (s. Tabelle I und Tafel I)

Die B ö h m i s c h e M a s s e nimmt den nordwestlichen Teil unseres Bundeslandes ein und baut mit ihrem Kristallin den Untergrund des niederösterreichischen Waldviertels auf. Dieses umfaßt nur einen Teil der Böhmisches Masse, die sich in nördlicher und westlicher Richtung weit in die Tschechoslowakei, bzw. über Oberösterreich bis nach Bayern erstreckt. Die Böhmisches Masse zeigt gegenwärtig nur Mittelgebirgscharakter, dessen höchste Erhebungen (im Böhmer-

<sup>2)</sup> Helvetikum: Nach Helvetia (= Schweiz), da dort in typischer Ausbildung vorhanden und von dort ursprünglich beschrieben. Nicht zu verwechseln mit dem stratigraphischen Begriff Helvet oder Helvetium, einer ebenfalls nach der Schweiz benannten Stufe des Miozäns.

<sup>3)</sup> Da in der Schweiz über dem Helvetikum.

<sup>4)</sup> Nach den penninischen (= Walliser) Alpen der Schweiz.

<sup>5)</sup> Nach den Ostalpen. Untergliederung nach den tektonisch bedingten Lagebeziehungen, wonach die unterostalpine als einst nördlichste die unterste, die oberostalpine als einst südlichste die oberste tektonische Einheit der Ostalpen darstellt. In der älteren Literatur werden meist nur unter- und oberostalpine Einheiten unterschieden, doch weisen neueste Untersuchungen auf die Existenz einer eigenen mittelostalpinen Einheit hin (s. TOLLMANN 1959 und 1960), indem nach TOLLMANN das bisherige Oberostalpin in zwei Teileinheiten aufgelöst wird. Die tiefere Einheit (Mittelostalpin im Sinne von TOLLMANN) besteht aus Altkristallin mit metamorpher, lückenhafter Hülle aus zentralalpinem Mesozoikum, während das Oberostalpin i. S. v. TOLLMANN z. T. fossilführendes Paläozoikum (der Grauwackenzone) und nicht metamorphes Mesozoikum in nordalpinen Fazies umfaßt. Diese Auffassung blieb jedoch keineswegs unwidersprochen, indem einerseits das Paläozoikum der oberostalpinen Einheiten stellenweise in eine ihr zurechenbare kristalline Serie übergehen (= oberostalpinen Kristallin) andererseits das sog. mittelostalpine „Altkristallin“ dem Unterostalpin angehören soll (s. P. BECKMANNAGETTA und H. FLÜGEL), (vgl. S. 68). Die von L. KOBER (1923) vorgenommene Dreiteilung des Ostalpines entspricht nicht der von A. TOLLMANN, da L. KOBER die Grenzen noch innerhalb des Kristallins zu ziehen versuchte.

<sup>6)</sup> Nach den Südalpen (Dolomiten, Karnische Alpen).

wald) nicht über 1500 m betragen. Es ist der Rest eines alten, vornehmlich variszischen <sup>7)</sup> Hochgebirges, das bereits am Ende des Paläozoikums zu einem flachen Rumpfgebirge umgeformt war und von dem weitere Reste als Horste im Französischen Zentralplateau, im Harz, Fichtelgebirge, Schwarzwald und den Vogesen erhalten geblieben sind. Im Waldviertel bildet die Böhmisches Masse eine Rumpffläche mit seichten, oft moorigen Mulden und mit durchschnittlichen Gipfelhöhen zwischen 600 und 900 m. Nur vereinzelt erreichen die Gipfel über 1000 m Höhe (z. B. Großer Peilstein). Oberflächlich ist das Gestein oft vergrust oder zersetzt und stellenweise zu Kaolin umgewandelt. Besonders kennzeichnend ist die Verwitterungsform des Granits, die zu den auf der Hochfläche der Böhmisches Masse allenthalben vorkommenden, riesigen gerundeten Blöcken geführt hat, für die sich die Bezeichnung Kugel- oder Wollsackverwitterung eingebürgert hat. Fälschlich werden solche verwitterte Granitvorkommen Findlinge genannt. Sie haben gelegentlich Bedeutung für die Steingewinnung. Manche dieser Blöcke, besonders sogenannte „Wackelsteine“, stehen unter Naturschutz (siehe A. MEISINGER). Gneiskörper bilden Härtlingsrücken, Flüsse oft richtige Mäander.

Die Böhmisches Masse erstreckt sich von der nördlichen, bzw. westlichen Landesgrenze gegen Süden in Ausläufern (Amstettener Bergland, Dunkelsteiner Wald) bis über die Donau, im Osten bis an eine, in annähernd SSW—NNE-Richtung verlaufende Linie, die sich von Krems über Langenlois, Maissau, Retz und Znaim weiter nach Norden verfolgen läßt. Im Süden und Osten fallen die Gesteine der Böhmisches Masse gegen die Molassezone mehr minder schroff ab, setzen sich jedoch unter deren tertiären Sedimenten fort, die auch gegenwärtig noch in Form von Buchten stellenweise weit (z. B. Eggenburger und Horner Bucht) auf den kristallinen Untergrund übergreifen, wobei die Horner Bucht sich dem im Gelände hervortretenden Bogen von Messern—Dreieichen—Schönberg anschmiegt. Stellenweise tritt das Kristallin noch im Molassebereich zutage (z. B. beim Engelbach in den Strengbergen SE St. Valentin).

Wie durch Tiefbohrungen im Bereich der Molasse- und der Flyschzone festgestellt werden konnte, bildet die Böhmisches Masse nicht nur den Untergrund der Molasse, sondern setzt sich im Süden auch noch unter den Alpen fort. So wurden die Erkundungsbohrungen von Absdorf und Mailberg im nördlichen Molassebereich in Schiefergneisen, Phylloniten und Glimmerschiefern, bzw. in unterkarbonischen Grauwacken, jene von Texing (Flyschzone) in Gneisen und Amphiboliten der Böhmisches Masse eingestellt. Östlich des annähernd SW—NE-verlaufenden Mailberger Abbruches ist die Böhmisches Masse stark abgesunken, wodurch die Sedimente der Molassezone in diesem Teil bis gegen 2000 m Mächtigkeit erreichen. Der im Gelände deutlich sichtbare Schmidsteilrand entspricht allerdings nicht dieser Bruchzone, sondern bildet nur die westlich davon gelegene morphologische Grenze zwischen Böhmisches Masse und Molassezone. Die Tiefbohrungen in der südlichen Molassezone (Tullner Becken) lassen ein starkes Relief des kristallinen Untergrundes (z. B. Traisentrog: Untergrund in 2000 m Tiefe) mit meist tektonisch bedingten Absenkungen erkennen (s. R. GRILL).

Die einförmige äußere Gestalt der Böhmisches Masse entspricht keineswegs dem komplizierten inneren Aufbau, an dem zwei grundsätzlich voneinander verschiedene Einheiten beteiligt sind. Die Gesteine der Böhmisches Masse sind einerseits Erstarrungsgesteine, und zwar hauptsächlich Tiefengesteine, die einst in tieferen Teilen der Erdkruste erstarrten und oft erst durch seitherige Ab-

<sup>7)</sup> Benannt nach einem alten Volksstamm im Fichtelgebirge, das durch diesen Gebirgsbildungszyklus aufgefaltet wurde.

tragung des Gebirges an die Oberfläche gelangten (z. B. aus sauren Magmen: Granit; aus basischen Magmen: Diorit und Gabbro<sup>8)</sup>), andererseits kristalline Schiefer (metamorphe Gesteine), die meist mannigfach verfaltet sind und deren stark wechselnde Zusammensetzung aus der Vielfalt des Ausgangsmaterials verständlich wird. Es sind einerseits Abkömmlinge von Absatzgesteinen (sogenannte Paragesteine), andererseits umgewandelte Erstarrungsgesteine (sogenannte Orthogesteine); diese erhielten durch Druck und Temperatureinflüsse sowie Stoffaustausch ein anderes Gefüge und anderen Mineralbestand. Tone wurden zu Phylliten, Glimmerschiefern und Paragneisen, Kalke zu Marmoren und Sandsteine zu Quarziten und die Graphitschiefer (z. B. Mühldorf bei Spitz) lassen sich auf einstige kohlenstoffreiche Absatzgesteine zurückführen. Auch Mischgesteine zwischen Tiefengesteinen und kristallinen Schiefen treten häufig auf.

Die wichtigsten Gesteine der Böhmisches Masse auf niederösterreichischem Boden sind: Weinsberger (= Kristallgranit), Mauthausener, Gmünder (= Eisgarner) und Rastenberger Granit, Spitzer und Gföhler Gneis, Hornblendegesteine, Granulite (z. B. Dunkelsteinerwald), Paragneise und Glimmerschiefer, Marmore, Kalksilikatgesteine, Serpentine, Diorite und Amphibolite des moldanubischen Anteils (s. u.), Eggenburger (= Maissauer, bzw. Thaya-) Granit und Bittescher Gneis nebst Schiefergesteinen des moravischen Anteils der Böhmisches Masse (vgl. L. WALDMANN).

Diese Gesteine können besonders in den an zum Teil riesigen Steinbrüchen reichen Durchbruchsstrecken der Donau (Strudengau, Wachau) beobachtet werden. Aber auch sonst bilden Steinbrüche oft große künstliche Aufschlüsse (z. B. Maissauer Granit im Gänsgraben bei Limberg).

Nach Verschiedenheit im Bau der Gesteine (verschiedene sedimentäre Fazies und verschiedene magmatische Provinzen) und ihrer Entwicklungsgeschichte (verschiedene Tektonik und Kristallisation) gliedert man seit F. E. SUSS das Grundgebirge der Böhmisches Masse und damit jenes des Waldviertels in die moldanubische (benannt nach Moldau-Donaugebiet) Scholle im Westen und das moravische Gebirge (benannt nach Mähren) im Osten, deren Grenze annähernd s-förmig von Krumau im Norden über Frain und Messern bis Schönberg am Kamp im Süden verläuft. Im Gelände wirkt sich diese Grenze, die eine tektonisch bedingte Überschiebungsfäche darstellt, wenig aus, da hier moldanubische Gneis-Glimmerschiefer und moravische Schiefer aufeinandertreffen, während die im Gelände stärker hervortretenden, da viel widerstandsfähigeren Granite westlich bzw. östlich davon anstehen. Die wesentlichsten Unterschiede zwischen Moldanubikum und Moravikum äußern sich nicht nur in der verschiedenartigen Struktur der Gesteine, sondern auch im Mineralbestand und sind durch Herkunft und tektonische Beanspruchung bedingt. Sie sprechen dafür, daß beide Gesteinskomplexe aus größerer Entfernung an- bzw. aufeinandergeschoben wurden. Weiters lassen die Gesteine in ihrer Gesamtheit erkennen, daß das Kristallin der Böhmisches Masse vom alpinen Kristallin verschieden ist. Diese Verschiedenheit ist für die Beurteilung der paläogeographischen Verhältnisse bzw. der einstigen Sedimentationströge außerordentlich wichtig. So fehlen dem alpinen Kristallin beispielsweise sowohl die für das Moldanubikum charakteristischen Granulite und der Gföhler Gneis als auch der für das Moravikum kennzeichnende Bittescher Gneis.

Der Aufbau der m o r a v i s c h e n Z o n e ist durch den kuppelförmigen Bau (Thayakuppel) gekennzeichnet, indem sich zwiebelschalenartig Hüllen aus Kalken

<sup>8)</sup> Ein Eingehen auf die neuerdings in Fluß befindlichen Diskussionen über die Entstehung der Granite und Gneise ist hier nicht möglich.

und Phylliten sowie serizitischen Augengneisen (Bittescher Gneis) um einen meist aus Granit (z. B. Retzer-Eggenburger-Maissauer Granit) oder untergeordnet aus vorgranitischen Dioriten bestehenden, in der Tiefe erstarrten Kern, den sog. Thayabatholith legen. Von der Thayakuppel tritt jedoch nur die westliche Hälfte zutage, die östliche Flanke ist von jungtertiären Sedimenten der Molassezone bedeckt bzw. an Brüchen abgesunken. Diese Tiefengesteine sind zum Teil mehr minder lagenförmig als sog. Lakkolithen in eine Serie von gefalteten und verschuppten, steilgestellten Schieferen, die als „Pleissinger Serie“ bezeichnet werden, eingedrungen und haben im Grenzbereich zu den Hüllschiefern zur Bildung von grano-dioritischen Mischgneisen (z. B. Weitersfelder Stengelgneis) geführt. Die Granite des Thayabatholithen gehören nach ihrer Zusammensetzung einem anderen Magmaherd an als jene der moldanubischen Scholle. Bemerkenswert ist ferner, daß die Orthogneise im Hangenden der Pleissinger Masse (= Gruppe der Bittescher Gneise) stärker metamorph sind als die Schiefer des Liegenden, was mit der im Rahmen der variszischen Gebirgsbildung erfolgten Überschiebung durch die moldanubische Masse erklärt wird (F. E. SUESS). Nachträgliche Abtragung dieser moldanubischen Gesteinsserien hat zur Freilegung des Moravikums und damit zur Bildung des sog. moravischen Fensters geführt.

Tabelle I. Kristallin der Böhmisches Masse (wichtige Gesteine).

	Moldanubikum	Moravikum
Tiefengesteine	Eisgarner Granit Mauthausener Granit Weinsberger Granit Diorite Gabbros	Retzer Granit Eggenburger Granit Maissauer Granit Diorite
Kristalline Schiefer magmatischer Herkunft (= Orthogesteine)	Gföhler Gneis Spitzer Gneis Gabbro-Amphibolit Eklogite Granulite (z. T.)	Bittescher Gneis
Kristalline Schiefer sedimentärer Herkunft (= Paragesteine)	Paragneise (mit Cordierit, Granat und Sillimanit) Glimmerschiefer Kalkmarmore Dolomitmarmore Kalksilikatmarmore Augitgneise Kalksilikatschiefer Quarzite Graphitschiefer	Weitersfelder Stengelgneis  Phyllite Serizit-Quarzite Kalkglimmerschiefer Granat-Stauroolith-Glimmerschiefer gew. Glimmerschiefer Biotit-Quarzite Marmore Kalksilikat-Schiefer Graphitschiefer

In der Pleissinger Masse ist es durch tektonische Vorgänge zu einer komplizierten Verschuppung und Verfaltung mit verschiedenen Paragesteinen gekommen. Unter diesen Gesteinen sind ältere, durch das Magma des Thayabatholithen beeinflusste, und jüngere, dadurch nicht mehr veränderte Schiefergesteine, die aus einstigen Sedimenten hervorgegangen sind, zu unterscheiden. Letztere sind nach Fossilfunden auf mährischem Boden devonischen Alters. Während die jüngeren, nachgranitischen kristallinen Schiefer vorwiegend durch Phyllite, jüngere

(Serizit-) Quarzite und Kalkglimmerschiefer vertreten sind, gehören zu den älteren (vorgranitischen oder altkristallinen) dünn gebankte Granat-Stauroolithglimmerschiefer, gewöhnliche Glimmerschiefer, ältere (Biotit-) Quarzite, Marmore, Kalksilikatschiefer etc., die aus einstigen Tonschiefern, Quarziten und Kalken hervorgegangen sind. Diese Gesteine waren bereits vor dem Eindringen der Granite, das vermutlich im Altpaläozoikum erfolgte, verschiefert.

Als ganzes gesehen, ist das Moravikum vom Westen nach Osten durch den weitgehend zonaren Aufbau aus Bittescher Gneis, Glimmerschiefern, Phylliten und Kalken, Weitersfelder Stengelgneis, Mischgneisen und den Graniten des Thayabatholithen gekennzeichnet.

Der westliche Abschnitt des Moldanubikums auf niederösterreichischem Boden wird im wesentlichen aus Graniten (Weinsberger Granit im südlichen, Eisgarner Granit im nördlichen Teil) gebildet, die das größte zusammenhängende Granitmassiv Mitteleuropas darstellen, während der östliche Abschnitt wesentlich komplizierter gebaut und vorwiegend aus kristallinen Schiefern zusammengesetzt ist, die aus Erstarrungs- und Sedimentgesteinen hervorgegangen sind. Abgesehen von dem vom Kleinen Kamp SE Rastefeld im Süden bis weit über Vitis im Norden reichenden Granitstock aus Rastenberger und Mauthausener Granit (mit Diorit- und Amphibolitschollen) und den auch im Gelände als Härtlinge hervortretenden, im allgemeinen N—S-streichenden Gneiszügen (Spitzer und Gföhler Gneis) und Granuliten, sind vorwiegend Glimmerschiefer und Cordieritgneise, „Schiefergneise“, Marmorzüge, Graphitschiefer, Amphibolite, Serpentin, Olivinfelse und Eklogite am Aufbau des Moldanubikums beteiligt. Zahlreiche Probleme, wie etwa die Beziehungen zwischen Spitzer Gneisen und Paragesteinsserien und jene zwischen letzteren und dem Gföhler Gneis, harren noch einer befriedigenden Lösung (s. CH. EXNER). Verschiedenen Ganggesteine haben frühzeitig das Interesse der Petrographen auf sich gezogen (z. B. Dioritporphyrit).

Sämtliche kristallinen Schiefer zeigen Spuren tektonischer Umformung, die jedoch infolge der Umkristallisation durch das Aufdringen von Tiefengesteinen in weiten Gebieten verwischt wurden. Im Zusammenhang damit ist es auch zu Mischgesteinen gekommen (z. B. Gföhler Gneis p. p.). Die Tiefengesteine sind Gabbros, Diorite und Granite (Weinsberger, Rastenberger, Mauthausener und Eisgarner Granit). Die kristallinen Schiefer lassen trotz mancher lokaler Abweichung ein regionales SW—NE-Streichen erkennen. Kristalline Schiefer magmatischer Herkunft, also Orthogesteine, sind: Spitzer Gneis, (Gabbro-)Amphibolite, Olivinfelse und Eklogite, Serpentine, solche sedimentärer Herkunft: Schiefergneise, z. T. Granat, Cordierit und Sillimanit führend, Augitgneise, graphitisch gebänderte Kalkmarmore und Dolomite, Spitzer (Augit-)Mamore, Quarzite, Graphitschiefer. Ihr geologisches Alter konnte jedoch bisher mangels Fossilfunden nicht exakt bestimmt werden. Immerhin können aus dem Verhalten der zu kristallinen Schiefern gewordenen Erstarrungsgesteine gegen ihre Umgebung wertvolle Schlüsse auf die Altersfolge ihres Eindringens in die Schiefer gewonnen werden. So lassen sich (nach L. WALDMANN) Granodiorite und Granite (spätere Spitzer Gneise), hierauf basische Magmen (Eklogite, Gabbro) und schließlich saure aplitische Schmelzen unterscheiden. Von den Graniten ist der Weinsberger Granit älter als der Mauthausener, der wiederum älter ist als der Eisgarner Granit. Eine Bestätigung dieser Auffassung erbrachten neuere Untersuchungen auf oberösterreichischem Gebiet (s. G. FRASL und G. FUCHS), indem die Intrusion des Weinsberger Granites mit der variszischen Orogenese, also synorogen, jene

des Mauthausener spät- bis postorogen, die des Eisgarner Granites sicher postorogen erfolgte. Unter den metamorphen Gesteinen innerhalb des Moldanubikums sind zweifellos geologisch sehr alte (präkambrische) Gesteine vorhanden, die bereits durch prä-variszische Gebirgsbildungen ungeformt wurden.

Mit der variszischen Gebirgsbildung im Jungpaläozoikum hat jedenfalls die Böhmisches Masse zum letzten Mal richtigen Gebirgscharakter erhalten. Die folgende Abtragung führte jedoch bereits im ausgehenden Paläozoikum zu einem Rumpfgebirge. Seither verhielt sich die Böhmisches Masse als starrer Block. Der durch die Abtragung angehäufte Verwitterungsschutt ist im Südosten der Böhmisches Masse, d. h. auf niederösterreichischem Boden, durch nachträgliche Erosion wieder entfernt worden, während in Böhmen nicht nur die jungpaläozoischen, sondern auch altpaläozoische Ablagerungen vor der Denudation geschützt sich bis heute erhalten haben. Nur auf der, in der Fortsetzung des mährischen Permokarbons der sog. Boskowitz Furche W Brünn gelegenen, abgesunkenen Scholle von Diendorf a. W. hat sich bei Zöbing NE Langenlois ein Vorkommen dieses jungpaläozoischen Verwitterungsschutt erhalten. Es grenzt im Osten an die Falkensteinerstörung und liegt im Nordwesten auf dem moldanubischen Grundgebirge. Dort finden sich Konglomerate und Blockschutt des moldanubischen Kristallins (Granulit, Gföhler Gneis, Amphibolite etc.), sandige rostige Tonschiefer mit Kohleschmitzen und Arkosebänken an der Basis sowie bunte feinsandige Schiefer ähnlich dem Werfener Schiefer der Kalkalpen (s. K. VOHRYZKA). Die sandigen Tonschiefer enthalten Pflanzenreste und Süßwassermuscheln (s. E. FLÜGEL). Die Gesteine sind, wie die Fossilien erkennen lassen, Sedimente des Rotliegenden (Unter-Perm). Die Sedimente sind verfestigte Schuttströme wolkenbruchartiger Niederschläge sowie limnische Ablagerungen, die unter einem einst vermutlich ariden (trockenen) Klima entstanden sind. Von den fossilen Pflanzenresten sind Koniferen (*Lebachia* [= „*Walchia*“] *piniformis*, *Ernestiodendron* [= „*Walchia*“] *filiciformis*, *Gomphostrobus bifidus*), Cordaiten (*Cordaites* cfr. *palmaeformis*), Farnsamer (*Neuropteris samaropsis*, *Rhabdocarpus*) und Riesenschachtelhalme (*Calamites*) zu erwähnen (vgl. W. BERGER; s. Taf. I., Fig. 7—14). Das Fehlen älterer Gesteine (Kulm und Oberkarbon) im Zöbinger Paläozoikum spricht für ein direktes Übergreifen des Rotliegenden auf Grundgebirge.

Jüngere Sedimentgesteine finden sich als jungmesozoische, tertiäre und quartäre Ablagerungen verschiedentlich auf dem Grundgebirge. Die mesozoischen und tertiären Sedimente sind gegenwärtig nur auf einzelne Senken und Buchten beschränkt, waren jedoch einst viel weiter verbreitet. Die am Ost- und Südrand übergreifenden marinen tertiärzeitlichen Absätze finden im nächsten Abschnitt (Molassezone), die quartären Ablagerungen im Kapitel II Berücksichtigung. Es seien hier nur die im äußersten Nordwesten auf niederösterreichischem Boden vorhandenen Reste der Oberkreide und des Binnenertiärs erwähnt, die im Wittingauer und Budweiser Becken vor allem auf tschechoslowakischem Gebiet verbreitet sind. Das Alter dieser Ablagerungen, die aus bis über 100 m mächtigen Tonen, Sanden und Geröllen bestehen (Gmünder Schichten) und die vielfach auf kaolinisierten Verwitterungsprodukten der kristallinen Gesteine des Grundgebirges liegen, ist erst in jüngster Zeit durch Fossilien (Pflanzen und Foraminiferen) näher bestimmt worden (Senon bzw. Tertiär; s. F. NEMEJC, B. PACLTOVA und Z. ŠPINAR; A. MALECHA und Z. ŠPINAR).

Für die Tektonik bildet die Grenze zwischen Moldanubikum und Moravikum die wichtigste Leitlinie, die auf die während der variszischen Gebirgs-

bildung (bretonische Phase an der Devon/Karbonwende) erfolgte Überschiebung des Moldanubikums auf das Moravikum zurückgeht. Für eine Überschiebung sprechen nicht nur das Westfallen der Gesteine des Moravikums und die Metamorphose dieser Gesteine sowie an Scherfläche örtlich auftretende rückschreitende Umprägung (Diaphthorese<sup>9)</sup>) mancher Gesteine, sondern auch die horstartigen Reste moldanubischer Schollen am östlichen Flügel des Moravikums. Sie bestätigen zusammen mit den Lagerungsverhältnissen den nahezu fensterartigen (im tektonischen Sinn) Charakter der Thayakuppel. Weiters steht damit auch die verschiedene Provinzzugehörigkeit moldanubischer und moravischer Magmageseine in Zusammenhang. Die beiden, in Geschichte und Tektonik verschiedenen Komplexe des Moldanubikums und Moravikums sind heute zur Böhmisches Masse vereinigt. Der variszischen Gebirgsbildung waren, wie schon angedeutet, prävariszische (zum Teil wohl assyntische, d. h. präkambrische) Faltungsvorgänge vorausgegangen, zu deren Ende das Aufdringen der Granite erfolgte.

Nach dieser prävariszischen und variszischen Falten tektonik kam es im wesentlichen (wahrscheinlich während der alpidischen Orogenese) nur mehr zu einer Bruchtektonik, welche die „fertige“ Böhmisches Masse als starren Block (Kratogen) erfaßte. Sie ist nämlich von zahlreichen jungen Störungen durchsetzt, die zu Blattverschiebungen und zur Absenkung einzelner Schollen geführt haben. Während im westlichen Teil die Brüche NW—SE streichen (Donaubruch, Annaberger Verwerfung), verläuft ihre Richtung im Osten und damit auf niederösterreichischem Boden hauptsächlich S(S)W—N(N)E. Zu den bekanntesten tektonischen Linien zählen die Störungen von Vitis und von Aggsbach (Dunkelsteiner Wald), die Randbrüche der Boskowitz Furche (Böhmen) sowie die Diendorfer und die Falkensteiner Störung am Südostrand der Böhmisches Masse. Weiter ostwärts und durch die Molassesedimente bedeckt, verläuft die Mailberger Abbruchzone, die erst im Tertiär wirksam wurde (vgl. H. KÜPPER) (s. a. S. 21). Durch die Störungen entstanden charakteristische Quetschzonen in den gleitfähigen und Mylonitklüfte in den kompakten Gesteinen (s. C. EXNER).

### 3. Die Molassezone und das inneralpin-karpatische Tertiär (s. Tab. II u. III, Taf. IV—VII).

Die Molassezone<sup>10)</sup>, auch Alpen-Karpatenvorland bzw. im Osten Karpatenvortiefe genannt, erstreckt sich auf niederösterreichischem Boden zwischen dem Kristallin der Böhmisches Masse und den Sedimenten des Alpen-Karpaten-Bogens. Sie bildet das Teilstück eines sich einst vom Rhônetal über die Schweiz und Süddeutschland, Vorarlberg, Salzburg und Oberösterreich erstreckenden Meerestrogos, der sich in der Tschechoslowakei und Polen fortsetzte und dessen Füllung aus lockeren, tertiärzeitlichen Sedimenten aufgebaut ist. Der Verlauf dieser Zone ist einerseits durch die Böhmisches Masse gegeben, andererseits durch den Alpen-Karpaten-Bogen bedingt, in dem Flysch beziehungsweise die Waschberg-Zone die südliche und östliche Begrenzung darstellen. Die gegenwärtige Breite der Molassezone wechselt stark, indem sie in Oberösterreich auf der Höhe

<sup>9)</sup> Als Diaphthorese bezeichnet man die rückschreitende Metamorphose, wie sie bei Gebirgsbildungen in den höheren Stockwerken stattfindet. Sie erfolgt, wenn unter hohen Temperatur- und Druckbedingungen gebildete Gesteine in Räumen niedriger Temperatur tektonisch durchbewegt werden.

<sup>10)</sup> Der Name Molasse leitet sich vom lat. molare (mahlen) ab und bedeutet somit „Zermahlene“, also Abtragungsschutt, Sande u. dgl.

von Braunau ungefähr 60 km breit ist, bei Amstetten sich jedoch auf kaum 10 km verschmälert, um im nördlichen Teil wieder 25 bis 30 km Breite zu erreichen. Während der Nord- und Westrand auf niederösterreichischem Boden durch das transgressive Übergreifen der tertiären Sedimente auf die Böhmisches Masse gegeben ist, sind Süd- und Ostgrenze ausschließlich tektonisch bedingt. Durch die alpidische Gebirgsbildung ist es zu einer bedeutenden Überschiebung der Alpen und Karpaten auf die Molasse und damit zu einer weitgehenden Einengung des Molassetroges gekommen. Der einstige Süd- bzw. Ostrand liegt unter den Alpen bzw. Karpaten begraben. Dies ist durch Tiefbohrungen in jüngster Zeit bestätigt worden, nachdem bereits Molassevorkommen (sog. Molasse-„fenster“) in der Flyschzone und die gegen Süden zunehmende Mächtigkeit der Molassesedimente dies vermuten ließen. So stieß die in der Flyschzone gelegene Bohrung im Molasse-„fenster“ von Texing nach Durchteufung des obertags anstehenden oligozänen Schliers auf eine Folge von Flysch, Buntmergelserie (vgl. S. 43) und alttertiärem Schlier in einer Tiefe von über 1100 m auf flachlagernde miozäne Molassesedimente (burdigalischer und aquitanischer Schlier, darunter Melker Sande) und erreichte erst in 1600 m Tiefe den kristallinen Untergrund (Gneis und Amphibolite) der Böhmisches Masse. Diese Erkenntnis ist nicht nur für die Tektonik von außerordentlicher Bedeutung, sondern läßt es nicht ausgeschlossen erscheinen, daß weiter im Süden im Liegenden der Alpen die neuerdings in Oberösterreich als ölführend festgestellten älteren Molasseschichten anzutreffen sind.

Die Mächtigkeit der tertiären Molassesedimente ist außerordentlich verschieden. Während es in den auf das Kristallin übergreifenden nördlichen und nordwestlichen Randgebieten nur wenige Meter und im Bereich der sog. Sitzendorfer Scholle (westlich der Mailberger Abbruchzone) einige hunderte Meter sind, erreichen die Molassesedimente östlich des Mailberger Bruchsystems nach neueren Feststellungen bis gegen 2000 m Mächtigkeit. Für den Südtail der Molassezone gilt Ähnliches, in dem die Molassesedimente in der Umgebung von Amstetten, also an der schmalsten Stelle der Molassezone, nur wenige hundert Meter erreichen, westlich und östlich davon jedoch bedeutend mächtiger sind. Die verschiedene Mächtigkeit im eigentlichen Molassetrog selbst ist aber nicht nur durch tektonisch bedingte Absenkung einzelner Schollen der Böhmisches Masse bedingt, sondern auch durch das Relief des kristallinen Untergrundes. So ist der Traisentrog bis 2000 m tief. Im allgemeinen — und das zeigt besonders der Molassetrog im Westen — nimmt die Mächtigkeit der Molasseablagerung gegen Süden zu. Während des Tertiärs hat sich die Trogtiefe schrittweise gegen Norden verlagert. Im nordöstlichen, teilweise von der Waschberg-Zone überschobenen Bereich der Molassezone liegen, wie erst in jüngster Zeit durch Tiefbohrungen (z. B. Porrau, Staatz<sup>1</sup>) festgestellt werden konnte, über dem Kristallin mächtige mesozoische Gesteine, die hier die Basis der (burdigalischen) Molassesedimente bilden. Eine eingehende Untersuchung dieser mesozoischen Gesteine steht noch aus. Eine ähnliche Bedeckung des Kristallins der Böhmisches Masse mit Mesozoikum (und Paläozoikum) im Untergrund der Molasse ist neuerdings durch Tiefbohrungen aus Oberösterreich bekannt geworden (z. B. Bohrung Geretsberg, Perwang, Puchkirchen; s. R. JANOSCHEK).

Die Überschiebung der Alpen auf die Molasse hat zu einer Verfaltung und auch zur Verschuppung der südlichsten Molassesedimente mit Flyschgesteinen geführt, weshalb dieser streifenförmig vor der Flyschzone liegende Anteil der

Molasse auch als subalpine oder gefaltete Molasse der nördlichen, ungefalteten Molasse gegenübergestellt wird (s. Profil auf der Beilage).

Der zwischen den Gesteinen der Böhmisches Masse und der Waschberg-Zone liegende Teil der Molassezone (von Melk bis in den mährischen Raum hinein) wird vielfach — im Gegensatz zum inneralpinen Wiener Becken — auch außer-alpines Wiener Becken genannt, eine seit langem gebräuchliche, aber nicht ganz zutreffende Bezeichnung, die besser vermieden werden sollte. Denn dieser Teil der Molassezone müßte als außerkarpatisch bezeichnet werden, ganz abgesehen davon, daß dieser Abschnitt kein richtiges (Einbruchs-)Becken bildet. Daß gewisse stratigraphische Übereinstimmungen mit dem inneralpinen Wiener Becken bestehen, ist belanglos.

Die Molassezone bildet gegenwärtig ein flachwelliges Hügelland, dessen Morphologie wesentlich von der Gesteinsbeschaffenheit abhängig ist (z. B. Strengberge, Buchberg Rücken etc.) und dessen tertiäre Sedimente teilweise durch eiszeitliche Ablagerungen (Schotter, Löß) überdeckt werden.

Die Molassezone setzt sich auf niederösterreichischem Boden aus oligozänen <sup>11)</sup>, miozänen und pliozänen Sedimenten zusammen. Bemerkenswert ist, daß von Osten nach Westen die älteren Anteile zunehmen, indem westlich der Enns Eozän, zwischen Enns und Donau Chatt und Aquitan, nördlich der Donau jedoch (mit Ausnahme des südlichsten Abschnittes) Burdigal als Basisablagerungen nachgewiesen sind. Noch weiter im Nordosten findet sich nur mehr Helvet und Torton, was u. a. durch die verschieden weite Überschiebung der Molasse durch die Alpen-Karpaten erklärt werden kann. Es sind vorwiegend Tone und Mergel bezw. Schlier <sup>12)</sup>, Sande, Schotter, Konglomerate, Kalke, Sandsteine, ferner Diatomeenschiefer und gelegentlich auch Kohlen. Die Vielfalt der Sedimente (rein marine, brackische und Süßwasserablagerungen) ist im wesentlichen durch die verschiedenen Ablagerungsräume bedingt, indem der Schlier in den randfernen, Schotter und Sande hingegen in den randnahen Bereichen des Molasse troges zur Ablagerung gelangten (s. R. GRILL).

Die ältesten Schichtglieder, die oberflächlich austreichen, sind oligozäner Schlier sowie die Melker Sande samt Liegendtonschichten, zu denen in der Gegend von Neulengbach als örtliche küstennahe Fazies noch das an Kristallinmaterial reiche Ollersbacher Konglomerat kommt. Aus Tiefbohrungen sind von der Basis der Molasse Konglomerate bekannt, die vermutlich etwas älter sind (Moosbierbaumer Kristallin-Konglomerat, das mehrere hundert Meter mächtig wird und auf den Nordteil der Molassezone bei Tulln beschränkt ist. Südlich davon liegt Kohle führendes Chatt direkt auf dem Kristallin der Böhmisches Masse; s. F. BRIX).

Die Liegendtonschichten, deren Auflagerung auf Granulit der Böhmisches Masse im Bereich der Wölblinger Bucht aufgeschlossen ist und die in muldenförmigen Vertiefungen der Böhmisches Masse abgelagert wurden, führen Glanzkohlenflöze, die am Süd- und Südostrand der Böhmisches Masse sowie am Nordrand der Flyschzone in der subalpinen Molasse verschiedentlich abgebaut wurden (Oberwölbling-Statzendorfer Revier, Starzing-Hagenauer Revier etc., vgl. Kap. IV, S. 79), jedoch auch in der Tiefe des Tullner Beckens vorhanden sind, wo sie freilich für einen wirtschaftlichen Abbau zu tief liegen. Die Tone

<sup>11)</sup> Das Auftreten eozäner Ablagerungen ist wahrscheinlich, aber noch nicht gesichert.

<sup>12)</sup> Nach einem in Oberösterreich gebräuchlichen Lokalausdruck für gut geschichtete, feinsandige Tonmergel.

Tabelle II. Molassezone (Stratigraphische Gliederung).

PLIOZÄN	Jung-	—			
	Alt-	Blauer Tonmergel mit Ostracoden	Hollabrunner Schotterkegel		
MIOZÄN	Sarmat	jüngeres	Schotter von Hollabrunn		
		älteres	Rissoenschichten von Ziersdorf etc.,		
	„Torton“	jüngeres	—		
		mittleres	—		
		älteres	Lithothamnienkalk von Mailberg etc. obere Grunder Schichten	Hollenburg-Karlstettener-Konglomerat	
	„Helvet“	jüngeres	untere Grunder Schichten (= Laaer Schichten) (Tonmergel und Sande von Braunsdorf, Haugsdorf, Stronsdorf, Laa a. d. Thaya etc.)		
		älteres	Oncophora-Schichten Eichberg-Konglomerat	Diatomeenschiefer von Limberg-Maissau Schlier von Platt u. Zellendorf	Haller Schlier*)
	Burdigal	Zogelsdorfer Stein Eggenburger Schichten Gauderndorfer u. Loibersdorfer Schichten (u. Scutellensande) Molter Schichten Burdigal von Fels a. Wagram	Retzer Sande	Buchberg-Konglomerat	
	Aquitän	obere Melker Sande		älterer Schlier	
	OLIGOZÄN	Chatt	untere Melker Sande Liegendtone mit Kohlenflözen	Kristallsandstein von Wallsee Pielacher Tegel	Ollersbacher-Konglomerat
Rupel Lattorf		„Fenster“-molasse von Rogatsboden und Texing etc.			
EOZÄN (?)		Moosbierbaumer Kristallin-Konglomerat			

\*) Einstufung nach A. PAPP

selbst werden wegen ihrer Feuerfestigkeit industriell gewonnen. Das Hangende dieser Tone, die stratigraphisch dem Pielacher Tegel entsprechen, bilden die Melker Sande, die am Südrand der Böhmisches Masse als deren Aufarbeitungsprodukt verbreitet sind und deren Äquivalente der Kristallsandstein von Wallsee und in Oberösterreich die Linzer Sande darstellen. Es sind einerseits feinkörnige, weiße, resche Quarzsande (untere Melker Sande), andererseits grobkörnige, meist braun verfärbte Sande (= obere Melker Sande), die nach Fossilien (Mollusken: z. B. *Glycymeris latiradiatus*, *Pedalion* [= „Perna“] *sandbergeri*, s. Taf. IV, Fig. 32, *Tympanotonus submargaritaceus*, s. Taf. IV, Fig. 33;

Wirbeltiere: *Elomeryx borbonicus*, *Squalodon*) dem jüngeren Oligozän bzw. älteren Miozän (Chatt und Aquitan) entsprechen (s. R. GRILL, E. THENIUS). Die unteren Melker Sande werden vielfach als Gießereisande abgebaut (s. Kap. IV). Über den oberen Melker Sanden folgt schwarzgrauer, glimmeriger Ton (= ä l t e r e r S c h l i e r) mit Fischschuppen (sog. „*Meletta*“ = *Clupea*) und Tonmergelkonkretionen, der ebenfalls dem Aquitan zugerechnet wird.

Über diesem älteren Schlier liegen im Südteil der Molassezone marine Schliermergel, die nach ihrer Mikrofauna dem miozänen (nach A. PAPP burdigalisch-helvetischen) H a l l e r S c h l i e r zu parallelisieren sind. Dieser Schlier, der sich von Oberösterreich über Amstetten und St. Pölten bis nach Königstetten und in Äquivalenten auch noch nördlich der Donau (Bohrungen Absdorf) verfolgen läßt, greift stellenweise (NW St. Pölten) auch transgressiv direkt auf das Kristallin der Böhmisches Masse über. Als zeitliches Äquivalent dieser Schichten sind die Randbildungen im nördlichen Molasseanteil zu betrachten, die den Ost- rand der Böhmisches Masse im Raum von Eggenburg—Horn und Retz—Geras gleichfalls transgressiv übergreifen. Sie unterscheiden sich nicht nur durch die abweichende und recht wechselvolle, vielfach sandreiche fazielle Entwicklung der Ablagerungen, sondern auch durch den Reichtum an Makrofossilien vom Schlier, der die Beckenfazies darstellt. Klassisch gewordene Fossilfundstellen sind Eggenburg, Gauderndorf, Loibersdorf und Zogelsdorf. Die geringe Mächtigkeit, die lokale Verbreitung und die fazielle Verschiedenheit erschweren die Beurteilung der zeitlichen Abfolge der einzelnen Schichtglieder, doch lassen sich drei Zonen des Flachwasserbereiches unterscheiden: Liegendtegel, Loibersdorfer Schichten und Gauderndorfer Sande sowie Eggenburger Schichten (vgl. F. X. SCHAFFER).

Wie verschiedene kleine Vorkommen burdigalischer Sedimente im Inneren der Böhmisches Masse auf Höhen bis zu 540 m (Wenjapons bei Raabs) erkennen lassen, hat das Burdigalmeer weit nach Westen auf die Böhmisches Masse übergreifen. Die heutigen Burdigalvorkommen sind nur Reste einer einst viel mächtigeren Sedimentationsdecke.

Die als älteste Ablagerung (des Burdigals) anzusehenden Liegendtegel finden sich stets direkt auf dem Kristallin der Böhmisches Masse bzw. dem Verwitterungsprodukt seiner Gesteine, dem Tachert, und werden nach Mold bei Dreieichen als M o l t e r S c h i c h t e n bezeichnet<sup>13)</sup>. Es sind blaugrüne, plastische, braun verwitternde Tone, die eine Brackwasserfauna enthalten. Auch Sande und Schotter treten als Basisbildung über dem Kristallin auf, die lokal Braunkohlen führen, welche bei Langau NE Geras im Tagbau gewonnen werden (s. H. ZAPFE). Die wichtigsten Fossilien dieser Basisbildungen sind Mollusken (Cerithien: *Tympanotonus margaritaceus nondorfensis*, *Pirenella plicata moldensis*; Cyrenen: *Polymesoda*; Austern: *Ostrea lamellosa*; und einige andere Muscheln und Schnecken: *Arca moltensis*, *Chama gryphoides*, *Turritella terebralis*) sowie Foraminiferen („*Rotalia*“ *beccarii*).

Über dem Liegendtegel bzw. direkt auf dem Kristallin folgen in der Horner Bucht die L o i b e r s d o r f e r S c h i c h t e n, die im Gegensatz zu den Tonen eine reiche Molluskenfauna enthalten und meist als besondere Fazies der burdigalischen Basisbildungen betrachtet werden. Es sind feinste bis gröbere Quarzsande mit kreidig erhaltenen Fossilien mit *Glycymeris fichteli*, *Cardita zelebori*,

<sup>13)</sup> Wie jedoch noch unveröffentlichte Untersuchungen durch F. STEININGER in neuester Zeit ergeben haben, zeigt die Fauna der ebenfalls direkt auf Kristallin liegenden Sande von Fels am Wagram etwas älteren Charakter als die Fauna des Eggenburger Burdigals.

*Laevicardium kübecki*, *Pitaria lilacinoides* und *Protoma cathedralis paucicincta* als wichtigsten Arten. Als Äquivalente können die G a u d e r n d o r f e r S a n d e angesehen werden, die nach den häufigen Muscheln auch Tellinensande genannt werden. Es sind Absätze der Litoralzone, die in einer Tiefe von maximal 20 m abgelagert wurden und bis zu 15 m Mächtigkeit erreichen. Sie sind jünger als die Basisbildungen und enthalten zahlreiche grabende Muscheln (*Tellina* [*Pero-nea*] *planata*, *Iphigenia lacunosa*, *Pharus legumen major*, „*Psammobia*“ *labordei* etc.) in Lebensstellung.

Einer neuerlichen Transgression des Burdigalmeeres entsprechen die E g g e n - b u r g e r S c h i c h t e n, die in fein- bis grobsandiger und kalkiger Entwicklung in der Eggenburger Bucht verbreitet sind und teilweise direkt dem Kristallin aufliegen. Stellenweise sind Kalke und Kalksandsteine entwickelt, die hauptsächlich aus Bryozoen (Moostierchen) und Lithothamnien (Rotalgen) bestehen (= Zogelsdorfer Stein von Sonndorf, Zogelsdorf) und die lithologisch, d. h. gesteinsmäßig, den Leithakalken des inneralpinen Wiener Beckens vergleichbar sind und einst als Skulptursteine gebrochen wurden, wie heute noch zahlreiche Bildstöcke erkennen lassen. Sie stellen meist den Abschluß der Burdigalablagerungen der Eggenburger Gegend dar. Die Makrofauna der Eggenburger Schichten setzt sich vorwiegend aus dickschaligen Mollusken zusammen (*Ostrea crassissima*, *O. lamellosa*, *Pecten hornensis*, *P. pseudobeudanti*, *Chlamys holgeri*, *Chl. gloriamaris*, *Mytilus haidingeri*, *Pedalion* [= „*Perna*“] *rollei*, *Glycymeris fichteli*, *Laevicardium kübecki*, *Cardium* (*Ringicardium*) *hoernesianum*, *Pitaria* [*Cordiopsis*] *islandicoides*) zusammen, zu denen Armfüßer (*Terebratula hoernesii*), Seepocken (*Balanus concavus*), Krabben (*Callianassa*), Stachelhäuter (*Echinolampas laurillardi*, *Discometra* [= „*Antedon*“] *eggenburgensis*), Bryozoen (*Holoporella globularis* etc.), sowie Reste von Wirbeltieren: Haie und Rochen, Wale und Sirenen (*Metaxytherium krahuletzki*), Krokodile und Huftiere (*Brachyodus onoides*) kommen (s. Taf. V, Fig. 1—15).

Fazielle Sonderausbildungen sind als S c u t e l l e n s a n d e von Dreieichen bei Horn (O. KÜHN) und P a t e l l e n s a n d e von Roggendorf bekannt geworden. In der Umgebung von Retz sind fossilärmere Äquivalente der Eggenburger Schichten als R e t z e r S a n d e seit langem bekannt. Charakteristische Fossilien sind die Muscheln *Chlamys praescabriuscula* und *Chl. opercularis* (s. A. BERNHAUSER).

Während die burdigalischen Randbildungen am Ostrand der Böhmisches Masse nur in wenigen Metern Mächtigkeit erhalten sind, erreicht, wie Tiefbohrungen (z. B. Kilb 1) gezeigt haben, der Haller Schlier am Flyschrand eine Mächtigkeit von über 1000 m. In diesen Tonmergeln sind Sande und Sandsteinlagen verbreitet. Die Tonmergel werden nach Norden zu tonreicher und weisen damit auf eine Schüttung aus dem Süden hin. Das in der Gegend von Neulengbach (Schloßberg, Buchberg etc.) in der subalpinen Molasse auftretende und Höhenzüge bildende B u c h b e r g - K o n g l o m e r a t ist ein lokal begrenzter Schotterkegel am Alpenrand, der auch in Bohrungen angetroffen wurde und im Gegensatz zu älteren Konglomeraten der Molassezone hauptsächlich aus Flyschgesteinen besteht.

Im östlichen Teil der nördlich der Donau gelegenen Molassezone sind Burdigalsedimente nur aus Tiefbohrungen bekannt. Es handelt sich um Äquivalente des Haller Schliers. Durch Bohrungen im Bereich des inneralpinen Wiener Beckens ist die einstige Verbreitung des Burdigalmeeres über den Bereich der

Waschberg-Zone und das nördliche Wiener Becken bis in das Waagtal (ČSR) erwiesen und damit die Ansicht von D. ANDRUSOV bestätigt worden (vgl. auch S. 30).

Im Hangenden des burdigalischen Schliers treten im Tullner Becken die nach dem einstigen Namen einer Muschel *Oncophora*-Schichten (= *Rzehakia*-Schichten der ČSR-Geologen) benannten, tonig-glimmerigen Feinsande mit Sandsteinknauern und -bänken auf, die sich als Brackwassersedimente erweisen. Sie enthalten neben *Rzehakia* (= „*Oncophora*“, s. Taf. V, Fig. 17) auch Congerien, Cardien und Melanopsiden, wie sie für Gewässer mit niedrigem Salzgehalt sehr charakteristisch sind. Die Oncophoraschichten verwittern vielfach lößartig und bilden steile Wände. Eingeschaltet in die Oncophorasande treten Konglomerate auf, die vorwiegend aus Flyschgeröllen bestehen (Eichbergkonglomerat). Es sind, wie das Buchbergkonglomerat, Reste von Schwemmkegeln in das Schliermeer aus dem damals bereits südlich unmittelbar benachbarten Flysch.

Im Molasseanteil nördlich der Donau („außeralpines Wiener Becken“) entspricht der Helvetschlier von Platt und Zellendorf den Oncophoraschichten, die sich über Pulkau und Retz bis nach Mähren hinein verfolgen lassen. Es handelt sich um feinstsandige, bisweilen schiefrige (dunkel-)graubraune Schliertone mit Fischschuppen („*Meletta*“) und meist reichlich Gips. Bei Grübern liegen sie direkt auf Eggenburger Schichten. Stellenweise treten auch Lagen von Menilitopal auf (s. R. WEINHANDL).

Im Gebiet von Maissau—Limberg—Straning finden sich im Hangenden dieses Schliers dünn-schiefrige, lagenweise opalisierte Diatomeenschiefer in 3 bis 7 Meter Mächtigkeit. Sie enthalten — abgesehen von den mikroskopisch kleinen Kieselalgen (Diatomeen und Silicoflagellaten) — auch Fisch- und Pflanzenreste (z. B. Palmen: *Sabal*; s. W. BERGER).

Viel weiter verbreitet im „außeralpines Wiener Becken“ sind jedoch die als Grunder Schichten zusammengefaßten Flachseesedimente, aus denen eine überaus reiche Molluskenfauna bekannt geworden ist. Nach neueren Untersuchungen (R. WEINHANDL) handelt es sich jedoch um zwei altersverschiedene Schichtkomplexe, die auf Grund der Mikrofauna und einer Winkeldiskordanz zwischen beiden Schichtgliedern in das „Oberhelvet“ bzw. „Untertorton“ gestellt werden. Die unteren Grunder Schichten (= Laaer Schichten; sandige, grau bis braune geschichtete Tonmergel mit Feinsandpaketen, Quarzgeröllen und Sandsteinkonkretionen) enthalten außer Pflanzenhäcksel und Blattabdrücken eine kleinwüchsige Foraminiferenfauna ohne Lageniden mit den Leitformen *Uvigerina bononiensis primiformis* und *U. graciliformis*. Die unteren Grunder Schichten sind bei Ravelsbach, im Tal der Schmida (Sitzendorf, Braunsdorf), bei Platt, Haugsdorf, Mailberg, Stronsdorf und Laa a. d. Thaya allenthalben aufgeschlossen und führen bei Verwitterung vielfach zu Salzausblühungen, wie sie besonders im Raum von Laa a. d. Thaya bekannt sind.

Die oberen Grunder Schichten (Feinsande und Tonmergel; Grunder Schichten i. e. S.), die im Raum von Grund, Guntersdorf, Wullersdorf, Immendorf, Windpassing und Braunsdorf anstehen und sich nach Mähren hinein fortsetzen, führen hingegen eine für die untertortonische Lagenidenzone des inneralpinen Wiener Beckens kennzeichnende großwüchsige Foraminiferenfauna (mit *Orbulina suturalis*, *Uvigerina macrocarinata*, *Globigerinoides triloba* etc.) und eine sehr artenreiche Moluskenfauna. Es ist eine marine Flachwasserfauna mit einzelnen brackischen (Melanopsiden, Cerithien), Süßwasser- (Neritinen)

und Landschnecken sowie Landwirbeltieren (Schildkröten, Vögel, Säugetiere). Die kennzeichnendsten Mollusken sind: *Turritella (Haustator) eryna*, *T. (H.) badensis*, *T. (Archimediella) erronea*, *Tudicla rusticula*, *Columbella (Alia) curta*, *Clavatula asperulata*, *Ostrea crassissima*, *Glycymeris cor dollfussi*, *Pitaria (Cordiopsis) islandicoides grundensis*, *P. (G.) gigas*, *Venus (Circomphalia) plicata grundensis*, *V. (Mioclausinella) vindobonensis*, *Arca (Anadara) diluvii*, *Cardium (Acanthocardia turonicum grundense*, *Cardita partschi*. Charakteristisch ist weiters das transgressive Übergreifen dieser jüngeren Grunder Schichten auf das Kristallin der Böhmisches Masse (z. B. bei Grübern und Zemling in 370 m Seehöhe). Im Osten werden sie meist von den pliozänen Schottern und Sanden des Hollabrunner Schotterkegels bedeckt.

Lokal (z. B. Buchberg und Galgenberg bei Mailberg, Locatelliwald) treten *Leithakalke* aus Rotalgen (Lithothamnien) und Bryozoen auf, die Mollusken und Balaniden enthalten. Sie bilden das Hangende der Grunder Schichten und mit ihnen schließt die rein marine Sedimentation ab (vgl. R. SIEBER).

Wie neuere Untersuchungen (R. GRILL, A. PAPP, E. WEINFURTER) ergeben haben, greifen Ablagerungen des älteren Torton (Lagenidenzone) weit nach Westen. So finden sich Äquivalente der Lagenidenzone als mariner Tegel und des mit ihm wechsellagernden, bis zu einer Seehöhe von 517 m festgestellten *Hollenburg-Karlstettner Konglomerates* im Raum von Krems diskordant auf Kristallin, Melker Sanden, Schlier und Oncophoraschichten. Das Hollenburg-Karlstettner Konglomerat entspricht einem submarinen Schotterkegel eines Traisenvorläufers und belegt zugleich eine vortortonische Erosionsphase. Der marine Tegel, der in Resten bis in die heutige Wachau hinein (Reisperbachtal bei Spitz) verfolgt werden kann, enthält eine reiche Foraminiferenfauna, ferner Mollusken, Stachelhäuter, Armfüßer, Korallen, Krebse und Fische, während aus dem Konglomerat in der Umgebung von Krems (Bründlgraben) Landsäugetierreste vorliegen, die das tortonische Alter bestätigen.

Regressive Tendenzen im jüngeren Torton führten zu einer Trockenlegung und Erosion der Molassezone. Die im Raum von Ziersdorf—Hollabrunn festgestellten brachyhalinen Sedimente sind Ablagerungen des Sarmatmeeres (*Rissosen-schichten*), das durch eine neuerliche Transgression sich in Form eines schmalen Meeresschlauches vom inneralpinen Wiener Becken durch die Waschberg-Nikolsburger-Zone im Bereich des heutigen Zayatales bis nach Ziersdorf erstreckte und die diskordant auf älteren Sedimenten liegen. Es sind Tonmergel und Feinsande mit einer für das ältere Sarmat kennzeichnenden brachyhalinen Foraminiferen- und Molluskenfauna (s. R. MILLES und A. PAPP). Schotter im Hangenden zeigen (bei Hollabrunn) die rasch folgende Aussüßung und völlige Verlandung der Molassezone an. Über diesen sarmatischen Schottern folgen die Sande und Schotter des Hollabrunner Schotterkegels. Der *Hollabrunner Schotterkegel*, der sich im Osten in den Mistelbacher Schotterfächer fortsetzt, ist durch einen in W—E-Richtung strömenden Vorläufer der Donau abgelagert worden. In den Schottern und Sanden finden sich Reste von Landsäugetieren (*Hipparion gracile*, s. Taf. VII, Fig. 20a, *Bunolophodon* [= „*Mastodon*“] *longirostris*, *Dinotherium giganteum* etc.), die das altpliozäne Alter erkennen lassen. Örtlich treten Mergellagen mit fossilen Muschelkrebsen (Ostracoden) auf, die auf eine halbbrackische Ausbildung hinweisen, wie sie damals auch für das inneralpine Wiener Becken kennzeichnend war. Mit der Ablagerung dieser Schottermassen findet die tertiärzeitliche Sedimentation im Bereich des Molassetroges ihren Abschluß.

Der tektonische Bau der Molassezone ist durch Tiefbohrungen und seismische Untersuchungen in seinen Grundzügen bekannt, doch harren noch manche Probleme ihrer Lösung. Er wird gekennzeichnet durch die Bruchtektonik des Untergrundes und die Überschiebung der Alpen-Karpaten auf die Molasse. Bruchtektonik hat zu Hoch- und Tiefschollen, zu Rücken und Senken im kristallinen Untergrund geführt, die für die Molassesedimentation von wesentlicher Bedeutung sind.

Die Molassezone nördlich der Donau ist durch verschiedene Brüche in einzelne Senken bzw. Schollen zerlegt worden. Die annähernd N—S-verlaufende Mailberger Abbruchzone trennt die westliche oder Sitzendorfer Scholle mit nur wenigen hundert Meter mächtigen Sedimenten von der Hollabrunn-Laaer-Senke im Osten (s. E. VEIT). Beide Teile sind, wie Tiefbohrungen gezeigt haben, erst mit einer burdigalischen Transgression dem Molassetrog angegliedert worden, wobei in der östlichen Senke der kristalline Untergrund in annähernd 3000 m Tiefe liegt. Im Osten führte die Aufschiebung der Gesteine der Waschberg-Zone auf helvetische Molassesedimente zu einer schwachen randlichen Aufrichtung der Schichten. Nach Tiefbohrungen (z. B. Staatz 1, Fallbach 2) wurde im östlichen Teil über dem kristallinen Untergrund eine mächtige Serie mesozoischer Gesteine (geringmächtige Oberkreide über mächtiger Unterkreide und Jurafolge) angetroffen (s. Bericht der OMV; R. GRILL), während im mittleren Teil paläozoische Sedimente über dem Kristallin liegen. Auf die grundsätzliche Bedeutung dieser Tiefbohrungen für das Vorhandensein von Öl- und Gaslagerstätten (neues Stockwerk erdöhlöffiger Schichten) kann hier nur hingewiesen werden.

In der südlichen Molassezone, und zwar besonders im Tullner Becken, dessen Hauptachse parallel zum Alpenrand verläuft, ist der Einfluß der auf die Molasse überschobenen Alpen besonders deutlich, indem am Südrand als schmale Zone die verfaltete und verschuppte, zum Teil auch noch Flyschschollen enthaltende subalpine Molasse auftritt, deren Schichten nach Süden einfallen und die sich westlich bis über die Landesgrenze verfolgen läßt. Nördlich davon schließt die sog. autochthone, flachlagernde Molasse, deren südlicher, fast 10 km breiter Teil noch leichte Stauungserscheinungen in Form seichter Falten zeigt (= Vorfaltungszone i. S. von E. VEIT). Ein interessantes Element dieser Zone ist die sog. St. Pöltner Störung (s. R. GRILL). Die nördliche Begrenzung des Tullner Beckens wird durch den Moosbieberbaumer Untergrundrücken gebildet, der gegen NE seine Fortsetzung im Sporn von Absdorf findet. Hier steigt das Kristallin bis auf wenige hundert Meter auf, während im Beckeninneren die Tertiärsedimente eine Mächtigkeit von 1300 bis 1500 m erreichen. Als südliche Begrenzung kann der Kristallinrücken von Raipoltenbach angesehen werden (vgl. R. GRILL).

Bemerkenswert sind die zahlreichen Querstörungen (zur allgemeinen Streichrichtung) im östlichen Teil des Tullner Beckens (von Haag, Hagenau, Ried, Kogl, Königstetten etc.), die mit der gegenwärtigen Form des Alpen-Karpaten-Bogens in Zusammenhang gebracht werden. An diesen Querstörungen, die sich übrigens auch im Norden, in der Waschberg-Zone feststellen lassen, dringt jeweils der (nord-)östliche Flügel weiter vor als der (süd-)westliche (vgl. G. GÖTZINGER).

Auch im westlichen Teil der Molassezone Niederösterreichs lassen sich verschiedene Becken und Senken (von St. Pölten, Kapelln etc.) unterscheiden. Charakteristisch sind die in der Fortsetzung der NW—SE-streichenden Bruch-

linien der Böhmisches Masse gelegenen Rücken am Südrand derselben, wie jene von Altenhofen, Wallsee und Oed bzw. die Rinne von St. Pantaleon, die 600 m Tiefe erreicht.

Wie Bohrungen im sog. Molasse„fenster“ bei Texing gezeigt haben, sind die Alpen hier weit auf die jungtertiäre (burdigalische) Molasse aufgeschoben. Die aus alttertiären Sedimenten bestehende „Fenstermolasse“ ist im Zusammenhang mit der Überschiebung mit Gesteinen der Flyschzone und der sog. Buntmergelserie (s. S. 43) tektonisch verschuppt worden. Die Überschiebung des Flysches auf die Molasse erfolgte in unserem Bereich in postburdigalischer Zeit. Diese Feststellung ist wesentlich, da im Westen (Oberösterreich) aquitanische und im Osten (Mähren) „helvetische“ und (Polen) „tortonische“ Molassesedimente überfahren wurden, die Überschiebung der Molasse also nicht gleichzeitig, sondern von Westen nach Osten immer später erfolgte.

Vor Besprechung der inneralpinen Tertiärvorkommen seien noch einige Bemerkungen zu den sog. Molasse„fenstern“ in der Flyschzone hinzugefügt, die besonders interessant und von grundsätzlicher Bedeutung für die Beurteilung der alpinen Tektonik sind (vgl. S. PREY).

Es handelt sich um Molassevorkommen im Bereich der Flyschzone, wie sie zwischen Gresten und Rabenstein (z. B. Rogatsboden bei Scheibbs, Texing) bekannt wurden. Die Molassesedimente bestehen nach S. PREY aus oligozänen Tonmergeln, Lithothamnienmergeln und -kalken, die von Sedimenten der Buntmergelserie umrahmt und ferner von Flysch- und sog. Klippengesteinen (s. u.) tektonisch begrenzt werden und die mit der Überschiebung der Flysch- bzw. Klippenzone mit diesen verschuppt und auf die miozäne Molasse überschoben wurden. Lagerung der Molassesedimente und der Kontakt mit den älteren Gesteinen der Flyschzone zeigt, daß es sich hier nicht um ein rein transgressives Übergreifen von Molassesedimenten auf die Flyschzone handelt, wie etwa bei verschiedenen inneralpinen Tertiärvorkommen (s. u.), sondern ausschließlich um tektonisch bedingten Kontakt, der durch die Gleitbrettstruktur mit Schuppenbau zwanglos erklärt wird. Schon aus diesem Grund kann bei diesen Vorkommen von einfachen tektonischen Fenstern eigentlich nicht gesprochen werden, denn es handelt sich bei der „Fenstermolasse“ nicht um autochthone, durch den Flysch einfach überfahrene und später durch Erosion wieder freigelegte Molasse, sondern, wie die Bohrung von Texing gezeigt hat, um mehrere Schuppen. S. PREY spricht von einem von unten aufgeschuppten tektonischen (doppelten) Fenster. Auch die Deutung als einfache synklinale Einfaltung der Molasse wird bereits dadurch widerlegt. Die Ausbildung der Molassesedimente von Rogatsboden, Texing etc. (keine Litoralfazies, Fehlen von Basalbildungen) spricht für bedeutende horizontale Verkürzung und damit weite Überschiebung des Molassetroges durch Buntmergelserie und Flysch.

Als inneralpines Tertiär sind jene Vorkommen bezeichnet, die während des Tertiärs *i n n e r h a l b* des Alpenkörpers zur Ablagerung gelangten, sei es als limnische Absätze, sei es als marine Sedimente durch transgressives Übergreifen. Während die alttertiären Vorkommen nur als lokale Reste auftreten, sind jungtertiäre Ablagerungen weit verbreitet und mächtig entwickelt. Zu den bekanntesten und wichtigsten inneralpinen Tertiärvorkommen gehören die Ablagerungen des Wiener Beckens.

Die geologisch ältesten Vorkommen von inneralpinem Tertiär sind von Willendorf SE Bad Fischau, von Kirchberg am Wechsel und von Wimpassing am Leithagebirge beschrieben worden. Sämtliche Vorkommen werden neuerdings

dem Jungeozän zugerechnet. Während bei Willendorf am Rande der Kreidemulde von Grünbach-Neue Welt feinkörnige, glimmerige Sande mit Molluskensteinkernen anstehen (s. B. PLÖCHINGER), finden sich am Goldberg bei Kirchberg am Wechsel und auch am Lebzelterberg bei Wimpasing auf burgenländischem Gebiet dichte rötliche bzw. hellgelbe Kalke mit Lithothamnien, Foraminiferen, Korallen und Bryozoen, die im Liegenden in Konglomerate bzw. Breccien aus örtlichem Kristallin (Granitgneise, Glimmerschiefer etc.) übergehen bzw. auf Mesozoikum liegen (vgl. F. TRAUTH). Sie waren ursprünglich viel weiter verbreitet, wie nicht nur Gerölle dieser eoziänen Kalke in jungtertiären Ablagerungen auf burgenländischem Gebiet erkennen lassen, sondern auch die zum Teil hochmarinen Fossilien, die einen entsprechend breiten Meeresarm voraussetzen. Die wichtigsten Fossilien von Willendorf sind nach O. KÜHN *Chama squamosa*, *Ostrea (Cubitostrea) bonariensis*, *Pitaria (Paradione) laevigata*, *Meretrix incrassata* und *Glycymeris jacquoti*, sämtlich Muscheln, während von Kirchberg bzw. Wimpasing Foraminiferen (*Discocyclinen* und Nummuliten [*Nummulites variolarius*]) beschrieben worden sind (vgl. A. PAPP).

Inneralpines Jungtertiär ist als Süßwasserablagerung am Südrand des Wiener Beckens bei Hart nächst Gloggnitz und in der Umgebung von Pitten erhalten geblieben. Es sind bis über 100 m mächtige Schichten mit Glanzkohlenflözen bzw. Ligniten, die in Mulden tektonisch verfault sind. Über diesen kohleführenden Schichten des älteren Helvets liegen bei Pitten Grob- und Blockschotter, die einem am Wechselostabfall verbreiteten Schuttfächer angehören, der sich auf steirischem und burgenländischem Gebiet fortsetzt und im Osten seine Äquivalente in den Auwaldschottern bzw. im Brennbberger Blockstrom hat. Es sind die ursprünglich als Sinnersdorfer Konglomerat (i. w. S.) bezeichneten fluviatilen Schotter, die einem mittelmiozänen Flußsystem angehörten, das nicht zum (damals noch nicht vorhandenen) Wiener Becken entwässerte, sondern über den Nordostsporn der Zentralalpen hinweg in den pannonischen Raum floß. A. WINKLER unterscheidet vom Liegenden zum Hangenden den Mönichkirchner Blockstrom (Wildbachschotter aus Granitgneis und Wechselgneis), die Zöberner Breccie mit Roterdebeimengungen, die fossile Pflanzenreste enthalten, die Krumbacher Schotter (Schotter, Sande und Tegel) und das Sinnersdorfer Konglomerat (i. e. S.) mit reichlich Granitgneisgeröllen. Diese Schotter liegen entweder über der helvetischen Kohlenserie oder direkt auf Kristallin.

Weitere mittelmiozäne („helvetische“) Sedimente finden sich im Korneuburger Becken und in der Bucht von Kreuzstetten. Das Korneuburger Becken und die Bucht von Kreuzstetten sind ähnlich wie das Wiener Becken Einbruchsbecken, die in die Flysch-, bzw. Waschberg-Zone eingesenkt sind. Das Korneuburger Becken erstreckt sich vom Donaubruch im Süden gegen NNE und verengt sich im Norden durch einen Querbruch im Teilbecken von Helfens zu einem schmalen, von Brüchen begrenzten Schlauch, der ganz im Bereich der Waschberg-Zone (Auspitzer Mergel) liegt. Die tektonische Begrenzung des gesamten Beckens ist nicht ganz gleichartig, indem nur der Westrand als Bruchlinie im Gelände stark heraustritt, die Ostgrenze jedoch unregelmäßig verläuft. Damit ist auch der einseitige Bau des Beckens verknüpft und die größte Beckentiefe wird mit sicher 450 m, vermutlich jedoch 600 m in der Nähe des westlichen Randbruches erreicht. Gegen Nordosten tauchen die Ablagerungen der Bucht von Kreuzstetten unter „Torton“-Sedimenten unter (vgl. R. GRILL).

Das Korneuburger Becken und die Bucht von Kreuzstetten sind erfüllt von feinen Sanden und Tonmergeln mit einer marinen Fauna mit oft merklichem Brackwassereinfluß, zu denen in untergeordnetem Ausmaß Schotter und Konglomerate kommen. Es sind Ablagerungen des jüngeren „Helvets“, die besonders am Teiritzberg bei Stetten sowie in der Umgebung von Niederkreuzstetten als fossilreiche, küstennahe Bildungen mit zahlreichen Muscheln (*Ostrea crassissima*, s. Taf. V, Fig. 9; *Mytilus haidingeri* etc.), Seepocken (Balanen), Gastropoden (*Turritella terebralis gradata*, *Potamides papaveraceus*, *Melongena cornuta*), Krebsen, Stachelhäutern (Scutellen), Foraminiferen und Pflanzenresten anstehen. Auch Land- und Süßwasserschnecken finden sich. Die Ablagerungen werden in der älteren Literatur als Grunder Schichten bezeichnet, entsprechen jedoch nur deren älteren Anteilen (d. h. also den älteren Grunder Schichten = Laaer Schichten; s. o.).

Viel weiter verbreitet und durch Erdöl- und Erdgasvorkommen wirtschaftlich besonders wichtig sind die Ablagerungen des inneralpinen Wiener Beckens.

Das inneralpine Wiener Becken ist ein typisches Einbruchsbecken, das sich bei ungefähr 200 km Länge und bis zu 60 km Breite in SSW—NNE-Richtung von Gloggnitz bis weit auf tschechoslowakisches Staatsgebiet hinein erstreckt. Es besitzt annähernd spindelförmigen Umriß mit einer Fläche von über 7000 km<sup>2</sup> und wird im Westen durch die Waschberg-Zone, den Flysch, die Kalkalpen und die Grauwackenzone, im Süden und Osten durch die Zentralzone der Alpen mit ihrer Fortsetzung in den kleinen Karpaten und im Norden durch den Flysch der Weißen Karpaten begrenzt. Es liegt im Grenzbereich der Alpen und Karpaten an jener Stelle, an der die W—E-streichenden Alpen gegen NE umschwenken und in die Karpaten übergehen. Schon aus diesem Grund ist es richtiger als inneralpin-karpatisches Wiener Becken zu bezeichnen. Die tektonischen Einheiten der Alpen streichen in spitzem Winkel unter den Beckenablagerungen hindurch und setzen sich in den Karpaten fort. Im Westen und Osten wird das Wiener Becken durch ein System von  $\pm$  parallel verlaufenden Staffelbrüchen begrenzt, die nicht nur zu den bereits im Gelände stark auffallenden Bruchrändern geführt haben, sondern auch zum Auftreten von Thermen (z. B. Bad Fischau, Bad Vöslau, Baden, Mödling und Meidling am Westrand; Brodersdorf, Mannersdorf und Deutsch-Altenburg am Ostrand). Die einstige Vorstellung von einer durchgehenden, mehrfach geknickten Bruchlinie (sog. „Thermenlinie“) hat sich als unrichtig erwiesen. Die wichtigsten Brüche am Westrand sind vom Süden nach Norden der Badener-, Eichkogel-, Nußdorfer-, Bisamberg- und Falkenstein-Bruch. Verschiedene Längsbrüche mit wechselnder Sprunghöhe lassen mehrere Schollen unterscheiden, die zum Beckeninneren immer tiefer abgesunken sind. Die synsedimentäre, d. h. gleichzeitig mit der Sedimentation erfolgte Absenkung führte zu maximalen Sedimentmächtigkeiten bis über 5000 m (s. R. JANOSCHEK).

Die Kenntnis der zahlreichen Bruchsysteme und der wechselnden Schichtmächtigkeit ist den weit über 2000 Bohrungen auf Erdöl zu verdanken, von denen mehr als 1600 fündig wurden (H. WIESENEDER).

Die Sedimente, die das Wiener Becken erfüllen, sind vorwiegend Sande und Tegel, zu denen stellenweise Schotter und Konglomerate, Leithakalke und Kalksandsteine kommen, die meist als Randbildungen auftreten. Die Ablagerungen sind miozänen und pliozänen Alters und liegen fast durchwegs horizontal. Gelegentlich sind relief- oder tektonisch bedingte Abweichungen zu konstatieren.

P L I O Z Ä N		Inneralpin-Karpatisches Wiener Becken		Sonstiges inneralpines Tertiär	
Pannon	Jung-Pliozän (= Alt-Pliozän)	Rotelehme, Rohrbacher Konglomerat		Kiese der Hainburger Berge	
		Bunte Serie Blaue Serie Lignite von Zillingdorf-Neufeld Schichten mit <i>Congeria subglobosa</i> Tone und Sande mit <i>Congeria paritschi</i> , <i>Melanopsis fossilis</i> und <i>M. vindobonensis</i> Tone und Sande mit <i>Congeria ornithopsis</i> Zwischensand		Mistelbacher Schotter- kegel	
Sarmat	jüngeres	Verarmungszone Maetra-Schichten		Zone mit Nonion granosum	
	älteres	Ervilien-Schichten Rissoen-Schichten		Zone mit <i>Elphidium hauerinum</i> Zone mit <i>Elphidium reginum</i>	
Miozän	Badener Serie *)	Rotalien-Zone Buliminen-Bolivinen-Zone Sandschaler(= <i>Spiroplectamina</i> -)Zone		Leitha-Kalke Badener Tegel Aderklaaer u. Rothneusiedler Konglomerat	
		Lageniden-Zone Bononiensis-Zone		—	
"Helvet"	Laaer Serie *)	Bunte Fischschiefer <i>Elphidium-Cibicides</i> -Schlier <i>Cyclamina-Bathysiphon</i> -Schlier Schlierbasis-Schutt (p. p.)		Stuß- und Brackwasser-Schichten mit Ostracoden und <i>Oncophora</i> von Aderklaa etc.	
	Eggenburger Serie *)	Schlier-Konglomerat		Großkrut 5 (964—1008 m)	
"burd- gale"		OLIGOZÄN		—	
EOZÄN		—		Kirchberg am Wechsel Wimpassing am Leithagebirge ? Willendorf bei Bad Fischau	

Es werden burdigalische, „helvetische“, „tortonische“, sarmatische und pannonische Ablagerungen unterschieden, wobei jedoch die tatsächliche Parallelisierung mit den helvetischen und tortonischen Sedimenten der Typuslokalitäten (in der Schweiz bzw. in Oberitalien) nicht sicher ist, weshalb neuerdings lokale Schichtserienbezeichnungen in das Schrifttum Eingang gefunden haben (s. J. KAPOUNEK, A. PAPP und K. TURNOVSKY; vgl. Tabelle III). Hier seien aber noch die Namen Helvet und Torton, zumindest unter Anführungszeichen, verwendet.

Während „helvetische“ Ablagerungen — abgesehen von den bereits erwähnten kohleführenden Süßwasserbildungen, die nicht zur Beckenfüllung gehören — auf den nördlichen Teil des Wiener Beckens beschränkt und nur durch Bohrungen bekannt sind, sind Sedimente des „Tortons“ weit verbreitet. Stellenweise finden sich an der Basis „tortonischer“ Ablagerungen ebenfalls kohleführende Süßwasserschichten (z. B. Jaulingwiese bei Leobersdorf, Grillenberg bei Berndorf), die von Schwemmkegeln größerer Flüsse überlagert werden, die als *Triestingschotter* bzw. als *Aderklaaer* und *Rothneusiedler Konglomerat* (= Konglomeratserie FRIEDLS) beschrieben wurden. Sie reichen bis weit in das Beckeninnere hinein. Die Triestingschotter, die eine parallel zum heutigen Triestingtal verlaufende Erosionsrinne erfüllen, lassen sich im Westen bis nach Taßhof (im Triestingtal) verfolgen. Abgesehen von diesen Basisschichten sind es Ablagerungen eines rein marinen Meeres, das sich über die Waschbergzone bis in die Molassezone erstreckte (s. S. 20) und aus dem Leithagebirge und Kleinen Karpaten als Inseln bzw. Halbinseln herausragten. Am Westrand drang das Tortonmeer überdies in einzelnen Buchten in den Alpen-Karpatenkörper ein, wie in der Bucht von Gainfarn, im Gaadener Becken oder in der Bucht von Niederleis. Das Gaadener Becken ist der flachste und neben der Triesting-Bucht der am weitesten nach West reichende Teil des Wiener Beckens und wird gegenwärtig durch die Anningerbarriere vom Hauptbecken getrennt.

Die Ablagerungen des Tortonmeeres sind faziell stark gegliedert und besonders in der Randzone sehr fossilreich entwickelt. Zu den bekanntesten Sedimenten zählen die *Leithakalke* (Lithothamnienkalke) und Konglomerate (z. B. Badener Konglomerat vom Rauchstallbrunngraben), Sande (von Wien-Pötzleinsdorf, Neudorf a. d. M.) und Mergel (z. B. von Enzesfeld, Gainfarn, Wöllerdorf, Steinabrunn, Wien-Grinzing) als Ablagerungen des unmittelbaren bzw. seichten Küstenbereiches, ferner der *Badener Tegel* (z. B. von Bad Vöslau, Sooss, Baden, Frättingsdorf, Ameis, Ehrnsdorf; s. R. GRILL) als küstenfernerer, in tieferem Stillwasser sedimentierter Schlamm. Während in den hauptsächlich aus Steinalgen (Lithothamnien), Korallen und Bryozoen aufgebauten Leithakalken, die besonders am Ostrand des Beckens, am Rande des Leithagebirges verbreitet sind (z. B. Kaisersteinbruch, Mannersdorf, Loretto, Müllendorf, Höflein), dickschalige Mollusken und Stockkorallen vorherrschen, finden sich in küstenfernerem Tegel vor allem dünnschalige, reich skulptierte Mollusken, die im Sediment selbst lebten, sowie Einzelkorallen. Weitere charakteristische Ablagerungen sind die *Amphisteginenmergel*, die zum Teil als Einlagerungen im Leithakalk auftreten, sowie Leithakalksandsteine. Außer den autochthonen, also gewachsenen Leithakalken, sind die sog. detritären oder umgelagerten Leithakalke zu unterscheiden, die nicht nur im Sarmat, sondern auch schon im „Torton“ bzw. im Pannon entstanden sind (z. B. in Mannersdorf a. L.).

Die Marinfauuna, die sich aus Muscheln und Schnecken, Cephalopoden und Scaphopoden, Korallen und Hydrozoen, Schwämmen und Brachiopoden, Bryozoen und Echinodermen, Krebsen und Foraminiferen, Haien und Rochen,

Knochenfischen, und Walen, Robben und Sirenen zusammensetzt, zu denen Algen (vor allem Steinalgen [Corallinaceen] mit Lithothamnen; ferner Tange) und Seegrass als Florenelemente kommen, zeigt große Ähnlichkeit bzw. Übereinstimmung mit jener des Mittelmeeres.

Im jüngeren „Torton“ macht sich eine Senkung des Salzgehaltes bemerkbar. Die aus den Bohrkernen bekannt gewordene Foraminiferenfauna hat zu einer Gliederung in verschiedene Zonen geführt, die im wesentlichen auf dem im Laufe des „Tortons“ eingetretenen Fazieswechsel basiert. Es lassen sich nach R. GRILL vom Liegenden zum Hangenden nach den vorherrschenden Foraminiferen die *Lageniden-* (mit einer artenreichen Kalkschalerfauna), die *Spiroplectammina-* oder *Sandschaler-*, die *Buliminen-Bolivinen-* und die *Rotalien-Zone* (nach „*Rotalia*“ [= *Ammonia*] *beccarii*) unterscheiden.

Zu den wichtigsten Makrofossilien des Wiener Beckens gehören: *Arca* (*Anadara*) *diluvii*, *Glycymeris* (= „*Pectunculus*“) *pilosus deshaysi*, *Pedalion* (:= „*Perna*“) *rollei*, *Chlamys latissima*, *Spondylus crassicauda*, *Ostrea lamellosa*, *Cardita* (*Megacardita*) *jouanneti*, *Isocardia hoernesii*, *Linga* (= „*Lucina*“) *columbella*, *Cardium* (*Ringicardium*) *hians*, *Pitaria* (*Cordiopsis*) *gigas*, *Venus* (*Ventricola*) *multilamella*, *Panopea menardi*, *Pholas*, *Teredo megatara*, *Turritella* (*Hausator*) *badensis*, *Lunatia* (= „*Natica*“) *catena helicina*, *Aporrhais alata*, *Strombus coronatus*, *Semicassis miolaevigata* (= „*Cassis saburon*“), *Murex* (*Tubicauda*) *spinirostrata*, *Anachis* (= „*Columbella*“) *bellardi*, *Dorsanum duplicatum*, *Fasciolaria* (*Fusus*) *hoessii*, *Ancilla* (*Baryspira*) *glandiformis*, *Cancellaria cancellata*, *Turricula* (= „*Pleurotoma*“) *lamarcki*, *Conus* (*Chelyconus*) *bitorosus*, *Scutella vindobonensis*, *Clypeaster scillae*, *Orbicella reussiana*, *Flabellum vindobonense*, *Vioa* und *Lithothamnium* (s. Tafel VI, Fig. 1 bis 33) (vgl. R. SIEBER). Auch Landpflanzenreste sind von verschiedenen Lokalitäten bekannt geworden (s. Tafel V, Fig. 18 bis 24; vgl. W. BERGER).

Die Mächtigkeit der „tortonischen“ Sedimente erreicht im Beckeninneren über 1500 m. „Tortonische“ Sandhorizonte sind neben „helvetischen“ die wichtigsten Erdöl-speichergesteine (z. B. im Matzener Ölfeld der Matzener Sand des „älteren Torton“ mit zahlreichen Ölhorizonten; s. H. WIESENEDER). Vom einstigen Meeresstrand zeugen die am Westrand des südlichen Wiener Beckens ausgeprägten Einebnungsflächen (= Brandungsterrassen), die vom „Torton“-meer angelegt, vom pannonischen See jedoch neuerlich überarbeitet<sup>14)</sup> wurden (z. B. Bisamberg, Nußbergterrasse, Perchtoldsdorfer Heide und Richardshof-terrasse im Westen, Terrassen bzw. Einebnungsflächen am Leithagebirge, dem Pfaffenberg bei D.-Altenburg und dem Braunsberg bei Hainburg im Osten). Stellenweise ist ein richtiges Kliff, bzw. sind Brandungshöhlen (z. B. Einödhöhle bei Pfaffstätten) entwickelt, an dem auch Bohrlöcher „tortonischer“ Bohrmuscheln zu beobachten sind. Marine Gerölle am Kahlen- und Leopoldsberg sowie die Gipfelschotter des Bisamberges sind gleichfalls Zeugen von der Höhe des einstigen Wasserstandes zur „Torton“-zeit<sup>15)</sup>. Das Leithagebirge war eine richtige Insel im Tortonmeer (vgl. C. A. BOBIES) und das südliche Wiener Becken stand durch eine tiefe Furche mit dem Eisenstädter Becken in Verbindung (s. A. TOLLMANN, H. KÜPPER).

<sup>14)</sup> Das Sarmatmeer erreichte den Höchststand des „Torton“-meeres nicht.

<sup>15)</sup> Freilich sind auch nachträgliche, tektonisch bedingte Vertikalverstellungen zu berücksichtigen.

Die im jüngeren „Torton“ eingetretene Senkung des Salzgehaltes schreitet zur Sarmatzeit fort. Das brachyhaline (Salzgehalt 30—17‰; brackisch in der älteren Literatur) Sarmatmeer ist die westlichste Bucht der sogenannten Paratethys, eines Binnenmeeres, das sich über Ungarn, Jugoslawien, Rumänien und das Schwarze Meer bis ins Gebiet des heutigen Kaspischen und Aralsees erstreckte.

Die Ablagerungen des Sarmats, die als Tegel (z. B. Hernalser Tegel), Kalksandstein (Atzgersdorfer Sandstein), Sande und Schotter, bzw. als detritärer, d. h. aufgearbeiteter, Leithakalk entwickelt sind und maximal eine Mächtigkeit von weit über 1000 m erreichen, enthalten gegenüber den hochmarinen tortonischen Ablagerungen eine sehr artenarme, jedoch individuenreiche Fauna, die sich vorwiegend aus Schnecken (Cerithien, Mohrensternien [= „Rissoen“], Calliostomen) und Muscheln (Cardien, *Irus* [= „Tapes“], Mactren und Ervilien) zusammensetzt (s. Tafel VI, Fig. 34 bis 44). Nach dem häufigen, oft sedimentbildenden Vorkommen von Cerithien (z. B. Hölles bei Leobersdorf, Nexing) wurden die sarmatischen Ablagerungen früher auch Cerithiensichten genannt. Die rein marinen Lebewesen (Korallen, Echinodermen, Cephalopoden, Scaphopoden, Brachiopoden sowie Haie und Rochen) fehlen, die Muscheln und Schnecken, Foraminiferen und Bryozoen sind nur durch wenige Gattungen vertreten. Die sarmatischen Ablagerungen lassen nach der Makrofauna eine Gliederung in die Rissoen-, Ervilien- und Mactren-Schichten zu, denen im jüngsten Sarmat die sogenannte Verarmungszone folgt (s. A. PAPP), während die Gliederung nach kennzeichnenden Foraminiferen in die *Elphidium reginum*-, *E. hauerinum*- und die *Nonion granosum*-Zone erfolgt (s. R. GRILL) (vgl. Tab. III).

Gegenüber dem „Torton“ und auch dem folgenden Pannon ist das Sarmat eine Regressionsphase und die Verbreitung sarmatischer Sedimente ist dementsprechend gering. Pflanzen- und Wirbeltierreste sind von verschiedenen Fundstellen bekannt geworden (s. Tafel VI, Fig. 45 bis 50). Im älteren Sarmat erstreckte sich das Meer in Form eines schmalen Schlauches im Gebiet der heutigen Zayafurche bis gegen Ziersdorf in die Molassezone (vgl. S. 20).

Mit dem Übergang zum Pliozän (Pannon) kommt es nach einer Regressionsphase zu einer neuerlichen Transgression und damit zu einer weiteren Aussüßung und zum Ansteigen des Wasserspiegels, der anscheinend den Höchststand des Tortonmeeres noch übertraf. Die Ablagerungen des pannonischen Sees, die nach der häufigsten Muschelgattung (s. Tafel VII, Fig. 1) auch Congerierschichten genannt werden und die im Beckeninneren über 1500 m Mächtigkeit erreichen, sind als Tegel, Sande und Schotter weit verbreitet und bilden im Wiener Becken meist das Liegende der eiszeitlichen Ablagerungen. Im gesamten Wiener Becken bestehen zahlreiche Aufschlüsse in pannonischen Sedimenten (Ziegel- und Schottergruben). Wie das Vorherrschen von Brackwasserformen erkennen läßt, war der pannonische See ein Brackwassersee (Salzgehalt ca. 15—3.0‰; Halb-, bzw. Kaspibrack der älteren Literatur) mit einer im wesentlichen aus Mollusken (Congerien, Limnocardien und Melanopsiden) zusammengesetzten Fauna, zu denen Muschelkrebse (Ostracoden), Süßwasser- (*Psilunio*, *Pisidium*, *Brotia*, *Theodoxus* [= „*Neritina*“], *Valvata*, *Planorbis*, *Viviparus* [= „*Paludina*“]) und Landmollusken (hauptsächlich Heliciden) kommen (siehe Tafel VII, Fig. 1 bis 11).

Während des Pannons schreitet die Aussüßung fort und es kommt im älteren Oberpannon zu ausgedehnten Mooren und damit zu kohleführenden Ablage-

rungen im südlichen Wiener Becken (z. B. Zillingdorf—Neufeld—Pötschinger Revier), ferner zur Sedimentation von Tonen und Sanden mit wechselnden Farbtönen (grün, gelb, blau) und schließlich zu reinen Süßwasserabsätzen (Süßwasserkalke und -mergel), die am Gipfel des Eichkogels bei Mödling und bei Moosbrunn erhalten geblieben sind. Sie enthalten Süßwassermollusken, Landschnecken, Reste von Armleuchteralgen (Characeen), Süßwasserfischen und Landsäugetieren (s. Tafel VII, Fig. 24 bis 30). Fossile Pflanzenreste liegen aus verschiedenen Horizonten des Pannons vor (s. Tafel VII, Fig. 12 bis 20) (vgl. W. BERGER).

Der wechselnde Fauneninhalt der einzelnen Schichtglieder läßt nach A. PAPP eine Gliederung des Pannons in 8 Zonen (A bis H) zu (vgl. Tab. III).

Mit dem Verlanden des pannonischen Sees ergreift das Flußnetz das gesamte Wiener Becken, nachdem bereits im jüngeren Sarmat und im Pannon im nördlichen Weinviertel riesige Schotterfächer vom Vorläufer der Donau abgelagert worden waren (Hollabrunner und Mistelbacher Schotterkegel), welche Reste von Landsäugetieren enthalten (vgl. S. 20). Der Douaувorläufer im nördlichen Niederösterreich durchbrach noch nicht die Flyschzone zwischen Leopoldsberg und Bisamberg, sondern verlief im nördlichen Weinviertel und mündete im nördlichen Wiener Becken in den pannonischen See. In den südlichen Randgebieten des Wiener Beckens (z. B. bei Brunn—Bad Fischau, Wöllersdorf) sind Fluß- und Deltaschotter eines pannonischen Vorläufers der Piesting als *Piestingschotter* bekannt.

Ablagerungen des jüngeren Pliozäns sind selten. Das *Rohrbacher Konglomerat* im Südwestzipfel des Wiener Beckens ist ein alter Schwarzaschuttkegel, der sich von Gloggnitz bis gegen St. Egyden am Steinfeld erstreckte. Es sind Konglomerate mit tonig-sandigen Zwischenlagen. Wie fossile Blattabdrücke und Wirbeltierfährten (s. Tafel VII, Fig. 31) vermuten lassen, ist es im Jungpliozän abgelagert worden (vgl. H. KÜPPER). Ähnliches ist für die rötlichen Lehme anzunehmen, die vor allem im nördlichen Wiener Becken über pannonischen Sedimenten liegen (vgl. J. FINK).

Die im Bereich der Donau auftretenden Flußterrassenschotter gehören bereits dem Pleistozän (Eiszeit) an, auf die im Kapitel II noch zurückgekommen sei.

Der *tektonische Bau* des inneralpin-karpatischen Wiener Beckens kann dank zahlreicher Erdölbohrungen als in den Grundzügen geklärt gelten (vgl. K. FRIEDL). Es ist ein sogenanntes Zerrungsbecken, das durchwegs von Brüchen begrenzt wird und zur Gänze in den Alpen-Karpaten-Bogen eingesenkt ist. Die randlichen Staffelbrüche werden gelegentlich von Querbrüchen unterbrochen, wodurch stellenweise der Beckenrand in die tertiäre Beckenfüllung vorspringt (z. B. bei Perchtoldsdorf S Wien). Auch der Donaubruch zwischen Leopoldsberg und Bisamberg, der zu einer Blattverschiebung innerhalb der Flyschzone von ungefähr 3,5 km geführt hat, gehört zu diesen Querbrüchen; er scheint sich im Untergrund nach SE fortzusetzen. Zu den wichtigsten Längsbrüchen des Beckens selbst sind der *Eichkogelbruch*, der *Badener Bruch* und der *Leopoldsdorfer Verwurf* im südlichen, der *Falkensteiner Bruch*, das *Schrattenberg-* und das *Steinberg-Bruchsystem* im nördlichen Wiener Becken zu rechnen, die zu den verschieden tief abgesunkenen Schollen (z. B. Poysbrunner-, Mistelbacher- und Tiefscholle im nördlichen, Mödlinger Scholle und Hauptmuldenzone im südlichen Wiener Becken) führten und die zum Teil auch für die Ölführung von Bedeutung sind (siehe

Kartenbeilage). Manche Brüche lassen sich über 50 bis 60 km hinweg verfolgen. Einfallen und Sprunghöhen wechseln. So fällt der Steinbergbruch oberflächlich mit 50° gegen Osten ein, um sich in der Tiefe auf 70° zu versteilen, und erreicht bei Zistersdorf eine Sprunghöhe von maximal 2000 m. Das schollenweise Absinken des Wiener Beckens führte im zentralen Teil des Beckens (Tiefscholle) zu einer Absenkung des Beckenuntergrundes um mehr als 5500 m. Durch das Absinken kam es zum Teil zur Schrägstellung, aber anscheinend auch zur Biegung und leichten Faltung der Sedimente.

Der eigentliche Einbruch und damit die Entstehung des Wiener Beckens als SSW—NNE-streichendes Becken erfolgt im „Torton“, nachdem bereits vorher Teile im Norden abgesunken waren, die dementsprechend ältere marine Ablagerungen enthalten, die in das Burdigal, bzw. „Helvet“, gestellt werden. Es sind dies einerseits Konglomerate, Sandsteine und Mergel mit einer Fauna vom Eggenburger Typus im Nordosten des Wiener Becken auf tschechoslowakischem Staatsgebiet (s. T. BUDAY und I. CÍCHA) sowie Schichten mit einer vollmarinen Foraminiferenfauna im Bereich der Mistelbacher Scholle, andererseits ein darüber folgender Schichtkomplex, der von oben nach unten die als Bononiensis-Schichten (benannt nach der Foraminifere *Uvigerina bononiensis primiformis*), limnische Fischschiefer, Elphidium-Cibicides- und Cyclamina-Bathysiphon-Schlier (ebenfalls nach kennzeichnenden Foraminiferen benannt), sowie den sogenannten Schlierbasisschutt im Liegenden umfaßt. Diese sind auf österreichischem Boden bisher nur aus Tiefbohrungen bekannt geworden (Großkrut, St. Ulrich, Hausbrunn usw.). Es ist jedoch sehr fraglich, ob der Schlierbasisschutt überall gleichaltrig ist (Maustrenker Schlierbasisschutt usw.; vgl. KAPOUNEK, PAPP und TURNOVSKY; s. a. R. SIEBER).

Dieser Teil gehört jedoch nicht zum eigentlichen Wiener Becken, da dieser Trog herzynische (NW—SE) Streichrichtung aufweist und einst die Verbindung zwischen „außer-alpinem Wiener Becken“ und dem Waagtal (CSR) darstellte, wie neuere Untersuchungen tschechischer Geologen ergeben haben. Die auf niederösterreichischem Gebiet nur geringmächtigen Bononiensis-Schichten erreichen auf tschechoslowakischem Gebiet bis an die 2000 m Mächtigkeit und werden dort in verschiedene Zonen gegliedert. Durch den Wolfpassing-Spannberger Rücken getrennt, sind südlich davon Süßwasser-, bzw. brackische Ablagerungen (mit Ostracoden und „*Oncophora*“) in einer Mächtigkeit bis zu 700 m nachgewiesen, die von „tortonischen“ Basiskonglomeraten überlagert werden. Die Schichtmächtigkeiten wechseln sehr stark, da die tektonische Absenkung räumlich und zeitlich ungleichmäßig erfolgte und zudem Sedimentation und Tektonik im Wiener Becken in komplizierter Weise ineinandergreifen.

Der Untergrund des Wiener Beckens wird im Südosten durch zentralalpine Gesteine, im Süden durch Gesteine der Grauwackenzone und der nördlichen Kalkalpen und im Norden durch Flyschgesteine gebildet. Der Flyschuntergrund zeigt ein weitaus ausgeprägteres Relief als die heutige Flyschoberfläche, indem durch Tiefbohrungen erosionsbedingte Höhenunterschiede bis zu 1000 m festgestellt werden konnten. Der Unterschied von mittelmiozänem und gegenwärtigem Flyschrelief erklärt sich durch die seither obertags erfolgte Abtragung der Flyschgesteine. Bemerkenswert ist weiter, daß fast sämtliche Ollagerstätten des Wiener Beckens über Flyschuntergrund, die bedeutendsten Gaslagerstätten

(Zwerndorf, Enzersdorf-Schwadorf und Aderklaa)<sup>16)</sup> hingegen über kalkalpinem Untergrund liegen (s. K. FRIEDL), jedoch dürfte nach H. WIESENER die Ausbildung der Erdölmuttergesteine in der Muldenzone (östlich Zistersdorf) die Verteilung der Ölfelder primär bedingen.

Das Wiener Becken besitzt durch seine Öl- und Gaslagerstätten eine besondere wirtschaftliche Bedeutung. Es sei hier nur auf die wichtigsten Typen von Lagerstätten hingewiesen, die für das Wiener Becken charakteristisch sind. Sogenannte „Schleppstrukturen“ (s. K. FRIEDL, R. JANOSCHEK) an Brüchen (Steinbergbruch: Zistersdorf, Gaiselberg), flache Dome (Matzen, Aderklaa) und vergrabene Flyschberge (Maustrenk, Hautzendorf). Problematisch ist nach wie vor die Herkunft des Erdöls und damit das Erdölmuttergestein, denn das Öl findet sich — wie erwähnt — in Speichergesteinen (Sanden), die in der Regel nicht mit dem Muttergestein identisch sind, indem Migration nicht nur innerhalb der tertiären Sedimente stattfand, sondern auch vom Neogen in den Flysch (s. K. FRIEDL). Nach H. WIESENER sind Tonmergel des „Helvet“ und „Torton“ als Muttergesteine anzusehen. Im allgemeinen gehören die „Helvet“-Lagerstätten dem stratigraphischen Typus an, während die „Torton“- , Sarmat- und Unterpannonstrukturen vorwiegend tektonischer Entstehung sind (H. WIESENER). Auf das Vorhandensein weiterer erdöhlöffiger Stockwerke, wie sie durch die neuesten Bohrungen gegeben erscheinen (Mesozoikum und Molasse unter dem Flyschuntergrund), sei hier nur hingewiesen.

Interessant ist, daß die Senkungstendenz auch noch im Jungpliozän und Pleistozän angehalten hat, wie die Mächtigkeit des Rohrbacher Konglomerates, bzw. pleistozäner Ablagerungen im Bereich der Mitterndorfer Senke im südlichen Wiener Becken gezeigt haben (s. S. 75).

#### 4. Die Waschberg-Zone (s. Tab. IV und Tafel III, IV).

Als Waschberg-Zone (auch Waschberg-Nikolsburger-Zone genannt) wird eine äußerst lückenhafte und in Schuppen gelegte Sedimentfolge vom Oberjura bis zum Miozän bezeichnet, die sich im nördlichen Niederösterreich als selbständige geologische Einheit zwischen die Molassezone im Westen und die Flyschzone im Osten einschiebt (s. M. F. GLAESSNER, R. GRILL). In der älteren Literatur als „äußere Klippenzone“ (im Gegensatz zur „inneren Klippenzone“ innerhalb des Alpen-Karpaten-Bogens; vgl. S. 41) bezeichnet, bildet diese Zone die südliche Fortsetzung der Steinitzer Serie von Südmähren, die früher auch subbeskidische Zone genannt wurde, während verschiedentlich das sogenannte Helvetikum (im Westen) als Äquivalent angesehen wurde.

Diese Zone, die sich in wechselnder Breite nördlich der Donau von Stockerau über den Waschberg, die Leiser Berge, Staats, Falkenstein und Klein-Schweinbarth bis nach Mähren hinein erstreckt (Pollauer Berge, Steinitzer Wald), unterscheidet sich bereits morphologisch als Berg- und Kuppenlandschaft vom westlichen und östlichen flachen Hügelland der Molassezone und des Wiener Beckens. Die Hügel, die aus widerstandsfähigeren Gesteinen aufgebaut sind, treten zum Teil als sogenannte „Klippen“ im Gelände deutlich hervor (Staatzter Klippe, Falkensteiner Klippe usw.).

Die Begrenzung dieser Zone ist fast ausschließlich tektonisch bedingt, indem sie im Westen längs einer SE Oberolbersdorf—NW Hatzenbach—SE Senning—

<sup>16)</sup> Aderklaa hat jedoch neuerdings (1960) auch aus dem mesozoischen (kalkalpinen) Untergrund (schweres) Öl produziert (Bericht der ÖMV).

—E Großmugl—Ottendorf—Merkersdorf und weiter nach NE verlaufenden Überschiebungslinie auf die Molassezone überschoben ist, im Osten jedoch von der Flyschzone überfahren wurde, bzw. jungtertiäre, meist durch Brüche begrenzte Sedimente die Grenze bilden. Im Süden schneidet eine Querstörung die Waschberg-Zone ab, deren Äquivalente südlich der Donau unter der Flyschzone, bzw. in der südlichen Molassezone vermutet werden.

Die Waschberg-Zone baut sich aus recht verschiedenen Sedimentgesteinen auf. Es sind im wesentlichen Kalke, Kalkmergel und Mergel, Sande, Sandsteine, Schotter und Konglomerate, die in wechselnder Folge auftreten und im Jura, Kreide und Tertiär abgelagert wurden. Die lückenhafte Ausbildung der Sedimente, ihre oft nur lokale Verbreitung und der tektonische Bau haben zu verschiedenen Deutungen in der Beurteilung der einzelnen Schichtglieder geführt. Exakte Mächtigkeitsangaben der Schichtglieder sind durch die fazielle Mannigfaltigkeit und die tektonischen Verhältnisse sowie zahlreiche Brüche kaum zu geben.

Tabelle IV. Waschberg-Zone (Stratigraphische Gliederung).

MIOZÄN		eisenschüssige Sande und Tone Auspitzer Mergel (= Tonmergelserie)
OLIGOZÄN		Michelstettener Schichten (Pausramer Mergel) Niemtschitzer Schichten (v. Altruppersdorf u. Ottenenthal)
EOZÄN	Ober-	Globigerinenschichten Hollingstein-Kalk Reingruber Serie
	Mittel-	Haidhofschichten
	Unter-	Waschberg-Kalk
PALEOZÄN		—
KREIDE	Danien	Bruderndorfer Schichten
	Senon	Mucronatenschichten (m. <i>Belemnitella mucronata</i> )
	Emscher	—
	Turon	Klementer Schichten
	Cenoman	—
	Gault	—
	Neokom	glaukonitreiche Foraminiferenmergel (Bohrung Korneuburg 2)
JURA	Tithon	Ernstbrunner Kalk Galgenberg Kalk Klentnitzer Schichten

Die ältesten Schichtglieder sind der Ernstbrunner Kalk und die mehr mergelig entwickelten Klentnitzer Schichten der oberen Jura. Sie bauen die Leiser Berge und die Klippen von Staatz, Falkenstein und Stützenhofen auf.

Der Ernstbrunner Kalk ist ein organogener, aus Schwämmen, Korallen, Hydrozoen und Algen gebildeter, rein weißer, dichter, splittrig brechender Riffkalk, der gelegentlich sandig-tonige Einlagerungen enthält, die als Füllmasse einstiger Hohlräume im Riff angesehen werden. Aus dem Ernstbrunner Kalk, der die Hauptmasse des Semmelberges, Steinberges und Klementer Berges bei Ernstbrunn, die Staatzer und die Falkensteiner Klippe aufbaut, ist eine Fülle von Fossilien bekannt geworden (s. F. BACHMAYER); zu den häufigsten und kennzeichnendsten Formen gehören die sogenannten Diceraten (Muscheln: *Diceras bubalinum*, s. Taf. III, Fig. 24, *D. arietinum*) und andere Muscheln (*Pachyrisma*), ferner Schnecken (*Purpuroidea subnodosa*, s. Taf. III, Fig. 25, *Nerinea hoheneggeri*, s. Taf. III, Fig. 28, *Pleurotomaria*, Naticiden, s. Taf. III, Fig. 26), Ammoniten (*Virgatosphinctes transitoria*, s. Taf. III, Fig. 23, *Haploceras elimatum*, *Subplanites contiguus*), Nautiliden (*Hercoglossa oppeli*), Krebse (Dekapoden hauptsächlich mit Galatheiden und Prosoponiden) und Meeresasseln (*Protosphaeroma*, *Cyclosphaeroma*), Echinodermen (Seeigel: *Cidaris coronata*; Seesterne und Seelilien), Korallen (*Mitrodendron*) und Hydrozoen (*Sphaeractinia diceratina*), Brachiopoden (*Terebratula*), Fische (*Lepidotus*, s. Taf. III, Fig. 27) und Grünalgen (Griphoporellen und Codiaceen). Es waren alles Riffbildner bzw. Riff(halden-)bewohner.

Die im wesentlichen mergelig entwickelten Klentnitzer Schichten<sup>17)</sup> (Kalkmergel und hellgraue Kalke, zum Teil oolithisch) überlagern teils den Ernstbrunner Kalk, teils vertreten sie ihn faziell, indem sie strandnahe Stillwasserablagerungen darstellen. Sie sind weiter verbreitet als der Ernstbrunner Kalk und bauen den Großteil der Leiser Berge (Buschbergzug, Semmelberg z. T.), der Niederfellabrunner Klippen und der Stützenhofener Klippe auf und enthalten verkieselte Schwämme, Brachiopoden, Echinodermen (*Cidaris coronata*, *Apiocrinus*, *Millericrinus*), Ammoniten (*Pseudovirgatites scruposus*), Belemniten, Muscheln, Krebse (*Protaxius*) und Kalkalgen als Fossilien. Als eine Art Übergangsfazies zum Ernstbrunner Kalk ist von M. F. GLAESSNER der Galgenberg-Kalk bei Olgersdorf ausgeschieden worden.

Kreideablagerungen sind nur in Form der Klementer Schichten, der Mucronatenschichten und der Bruderndorfer Schichten entwickelt, wenn man von glaukonitreichen Foraminiferenmergeln der Unterkreide (Neokom) absieht, die bisher nur aus einer Tiefbohrung (Korneuburg 2) bekannt wurden (s. R. GRILL).

Die Klementer Schichten sind grobkörnige, glaukonitische Sandsteine mit Hornsteinen und Mergellagen, deren typisches Vorkommen SE Klement bei Ernstbrunn liegt. Sie sind jedoch im Raum von Ernstbrunn lokal weiter verbreitet (z. B. bei Au, Klafterbrunn, Niederleis) und nördlich auch bei Falkenstein und Nikolsburg (= Mikulov) nachgewiesen. Sie enthalten häufig Bruchstücke von Inoceramen (*Inoceramus latus* MANTELL non SOWERBY), also großen Muscheln, ferner sind Seeigel (*Echinoconus subrotundus*), Ammoniten (*Scaphites geinitzi*, *Pachydiscus*) und Foraminiferen (*Globotruncana lapparenti coronata*, *Gl. l. tricarinata*, *Gl. l. angusticarinata*) beschrieben worden, die für eine Alters-einstufung in das Turon sprechen (s. F. BACHMAYER).

<sup>17)</sup> Nach dem typischen Fundort in Mähren.

Durch das Auftreten des Belemniten *Belemnitella mucronata* (s. Taf. IV, Fig. 16) sind Schichten des Oberesen in Form einzelner, lokal beschränkter und schlecht aufgeschlossener Vorkommen in der Umgebung von Niederfellabrunn und Michelstetten gekennzeichnet. Sie werden als *Mucronatenschichten* bezeichnet. Mergel und glaukonitische Tone sind auch von Nikolsburg bekannt. Sie enthalten außer Belemniten auch Ammoniten (*Parapachydiscus*) und Foraminiferen (*Globotruncana rosetta*, *G. stuarti*).

Als Ablagerungen des Danien (jüngste Kreideschichten) werden die *Bruderndorfer Schichten* angesehen, die vor allem nördlich von Bruderndorf und westlich von Ernstbrunn örtlich auf Feldern aufgeschlossen sind (s. F. BACHMAYER, M. F. GLAESSNER, O. KÜHN). Es handelt sich um Kalksandsteine und Lithothamnienkalke sowie zum Teil auch konglomeratisch entwickelte Seichtwasserablagerungen, die zahlreiche, meist schlecht erhaltene Fossilien enthalten; z. B. Nautiliden (*Hercoglossa danica*, s. Taf. IV, Fig. 19), Korallen, Seeigel (*Brissopneustes vindobonensis*, *Echinocorys sulcatus*), Muscheln (*Lima*, *Spondylus*), Schnecken, Foraminiferen (*Globigerina daubjergensis* etc.) und Kalkalgen (Lithothamnien).

Eozäne Sedimente sind als Waschbergkalk, Haidhofschichten, Reingruber Serie und Hollingsteinkalk beschrieben worden, zu denen die Globigerinenschichten als jüngstes Schichtglied kommen. Der *Waschbergkalk*, der zahlreiche Blöcke und Schollen kristalliner Gesteine enthält, ist eine Seichtwasserbildung mit Nummuliten (*Nummulites partschi*, *N. distans minima*, *N. bolcensis-densispira*, s. Taf. IV, Fig. 21), die für älteres Eozän sprechen. Er bildet die Gipfel von Waschberg, Michelberg und Praunsberg. Dem mittleren Eozän sind die *Haidhofschichten* im Raum westlich Ernstbrunn und nördlich der Zaya zuzuordnen; glaukonitische Kalksandsteine und Mergelsandsteine mit Bohnerzen, die reich an kleinen Nummuliten (*Nummulites distans depressa*) und Assilinen sind, ferner Korallen (*Ceratotrochus*), Brachiopoden (*Rhynchonella bolcensis*), Muscheln (*Exogyra eversa*), Schnecken (*Campanile giganteum*) und Seelilien (*Rhizocrinus*) enthalten. Viel fossilreicher sind jedoch die Ablagerungen der Reingruber Serie von der Reingruber Höhe nördlich Bruderndorf, die aus einer Folge von tegeligen und glaukonitischen Sanden, Discocyclinensandsteinen (= Orbitoiden-Kalk der älteren Literatur) und Bryozoenschichten bestehen. Wie die Makrofauna mit Korallen (*Flabellum appendiculatum*), Bryozoen, Seeigeln (*Echinolampas subaffinis*, s. Taf. IV, Fig. 26), Serpuliden (*Rotularia* [= „*Serpula*“] *spirulea*, s. Taf. IV, Fig. 28), Muscheln (*Spondylus buchi*, s. Taf. IV, Fig. 27, *Axinea pulvirata*, *Chama squamosa*, s. Taf. IV, Fig. 30, *Crassatella* cfr. *sinuosa*, s. Taf. IV, Fig. 25) und die Mikrofauna (Foraminiferen mit *Turbotrochalia centralis*, *Globigerina triloculinoides*, *Globigerinoides index*, *Globigerinella micra*, Discocyclinen und Nummuliten: *Nummulites bouillei*) erkennen lassen, handelt es sich um Flachwasserabsätze des Obereozäns (Ledium; s. K. GOHRBANDT, A. PAPP, R. SIEBER).

Weitere, zum Teil schon dem Oligozän angehörige Schichtglieder bilden der Hollingsteinkalk vom Hollingstein SSE Niederhollabrunn, ein hellbraun bis grau gefärbter, schwach bituminöser, stark geklüfteter Kalk, die *Globigerinen-Schichten* (tonig-mergelige Ablagerungen mit Foraminiferen: *Globigerina* ex aff. *bulloides* etc.) im Bereich der Leiser Berge und die *Niemtschitzer Schichten* von Altruppersdorf im Falkensteiner Hügelland. Letztere sind dunkelgraue, feinglimmerige, gut geschichtete Ton-

mergel, die Fischreste und Gips enthalten sowie stellenweise Menilitlagen, Diatomite und auch dünne Glanzkohlenflöze.

Demgegenüber sind die *Michelstettener Schichten* am Außenrand der Leiser Berge etwas weiter verbreitet. Es sind Tonmergel, die nach A. PAPP eine vollmarine, großwüchsige Foraminiferenfauna enthalten, in der Planktonformen (*Globigerinen*) vorherrschen. Häufig sind auch *Robuliniden* und *Marginulinen*, während echte *Milioliden* fehlen, was auf größere Wassertiefe deutet. Sie werden von A. PAPP in das jüngste Oligozän bzw. älteste Miozän (*Aquitän*) eingestuft. Ablagerungen des mittleren Oligozäns, wie sie in Südmähren als *Pausramer Mergel* entwickelt sind, konnten bisher auf niederösterreichischem Boden nicht sicher nachgewiesen werden.

Als jüngstes und zugleich am weitesten verbreitetes Schichtglied der *Waschberg-Zone* wird der *Auspitzer Mergel*<sup>18)</sup> (eine Tonmergelserie) angesehen. Im typischen Fall, wie er etwa in der Ziegelei von Ernstbrunn aufgeschlossen ist, handelt es sich um grünlich-graue, gut geschichtete, feste, hellgelb verwitternde Mergel, die eine Foraminiferenfauna enthalten, die im Gegensatz zu jener der *Michelstettener Schichten* aus kleinwüchsigen Formen besteht und unter denen planktonische Formen sowie *Radiolarien* nicht selten sind. Für diese typischen *Auspitzer Mergel* wird nach neuesten Untersuchungen (s. A. PAPP) auf Grund der Mikrofauna ein *burdigalisches* Alter angenommen, indem es sich hier um die landfernere *Beckenfazies* handeln soll, zu der die *Eggenburger Schichten* im Westen und die *burdigalischen Ablagerungen* des *Waagtales* im Osten die küstennahe *Randfazies* darstellen. Nach R. GRILL nimmt der *Auspitzer Mergel* fast die gesamte Breite der *Waschberg-Zone* zwischen *Stockerau* und *Ernstbrunn* ein und nur am Westrand ist ein Streifen *eisenschüssiger Tone* und *Sande* entwickelt, die noch etwas jünger sind. Nördlich der *Zaya* setzen sich die *Auspitzer Mergel* bis zur Staatsgrenze in breiter Zone fort.

Anscheinend sind jedoch unter den als *Auspitzer Mergel* bezeichneten mergeligen Ablagerungen auch ältere Sedimente verborgen (*Mergel mit Fischresten* etc.), die mangels geeigneter Fossilien altersmäßig nicht näher einzustufen sind. In diesen mergeligen Ablagerungen treten *Blockschichten* und *Konglomerate* auf. Die Komponenten der *Blockschichten*, die besonders auf das engere *Waschberg-, Michelberg- und Praunsbergegebiet* sowie den *Hollingstein* beschränkt sind, bestehen hauptsächlich aus kristallinen Anteilen der *Böhmischen Masse* (sogenannte *Exotika*: *Granit, Amphibolit, Biotitgneis* etc.; s. A. SCHIENER) sowie *Flysch* (*Kreide- und Eozängesteine*), zu denen (selten) auch *Juragesteine* kommen. Die Entstehung dieser *Blockschichten* wird verschieden gedeutet. Wie neuere Untersuchungen (H. HOLZER und K. KÜPPER) bewiesen haben, ist die Deutung als  $\pm$  *autochthoner Untergrund* unhaltbar, so daß die *Blöcke* nur als *tektonische Scherlinge* (an der Basis von *Überschiebungsf lächen*) bzw. als *sedimentäre Aufarbeitungsprodukte* des Untergrundes angesehen werden können. Die *Mannigfaltigkeit* der kristallinen Gesteine und ihr *Erhaltungszustand* (meist gut gerundet, jedoch *tektonisch stark beansprucht* mit *Harnischflächen, Brüchen* u. dgl.) spricht am ehesten für eine *ursprüngliche sedimentäre Einbettung* mit *nachträglicher Einschuppung* und damit *Beschränkung auf bestimmte Zonen*. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang, daß den *eozenen Kalken*, die ebenfalls reichlich aufgearbeitete *Kristallingesteine* enthalten, *Flyschkomponenten* fehlen.

<sup>18)</sup> Nach *Auspitz* in *Südmähren*.

Die Grundzüge des tektonischen Baues der Waschberg-Zone können als geklärt gelten. Wie schon eingangs erwähnt, ist diese Zone als ganzes — entgegen der ursprünglichen Auffassung vom autochthonen Charakter — weit auf die miozäne Molasse des Vorlandes überschoben und ihrerseits vom Flysch überschoben worden, wovon noch einzelne Flyschvorkommen in der östlichen Waschberg-Zone als Deckschollen (z. B. Karnabrunner Kirchberg) zeugen. Sie sind als Erosionsreste einer einst weiter nach Westen greifenden Flyschdecke anzusehen. Im Osten fallen die Sedimente der Waschberg-Zone einerseits unter den Flysch ein, andererseits sind sie an Brüchen unter jungtertiäre Sedimente abgesunken. So ist der nördliche, mit helvetischen Ablagerungen erfüllte Teil des Korneuburger Beckens ausschließlich in „Auspitzer Mergel“ eingesenkt, während in der Bucht von Niederleis tortonische Sedimente die Waschberg-Zone begrenzen. Wesentlich für die Beurteilung der tektonischen Verfrachtung ist u. a., daß die Fauna der Michelstettener Schichten auf ein vom Molassetrog getrenntes, über 500 m tiefes Meer deutet. Der ursprüngliche Ablagerungsraum muß, da Äquivalente im Untergrund der Molasse nicht beobachtet wurden, nach A. PAPP weit im Osten gelegen haben bzw. zum Teil unter den Flyschgesteinen im Untergrund des (inneralpinen) Wiener Beckens zu suchen sein.

Die jüngeren Sedimente dieser Zone sind mehrfach geschuppt. Infolge des Andrängens der Flyschdecken kam es zur Abscherung und Aufschuppung der älteren Gesteine (Jura, Kreide und Eozän) und damit zu deren klippenartiger Ausbildung, die noch durch die Erosion der weicheren Hüllsedimente gesteigert wurde. Dementsprechend treten die Klippen auch im Streichen des Waschbergzuges auf. Die Bezeichnung Klippen ist nur im morphologischen Sinn zutreffend, da es sich weder um Deckschollenreste noch um sedimentär ummantelte autochthone Hartlinge handelt, sondern ausschließlich um tektonische, wurzellose Inselberge. Bemerkenswert ist, daß mehrere Querbrüche die Waschberg-Zone durchsetzen, an denen jeweils der Nordflügel westwärts verschoben ist, ähnlich wie am Donaubruch bzw. an der Doblerbergstörung (im Rohrwald) etwa die Flyschzone nördlich der Donau (vgl. R. GRILL).

Mit der im Mittelmiozän erfolgten Überschiebung der Waschberg-Zone auf die Molasse fanden die wesentlichsten tektonischen Ereignisse in der Waschberg-Zone ihren Abschluß. Die eigentliche Schuppung der jüngeren bzw. die Aufschürfung der älteren Sedimente erfolgte im wesentlichen im Oligozän bzw. älteren Miozän und führte schließlich zur Überwältigung der einstigen kristallinen Schwelle zwischen Waschberg-Zone und Molassezone und damit zur Beschränkung der Blockschichten in den Mergeln auf bestimmte Zonen. Seit dem „Torton“ kam es lediglich zu Brüchen.

Die Gleichsetzung der Waschberg-Zone mit dem Helvetikum im Westen liegt zwar durch die gleiche großtektonische Position und vereinzelte faunistische Übereinstimmung nahe, ist jedoch auf Grund wesentlicher Differenzen (z. B. stratigraphische Ausdehnung) sehr unwahrscheinlich. Eher erscheint eine Gleichsetzung mit den kretazisch-alttertiären Gesteinen der Schuppenstruktur von Perwang (O.-Ö.) (s. R. JANOSCHEK) möglich (s. S. PREY). Die Waschberg-Zone bildet die äußerste tektonische Einheit der Karpaten. Bemerkenswert ist, daß der tektonische Außenrand der Waschberg-Zone NNE verläuft, im Gegensatz zum ENE- bzw. W—E-gerichteten Streichen der Flysch(teil-)decken im Norden (s. H. KÜPPER).

## 5. Die Flysch- oder Sandsteinzone (einschließlich der Buntmergelserie und der Klippenzonen) (s. Tab. V, VI und Taf. III, IV).

Der Flysch<sup>19)</sup> erstreckt sich als eine vorwiegend aus Sandsteinen und Mergeln aufgebaute Zone in wechselnder Breite in W—E-Richtung von der westlichen Landesgrenze bis zum Wiener Becken und setzt sich in unserem Bundesland in Ausläufern noch nördlich der Donau (Rohrwald und Bisambergzug) bis gegen Niederkreuzstetten im Norden obertags fort. Südlich der Donau wird die Flyschzone im Norden von der Molassezone, im Süden von den nördlichen Kalkalpen begrenzt. Nördlich der Donau schiebt sich die Waschberg-Zone zwischen Molasse und Flysch und bildet dessen Nordwestgrenze (s. o.).

Sämtliche Grenzlinien sind ausschließlich tektonischer Art, indem der Flysch auf die Molasse bzw. die Waschberg-Zone, die nördlichen Kalkalpen auf den Flysch überschoben sind. Im Bereich des Wiener Beckens beginnt die west-östliche Streichrichtung (der Alpen) in die SW—NE-Richtung (der Westkarpaten) umzuschwenken, wie sich auch nördlich der Donau bereits der Baustil der Karpaten (Breitenentwicklung der Greifensteiner Teildecke und damit geringerer Schuppenbau als im Wienerwald, ferner stratigraphische Übereinstimmung) bemerkbar macht (s. R. GRILL). Im Osten versinkt der Flysch unter die tertiären Ablagerungen des Wiener Beckens und bildet, wie Tiefbohrungen gezeigt haben, dessen Untergrund im nordwestlichen Abschnitt (s. S. 30).

Die Flyschzone setzt sich im Westen als Nordsaum der Alpen und im Nordosten in den beskidischen Karpaten fort, weshalb der Flysch auch vom tektonischen Gesichtspunkt aus als ultrahelvetisch (d. h. über dem Helvetikum liegend) bzw. als Beskidikum bezeichnet wird.

Der Flysch fällt bereits landschaftlich durch sanfte Hügelformen und — abgesehen von den Klippen — durch das Fehlen nackter natürlicher Gesteinswände auf. Weitere Kennzeichen, als Folge der geringen Wasserdurchlässigkeit der Flyschsedimente, sind die nach Niederschlägen wildbachartig anschwellenden Gewässer, die sogenannten Tobeln, sowie Naßgallen und das sogenannte Hangrutschen (vgl. G. GÖTZINGER).

Der Flysch wird aus einer Folge von Sandsteinen, Tonen und Mergeln bzw. Mergelkalken aufgebaut, deren Wechsel im Profil ebenso kennzeichnend ist, wie der über weite Strecken hindurch gleichartige Charakter der Sedimente. Das Vorkommen von „Klippen“ aus reinen Kalken bzw. Hornsteinkalken sowie von kristallinen Gesteinen (Gerölle bzw. Blöcke) kann gleichfalls als charakteristisch für die Flyschzone betrachtet werden. Weitere Kennzeichen liegen im auffälligen Mangel an Makrofossilien und dem häufigen Vorkommen sogenannter Lebensspuren (fossile Kriechspuren, Grabgänge u. dgl.), die früher teilweise als Algen gedeutet und in der älteren Literatur als Hieroglyphen bezeichnet wurden.

Die Sedimente der Flyschzone sind ausschließlich Meeresablagerungen, deren Entstehung seit Jahrzehnten diskutiert wird. Ursprünglich — wenn man von der einstigen Annahme der eruptiven Entstehung der Flyschsedimente nach Art

<sup>19)</sup> Flysch = Schweizer Bezeichnung für Gesteine, die bei starker Durchfeuchtung zum Fließen neigen. Während im Bereich der Ostalpen die Bezeichnung Flysch zu einem stratigraphisch-tektonischen Begriff geworden ist, werden von den meisten ausländischen Geologen hingegen als Flysch jene Ablagerungen bezeichnet, für die eine Entstehung durch Trübströme (turbidity currents i. S. v. KUENEN) gegeben ist, ohne Rücksicht auf geologisches Alter und tektonische Stellung (s. P. H. KUENEN, vgl. S. PREY).

Tabelle V. Buntmergelserie (= Helvetikum) und Flyschzone (Stratigraphische Gliederung).

Zeiteinheiten	Geologische Zonen	Flyschzone östlich der Traisen				
		Flyschzone im westlichen Niederösterreich (n. S. PREY)	Nordzone (= Greifensteiner-Teildecke)	Mittelzone (= Kahlenberg-Teildecke)		
Z O N N	Ober- (= Jung-)	Buntmergelserie (= Helvetikum) (nach S. PREY)	Flyschzone im westlichen Niederösterreich (n. S. PREY)	Mittelzone (= Kahlenberg-Teildecke)	Südzone (Laaber-Teildecke; Klippenraum)	
	Mittel-	Lithothamnien-Kalk Nummuliten-Breccie	—	—	—	
	Unter- (= Alt-)	Fleckenmergel Kongl. Sandsteine mit Nummuliten bunte Mergel untergeordn. Lithothamnien-Kalk und -Breccien (mit Nummuliten)	—	Greifensteiner Sandstein	Gablitzer Schichten	Laaber Schichten
PALEOZÄN		Bunte Mergel und Fleckenmergel Nummuliten-Sandstein untergeordnet große Konglomerate	Paleozänflysch	Glaukonit-Sandstein von Zistersdorf Rzehakina-Schiefer von Großrußbach	Bunte Schiefer	
	Dan	(rote Schiefer vom Schottenhof)	Mürbsandstein führende Oberkreide Kalksandsteine Mergel	Altlengbacher Schichten ? Wördener Sandstein	—	
	Senon	Bunte Mergel und Tonmergel	Zementmergelserie	—	Kahlenberg-Sieveringer Schichten (= Inoceramen-Schichten) (Hütteldorfer Sandstein)	
	Emscher	graue Mergel, dunkelgraue sandig-glimmerige Schiefer	Bunte Schiefer	? Lücke?	—	Kaumberger Schichten
	Turon	Reiselsberger Sandstein	—	—	—	—
KREIDE	Cenoman	—	—	—	—	
	Gault	„Glaukonitsandstein-Serie“?	Gault-Flysch	Quarzite Wolfpassinger Schichten	—	
	Neokom	—	Neokom-Flysch	Neokom-Kalke und Sandsteine	—	

von Schlammvulkanen absieht — fast durchwegs als Flachmeerablagerungen (z. B. Wattabsätze oder Ablagerungen der tropischen Mangrovezone, also des Ebbe-Flutbereiches) angesehen, haben neuere Untersuchungen (v. KUENEN, A. SEILACHER) gezeigt, daß es Tiefseeablagerungen (300 m und mehr) eines einstigen Troges sind, in die gröberes Material bzw. auch Pflanzenreste und andere größere Reste durch submarine Gleitung bzw. durch sogenannte Trübungsströme eingelagert wurden. Charakteristisch dafür ist u. a. die Korngrößensaugerung. Das eben Gesagte gilt besonders für den Oberkreide- und den Eozänflysch.

Die Ablagerungen des Flyschtroges umfassen Sedimente von der Unterkreide bis zum Eozän, die zum Teil starke fazielle Unterschiede zeigen. Lithologisch-stratigraphische und tektonische Unterschiede haben zu einer Gliederung der Flyschzone im Bereich östlich der Traisen in drei tektonischen Einheiten geführt, die von Norden nach Süden als Greifensteiner, Kahlenberg- und Laaber Teildecke<sup>20)</sup> unterschieden werden (s. K. FRIEDL, G. GÖTZINGER).

Die Greifensteiner Teildecke umfaßt Ablagerungen der Unterkreide (Neokom und Gault), der Oberkreide und des Eozäns. Erstere sind als Neokomkalke, Kalksandsteine und Bändersandsteine ausgebildet und enthalten Aptychen (Ammonitendeckel). Dünnschichtige Kalke und Sandsteine, die sich von Ollersbach in NE Richtung über Anzenbach, Hagenau, Ried und Wolfpassing bis nach St. Andrä und in den Rohrwald nördlich der Donau erstrecken, werden als *Wolfpassinger Schichten* bezeichnet. Es sind Unterkreideablagerungen mit Aptychen (*Lamellaptychus pusillus*), die als „Klippen“ im Flysch auftreten. Die Ablagerungen der Oberkreide sind als *Wördener Sandstein* (= Orbitoidensandsteine der älteren Literatur: grobkörnige Sandsteine und Arkosesandsteine), *Altlenbacher Schichten* (vorwiegend harte, häufig kieselige Kalksandsteine und Schiefertone sowie Mürbsandsteine) und als *Kirchstettener Mergel* entwickelt, die als Leitfossilien Inoceramen und Foraminiferen (Orbitoiden: *Lepidorbitoides minor*, Globigerinen) enthalten. Auch Lebensspuren kommen vor. Eozänsedimente sind als *Greifensteiner Sandstein* (meist grobkörniger Quarzsandstein ohne kalkiges Bindemittel, mit Quarz- und Geröllagen und etwas Schiefertone) ausgebildet, die außer Foraminiferen (Nummuliten, Assilinen, Alveolinen und einer artenarmen Sand-schalerfauna), Austeren, Pecten-Muscheln, Bryozoen und Serpeln hauptsächlich Lebensspuren (Schneckenfährten vom *Palaeobullia-Subphyllochora*-Typ; *Palaeodictyon*, s. Taf. IV, Fig. 23, 24) enthalten. Letztere sind im Schleifsteinbruch<sup>21)</sup> Kierling zwischen Gugging und Hadersfeld besonders gut aufgeschlossen. Zahlreiche große Steinbrüche, in denen der Sandstein als Baustein gebrochen wurde bzw. wird, kennzeichnen den annähernd parallelen Verlauf der beiden (petrologisch etwas verschiedenen) Greifensteiner Sandsteinzüge (s. F. BRIX), deren nördliche Kette von Höflein über Greifenstein bis nach Altlenbach, während die südliche vom Sonnenberg über Poppenwald und den Troppberg verfolgt werden kann.

Die Greifensteiner Teildecke setzt sich auch nördlich der Donau fort, wo sie viel breiter entwickelt ist als im Wiener Wald. In diese Teildecke ist der südliche Teil des Korneuburger Beckens eingesenkt. Weiters finden sich hier (bei

<sup>20)</sup> Ursprünglich als verschiedene Decken ausgeschieden, zeigen fazielle Übergänge zwischen den Ablagerungen der Teildecken, daß sie einem gemeinsamen Sedimentationstrog entstammen und besser nicht als eigenen Decken im Sinne der Alpentektonik aufzufassen sind.

<sup>21)</sup> Schleifstein = Bezeichnung für harte Quarzsandsteine (im Gegensatz zu den weichen Kalksandsteinen).

Großrußbach) auch im Liegenden des Greifensteiner Sandsteines bunte Ton-schiefer mit Foraminiferen (*Rzehakina*-Schiefer; benannt nach der charakteristischen Foraminifere *Rzehakina epigona*), die im Wiener Wald bisher nicht nachgewiesen werden konnten. Es sind (?) paleozäne Schiefer, die den bunten Schiefen im Liegenden des Cieszkowicer Sandsteines der Karpaten entsprechen, der das Äquivalent des Greifensteiner Sandsteines darstellt (s. R. GRILL). Als besondere Ausbildung ist der sogenannte *Asterocyclinen*-Sandstein von Helfens anzusehen, der Großforaminiferen (Asterocyclinen: *Asterocyclina stellata*; ferner Nummuliten und Discocyclinen) enthält, die für ein mittel- bis junges Alter sprechen; sie sind stellenweise auch schon im Wiener Wald angetroffen worden.

Interessant ist ferner, daß im Liegenden der tertiären Sedimente des Wiener Beckens im Bereich der Mistelbacher Scholle Gesteine anstehen, die als *Glaukonitsandstein* und *Steinbergflysch* bezeichnet und als Unter- bzw. Ober-Eozän abgesehen werden. Sie werden mit dem Greifensteiner bzw. Cieszkowicer Sandstein und den Laaber bzw. Zliner Schichten parallelisiert (s. E. VEIT, G. GÖTZINGER). Das Alter der Schichten, bzw. auch das Auftreten flyschfremder Faunen in diesem Bereich lassen die Zugehörigkeit zum Flysch diskutabel erscheinen (vgl. I. KÜPPER).

Die Kahlenberg-Teildecke, die sich gleichfalls, jedoch nur in einem schmalen Streifen am Bisamberg nördlich der Donau, obertags fortsetzt, besteht aus Ablagerungen der Oberkreide und des Eozäns. Erstere sind durch die vielfach als *Zementmergel* entwickelten *Kahlenberger Schichten* (= *Inoceramenschichten* der älteren Literatur; Mergel und Kalksandsteine mit Schieferzwischenlagen) vertreten, die selten *Inoceramen*, dünnchalige *Austern*, *Ammoniten* (*Gaudryceras* cfr. *mite* von Unter-Purkersdorf, *Mantelliceras mantelli* vom Leopoldsberg) und Foraminiferen (*Globotruncanen*) sowie Lebensspuren (*Chondriten*, *Fucoiden*, *Helminthoideen*, Taf. IV, Fig. 17, 18) enthalten. Lokal entwickelte, spröde, muschelartig brechende und von zahlreichen  $\pm$  parallelen Rissen durchsetzte Kalke sind als *Ruinenmarmor* bekannt und einst als Dekora-tionsstein verwendet worden (s. S. 81). Südlich der Zone der Kahlenberger Schichten verlaufen die *Sieveringer Schichten*, ein Zug aus Kalk-sandsteinen und Mergeln mit zwischengeschalteten *Mürbsandsteinen*, die spärlich Foraminiferen führen. Das Eozän ist in Form der *Gablitzer Schichten* (= *Glaukoniteozän* FRIEDLS p. p.; kieselige Sandsteine, Quarzite, Mergelschiefer, Schiefertone) ausgebildet, die *Nummuliten* (*Nummulites laevigatus*) enthalten.

Die Laaber Teildecke umfaßt, ähnlich wie die Kahlenberg-Teildecke, Ablage-rungen der Oberkreide und des Eozäns, doch treten in ihrem Bereich zahlreiche „Klippen“ auf, die hauptsächlich aus älteren Gesteinen (Trias, Jura und Unter- kreide) aufgebaut sind, weshalb ein Teil dieses Bereiches als *Klippenraum* be- zeichnet wird. An Kreideablagerungen sind vorhanden: dunkle, an Kieselkalken und Quarziten reiche Unterkreideschichten, ferner *Kahlenberger Schichten* und *mürbsandsteinführende Serien* ähnlich den *Sieveringer Schichten* (früher zum Teil als *Seichtwasserkreide* bezeichnet [FRIEDL] mit *Inoceramen* und *Fora-miniferen* [*Globotruncanen*, *Rzehakina epigona*], dazugehörig der *Hüttel-dorfer Sandstein*). Große Verbreitung besitzen die eozänen *Laaber Schichten* (*Glaukoniteozän* FRIEDLS; dichte kieselige Sandsteine und [Ton-] Mergelschiefer mit gelegentlicher Konglomeratführung und *Nummuliten* [*Num-mulites laevigatus*] als Fossilien).

Ein eigenes Problem bildet der Klippenraum, wo die Zugehörigkeit der bunten, tonmergeligen, von zum Teil kieseligen Kalksandsteinbänken durchsetzten, tektonisch stark gefalteten *K a u m b e r g e r S c h i c h t e n* (zum Teil höhere Unterkreide, zum Teil tiefere Oberkreide) noch nicht geklärt ist, nämlich ob sie — was wahrscheinlicher sein dürfte — zum Flysch oder zur Klippenhülle gehören.

Auf die Klippenzone selbst und ihre gesteinsmäßige Zusammensetzung wird unten noch zurückgekommen.

Im Gegensatz zu der Gliederung des Flysches im Wienerwald ist diese im westlichen Niederösterreich genauso wie in Oberösterreich und Salzburg durchführbar. Die unbedingt vorhandenen Beziehungen zwischen dieser Gliederung und der im Wienerwald sind jedoch noch nicht restlos geklärt (s. S. PREY). Es finden sich Ablagerungen vom Neokom bis zum Paleozän. Greifensteiner Sandstein oder Laaber Eozän sind nicht vorhanden, Kahlenberger und Sieveringer Schichten treten als verschiedenartige Ablagerungen auf. Eine definitive Entscheidung über die Gleichsetzung der Flyschablagerungen des Wienerwaldes und jener des westlichen Niederösterreichs ist erst nach weiteren Untersuchungen zu erwarten. Als Basis der Flyschserie treten Kalksandsteine und Schiefer des Neokoms sowie dunkle schiefrige Kalksandsteine und Glaukonitquarzite des Gault auf. Ein im Wienerwald noch nicht sicher nachgewiesenes Schichtglied ist der *R e i s e l s b e r g e r S a n d s t e i n* (benannt nach dem typischen Vorkommen in Bayern; auch Hauptflyschsandstein bezeichnet), ein Mürb sandstein des Cenomans, mit Bänken wechselnder Mächtigkeit, zwischen denen Tonschiefer auftreten. Weiter westlich führen diese begleitenden Schiefer spärlich kennzeichnende Globotruncanen und *Globigerina infracretacea*. Weitere charakteristische Sedimente der Oberkreide im westlichen Niederösterreich sind *b u n t e S c h i e f e r*, die mit dünnen Kalksandsteinbänken wechsellagern, *Z e m e n t m e r g e l s e r i e n* (graue bis helle Mergelschiefer und Tonmergel mit Fucoiden, Chondriten, Helminthoideen und Foraminiferen: agglutinierende Formen, vereinzelt Globotruncanen, die für Senon sprechen), ferner Kalksandsteinbänke, sowie eine Serie aus Tonschiefern und Mergeln, Kalksandsteinen und Mürb sandsteinbänken (= *m ü r b s a n d s t e i n f ü h r e n d e O b e r k r e i d e* [PREY]), die die Zementmergelserien meist mit Zwischenschaltung bunter Schiefer überlagern und dem Obersenon angehören (Foraminiferenfauna: großwüchsige Sandschaler, *Globotruncana lapparenti*, *Rzehakina*). Nach vereinzelt Foraminiferenfaunen reichen Teile dieser Serie noch in das älteste Tertiär hinauf (s. S. PREY).

Wie bereits oben angedeutet, treten im Bereich der Flyschzone mehrere sogenannte Klippenzonen (= innere Klippenzonen der älteren Literatur) auf. Die Gesteine der Klippenzonen sind besonders im westlichen Niederösterreich und im Bereich von Wien durch F. TRAUTH eingehend untersucht worden (vgl. dazu R. JANOSCHEK, H. KÜPPER und E. J. ZIRKL). Die ältesten Ablagerungen bilden die rhätischen *K ö s s e n e r S c h i c h t e n* (gebankte Mergelkalke und dünn-schichtige Mergelschiefer) mit zahlreichen Fossilien, unter denen Muscheln (*Pteria contorta*, *Gervillea inflata*, *Plicatula intusstriata*, *Placunopsis schafhäutli*) vorherrschen. Die Ablagerungen des Lias sind als *G r e s t e n e r S c h i c h t e n* entwickelt. Sie bilden im westlichen Teil (Grestener Klippenzone) die sehr charakteristischen Basisablagerungen, die sich aus fossilereen Arkosesandsteinen (Sandsteine, reich an Quarz- und Feldspatkörnern), die durch Abtragung eines kristallinen Untergrundes entstanden sind, dünnplattigen, fossilführenden

Schiefertonen mit Sandsteineinlagen und Kohlenflözen, Grestener Schiefer und (Kalk-)Sandsteinen zusammensetzen. Dazu gerechnet werden auch Kalke sowie Fleckenmergel. Unter den Fossilien zählen Muscheln (*Gryphaea arcuata*, *Lima punctata*, *Cardinia gigantea*), Schnecken (*Pleurotomaria expansa*), Brachiopoden (*Rhynchonella austriaca*, *Waldheimia perforata*, *Terebratula grossaviensis*), Belemniten (*Belemnites acutus*) und Ammoniten (*Arietites [Discoceras] conybeari*, *A. [Ophioceras] raricostatum*) zu wichtigen Leitfossilien (s. Tafel III, Fig. 1 bis 4). Auch fossile Pflanzenreste (Coniferen, Ginkgophyten, Cycadophyten, Riesenschachtelhalme und Farne) finden sich (s. Tafel III, Fig. 10 bis 13). Grestener Arkose und Gryphaeenkalk kennzeichnen die Schichtfolge der sogenannten Grestener Klippenzone.

Tabelle VI. Klippenzonen (Piennidische Klippenzone [= Tiergartenklippenzone = St. Veiter Klippenzone], Grestener Klippenzone [= Flyschklippenzone LÖGTERS' = subalpine Klippenzone] und Hauptklippenzone). (Stratigraphische Gliederung).

KREIDE	Ober-	„Klippenhüllflysch“ (= Seichtwasserkreide FRIEDL'S; rote bis graue Mergel und Sandsteine = Buntmergelerde p. p.)				
	Unter-	Scheibbsbach-Schichten				
		obere } untere }	Arzberg- Mergelschiefer	obere } untere }	Blassenstein- Schichten	Stollberg- Schichten
JURA	Malm	Radiolarit	Arzberg-Kalkmergel			
			Rotenberg- Schichten	Konradsheimer- Schichten	„Mühlberg“- Kalk	
	Dogger		Kieselkalke des Bathonien Neuhauser-Schichten	Zeller-Schichten	„Vilser Kalk“ Posidonien-Schichten	
	Lias		Grestener Schichten			
TRIAS	Rhät		Kössener Schichten			

Faziell ähnliche Ablagerungen des Dogger sind vor allem als Crinoidenkalke (Neuhauser Schichten und „Vilser Kalke“), als Kieselkalke sowie Mergelkalke und Mergel ausgebildet (Zeller Schichten = dunkle Mergelkalke, benannt nach Zell bei Waidhofen a. d. Ybbs, entsprechen den subalpinen Klaussschichten der älteren Literatur; Posidonien Schichten = Mergel, bzw. Mergelkalke mit reichlich Fossilien). Die Mergelkalke können als Äquivalente der kalkalpinen Klaussschichten angesehen werden. Wichtige Fossilien sind Ammoniten (*Macrocephalites macrocephalum*, *Oppelia aspidoides*, *Stephanoceras humphriesianum*, s. Tafel III, Fig. 17, *Phylloceras flabellatum*, *Lytoceras tripartitum*) und Muscheln (*Posidonomya alpina*).

Die im Hangenden folgenden Malm- und Neokomablagerungen, die meist ohne scharfe Grenze ineinander übergehen, sind als Kalke und Mergel ausgebildet, in denen oft Aptychen (Ammonitendeckel) auftreten. Vielfach enthalten diese Kalke Hornsteinknollen und -lagen aus roten und grünlichen Hornsteinen,

weshalb sie auch als Hornsteinkalke oder Radiolarite bezeichnet werden. Außer Aptychen finden sich auch Ammoniten, Belemniten und Radiolarien. Malmfossilien: Ammoniten: *Physodoceras* (= „*Aspidoceras*“) *acanthicum*, s. Tafel III, Fig. 19, *Perisphinctes*; Aptychen: *Lamellaptychus lamellosus*, *Laevaptychus latus*, *Punctaptychus punctatus*, s. Tafel III, Fig. 22; Belemniten: *Belemnites* (*Pseudobelus*) *bipartitus*. Nach ihrer faziellen Vielfalt unterscheidet man bunte Kalke mit Radiolariten (Rotenberg-Schichten, benannt nach dem Roten Berg bei Ober-St.-Veit), brecciöse, konglomeratische Kalke (Konradsheimer Schichten, benannt nach Konradsheim bei Waidhofen a. d. Ybbs), Mergel(-kalke) und Mergelschiefer mit Cephalopoden und Brachiopoden (untere Arzberg-Mergel vom Arzberg bei Waidhofen a. d. Ybbs) und dichte, weißlich-hellgraue Kalke (untere Blassenstein-Schichten vom Blassenstein bei Scheibbs mit *Calpionella alpina*). Die Unterkreide (Neokom) der (Grestener) Klippenzone ist durch Aptychenkalke (obere Blassenstein-Schichten), durch Cephalopodenmergel und -kalke (obere Arzbergmergel [-kalke] mit Aptychen: *Punctaptychus punctatus*) und durch sandig-konglomeratische Ablagerungen (Scheibbsbach-Schichten von Scheibbsbach) vertreten.

Das jüngste Schichtglied der „Klippen“ bildet die sogenannte Klippenhülle (= „Klippenhüllflysch“; Seichtwasserkreide FRIEDLS). Es sind bei Ober-St.-Veit hauptsächlich flyschähnliche, rote, grünliche und dunkle Mergeltonne oder Schiefer mit Sandsteineinlagen. Ein Vorkommen von Sandsteinen in Ober-St.-Veit enthält nach A. F. TAUBER Belemniten, Muscheln und Foraminiferen (Globigerinen, Orbitolinen usw.), die für Oberkreide sprechen. Es sind jedoch auch alttertiäre Anteile in den Klippenhüllgesteinen enthalten (Laaber Schichten). Jedenfalls unterscheidet sich der kretazische „Klippenhüllflysch“ vom Oberkreideflysch der Flyschzone und von der Oberkreide der Kalkalpen. Da die Klippenhülle tektonisch außerordentlich stark gestört ist, kann ein allgemein gültiges Profil dieser Serie nicht gegeben werden.

Im westlichen Niederösterreich, im Bereich der sogenannten Grestener Klippenzone, wird diese Klippenhülle hauptsächlich von bunten Mergeln (= Buntmergelserie [S. PREY]) gebildet, in denen Schichtglieder vom obersten Alb (jüngste Unterkreide) bis in das oberste Eozän nachgewiesen sind. Vorkommen derartiger Schichten gibt es jedoch auch im Wienerwald (im Bereich der sogenannten Hauptklippenzone; s. S. PREY). Es sind hauptsächlich bunte Mergel und Schiefer, deren Alter durch Foraminiferen (Globotruncanen, Globigerinen, Globorotalien, *Rzehakina epigona*, Discocyclinen und Nummuliten) fixiert ist und die sich in tektonischem Kontakt (Verschuppung) mit Flysch-, Klippen- und Molassesedimenten finden (z. B. Pechgraben, Rogatsboden, Texing). Flyschfremde Mikrofaunen, die Übereinstimmung mit jenen des Helvetikums, bzw. der Wadowicer Fauna in den Beskiden zeigen, sind aus der Flyschzone des Wienerwaldes bekannt geworden (z. B. rote Schiefer der Hauptklippenzone S Schottenhof bei Wien; s. R. NORTH). Eine Gleichsetzung der Buntmergelserie mit dem „Klippenhüllflysch“ der St. Veiter Klippenzone ist nicht ausgeschlossen (s. S. PREY).

Als Ergebnis der stratigraphisch-lithologischen und tektonischen Untersuchungen kann festgehalten werden, daß in der Flyschzone mehrere Klippenzonen auftreten. Im Bereich des Wienerwaldes lassen sich ein nördlicher Zug und eine südliche Klippengruppe auseinanderhalten. Ersterer ist unter dem Namen „Hauptklippenzone“ (s. G. GÖTZINGER) bekannt und bildet eine der

markantesten und längsten Zonen des Wienerwaldes. Diese Zone ist die Basis der Laaber Teildecke und läßt sich von Wien (Salmansdorf) über die Schöpflklippen bis zum Gölsental verfolgen, wo sie unter der Frankenfeser Decke der Kalkalpen untertaucht. Die südliche Klippengruppe ist auf den südlichen Rand der Laaber Teildecke beschränkt und wird als St. Veiter, Lainzer Tiergarten-Kluppenzone oder piennidische Kluppenzone (F. TRAUTH)<sup>22)</sup> bezeichnet. Beide Kluppenzonen unterscheiden sich nicht nur durch die Lage und durch die verschiedene stratigraphische Ausdehnung der Gesteinsserien, sondern auch durch ihre Hülle. So besteht die Hauptkluppenzone aus Flysch-Unterkreide und Tithon-Neokomkalken, die von bunten Schiefem (zum Teil Oberkreide) umhüllt werden, in denen sich auch kristalline (hauptsächlich Granit-) „Scherlinge“ finden, die allgemein als durch den tektonischen Schub vom einstigen Untergrund abgeschürfte und emporgeschuppte Trümmer angesehen werden, zum Teil aber auch aus Konglomeraten (Alttertiär?) stammen können. Demgegenüber umfaßt die piennidische Kluppenzone auch Ablagerungen der Trias (Rhät), des älteren (Lias) und mittleren Jura (Dogger). Sie treten im Gelände vielfach markant als felsige Kuppen hervor, da sie meist aus widerstandsfähigeren Sedimenten als ihre Hülle („Kluppenhüllflysch“) bestehen. Diese Hüllgesteine (früher meist als Seichtwasserkreide bezeichnet, eine Bezeichnung, die als Sammelname besser vermieden werden sollte) umgeben mit meist tektonischem Kontakt die als Kluppen bezeichneten tektonischen Körper. Im Gelände bilden die leicht verwitternden Sandsteine und Mergelschiefer meist wiesenreiche, muldenförmige Senken, die vielfach als Wasserspeicher wirken. Im westlichen Niederösterreich ist die Grestener Kluppenzone (F. TRAUTH) entwickelt. Sie wird auch subalpine Kluppenzone genannt, da Sedimente und Faunen starke Anklänge an jene der nördlichen kalkalpinen Decken zeigen (s. F. ABERER). Dies war auch der Grund, weshalb die Grestener Kluppenzone verschiedentlich als nördlichste tektonische Einheit der Kalkalpen angesehen wurde (s. L. KOBER). Südlich davon wird von verschiedenen Autoren die sogenannte Cenoman-Kluppenzone (LÖGTERS) unterschieden (benannt nach den Cenoman-Hüllgesteinen), die, da sie auch Ablagerungen der norischen Stufe (Hauptdolomit) umfaßt, von F. TRAUTH jedoch nur als Deckenschollen der Frankenfeser Decke, bzw. deren nördlichster Randstreifen, angesehen werden, was verschiedentlich auch für einige weitere „Kluppen“ im südlichen Wienerwald (Klippe von Sulz, Klausen-Leopoldsdorf usw.) angenommen wurde. Die Grestener Kluppenzone setzt sich von Rabenstein über Scheibbs und Waidhofen bis über die Landesgrenze nach Westen fort.

Kluppengesteine samt „Kluppenhüllflysch“ (= Buntmergelserie PREY) finden sich auch im Flyschfenster von Brettl S Gresten im Bereich der Frankenfeser Decke der Kalkalpen, das eigentlich als ein doppeltes Fenster anzusehen ist (s. A. RUTTNER).

Die Parallelisierung dieser verschiedenen Kluppenzonen wird auch gegenwärtig lebhaft diskutiert und ist mit jener der Karpaten engstens verknüpft. Nach S. PREY entspricht die Grestener Kluppenzone der Hauptkluppenzone und damit den äußeren Kluppen der Karpaten, während die St. Veiter Kluppenzone (= Pienniden) als eigene Zone anzusehen ist. Wesentlich sei dafür einerseits die Lage (Hauptkluppenzone und Grestener Kluppenzone im Flysch; St. Veiter

<sup>22)</sup> Benannt nach ihren Äquivalenten in den Karpaten. Ursprünglich pienninisch, jedoch später, um Verwechslungen mit dem Begriff penninisch zu vermeiden, durch F. TRAUTH in piennidisch bzw. piennidisch umbenannt.

Klippenzone südlich des Flysches), andererseits die Klippenhüllgesteine. Eine entscheidende, jedoch noch nicht eindeutig geklärte Rolle kommt in diesem Zusammenhang den Kaumberger Schichten zu, wie auch der Rahmen der Sankt Veiter-Tiergarten-Klippen noch einer genaueren Überprüfung zu unterziehen ist. Wesentlich ist, daß auch südlich der Grestener Klippenzone echter Flysch (=Klippenhüllflysch bei F. TRAUTH) in einem schmalen Streifen auftritt (vgl. N—S-Profil a. d. Beilage).

Die Tektonik der Flyschzone ist äußerst kompliziert und nur im Zusammenhang mit den Klippenzonen zu behandeln. Sie ist Gegenstand zahlreicher Diskussionen (s. K. FRIEDL, G. GÖTZINGER, S. PREY). Grundsätzlich ist wichtig, daß der Flysch weit auf die Molasse- bzw. Waschberg-Zone überschoben ist und selbst von den nördlichen Kalkalpen überfahren ist (vgl. „Molassefenster“ von Rogatsboden und Texing; Flyschdeckschollen in der Waschberg-Zone; Flyschfenster von Brettl S Gresten). An der Überschiebungsfrent zur subalpinen Molasse fallen die Molasseschichten ziemlich steil nach Süden und Südosten unter den Flysch ein, um jedoch in der Tiefe zu verflachen. Außerdem ist es im Oligo-Miozän zur Faltung des Flysches und zur Verschuppung von Flysch- und Molassesedimenten gekommen, wie heute noch Flyschfetzen zwischen Molasseschuppen erkennen lassen. Weiters ist wesentlich, daß die Gesteine der gegenwärtig als verschiedene Teildecken angesehenen Flyscheinheiten sich stratigraphisch-faziell und in gewissem Maße auch im tektonischen Bau unterscheiden (s. G. GÖTZINGER). Während die Greifensteiner und die Laaber Teildecke einschließlich der „Klippen“ isoklinale Schuppenstruktur (enge Schuppen vor allem in der Greifensteiner Teildecke und der Hauptklippenzone mit mehrfacher Wiederholung der kretazischen und eozänen Schichtglieder) zeigen, herrscht in der Kahlenberg-Teildecke der Faltenbau vor (z. B. „Pilzfalte“ vom Leopoldsberg). Dazu kommt, daß die eigentlichen „Klippen“ (Hauptklippenzone und piennidische Klippenzone) im Wiener Wald auf die Laaber Teildecke beschränkt<sup>23)</sup> und parallel zum Streichen angeordnet sind. Auch die „Klippen“ zeigen eine überaus charakteristische Detailschuppung (wie der Flysch selbst) und stimmen im tektonischen Bau auch dadurch überein, indem ältere Gesteine jüngere Sedimente durchstoßen, d. h. erosiv freigelegt sind. Diese starke Faltung und Verschuppung verleiht den Flyschgesteinen einen zum Teil durchaus anderen tektonischen Baustil als ihn etwa die Hochalpen besitzen. Besonders wichtig ist ferner, daß die kristallinen Blöcke („Scherlinge“ und Gerölle der Molasse bzw. der nördlichen Einheiten der Flyschzone sich petrologisch von denen der Klippenzonen unterscheiden, indem erstere auf einen kristallinen Untergrund wie die Böhmisches Masse, letztere jedoch auf ein epimetamorphes (alpines) Kristallin hinweisen (s. C. EXNER und G. GÖTZINGER)<sup>24)</sup>. Sämtliche Argumente sprechen dafür, daß auch innerhalb des Flysches, am Nordrand der Hauptklippenzone, eine Hauptüberschiebungslinie vorhanden ist.

Mit der Beurteilung der Klippenzonen in tektonischer Hinsicht ist die gesamte Alpentektonik untrennbar verknüpft. Während viele Autoren (L. KOBER, F. TRAUTH u. a.) der pienninischen und der Grestener Klippenzone eine Mittelstellung zwischen Flysch und Kalkalpen einräumen und andere die Klippenzonen als stratigraphische Basis des Flysches betrachten, führt S. PREY eine Trennung durch, die insofern palaeogeographische Konsequenzen enthält, als der

<sup>23)</sup> Nach neueren Untersuchungen (G. HERTWECK) finden sich Grestener Schürflinge an der Basis der kalkalpinen Decken bis zu höheren tektonischen Einheiten der Ötscher Decke.

<sup>24)</sup> Ähnliches gilt auch für die Flysch- bzw. Klippenzonen der Karpaten (s. D. ANDRUSOV).

Ablagerungsraum der Grestener und der Hauptklippenzone als südliches Randgebiet des Helvetikums im Norden des Flysches, jener der St. Veiter Klippenzone jedoch im Süden des Flysches anzunehmen wäre.

Man sieht in den „Klippen“ Gesteine, die nach der Kreidezeit durch tektonische Bewegungen nordwärts verfrachtet und dabei mit den Sedimenten der Klippenhülle verschuppt wurden, wobei Fetzen des kristallinen Untergrundes mitgerissen worden seien (sogenannte Scherlinge). Verschiedene Argumente sprechen jedoch auch für ursprünglich sedimentäre Einbettung von „Scherlingen“ mit nachträglicher Verfrachtung und oft sekundärer Aufarbeitung (kristalline Gerölle), die auf das Vorhandensein kristalliner „Schwellen“ bzw. eines kristallinen Hinterlandes schließen lassen. Ein ähnlicher Fragenkreis ist durch die kristallinen Blöcke und Gerölle im Alttertiär der Waschberg-Zone gegeben (s. S. 35). Im Bereich der Alpen sind daher verschiedene kristalline Rücken angenommen worden (z. B. rumunischer Rücken KOCKEL's zwischen Oberostalpin und Flysch, identisch mit dem ivenischen bzw. dem südultrahelvetischen Rücken TRAUTH's und der vindelizischen Südschwelle von KRAUS; cetischer Rücken BRINKMANN's [nach Cetium = St. Pölten] zwischen Flysch und Helvetikum). Sie sollen nicht nur die Herkunft der kristallinen (sogenannten „exotischen“) Komponenten in den Geröllen erklären, sondern auch die Faziesunterschiede zwischen den Ablagerungen der einzelnen „Tröge“.

Interessant ist in diesem Zusammenhang auch das Vorkommen von basischen Eruptivgesteinen (Pikrit) im Bereich der Klippenhülle (vgl. E. J. ZIRKL). Nach dem Vorkommen (Lagergänge in Oberkreidesedimenten, lose Pikritblöcke in Eozänablagerungen etc.) zu urteilen, war der Vulkanismus am Ende des Mesozoikums tätig. Das Hauptverbreitungsgebiet solcher basischer Vulkanite sind die Klippenzonen und die Buntmergelserie (Rogatsboden, bunte Mergel des Flyschfensters von Brettel). Auch aus dem Flysch des Untergrundes des Wiener Beckens ist Pikrit nachgewiesen (Raggendorf bei Matzen, Gbely in der Tschechoslowakei; s. H. WIESENER und E. J. ZIRKL).

Weitere Probleme bilden die Parallelisierung bzw. Äquivalente des sogenannten Helvetikums in Niederösterreich. Die ursprüngliche Position, das heißt der einstige Ablagerungsraum der Sedimente dieser tektonischen Einheit, war nördlich des Flysches gelegen. Diese und andere Argumente sprechen zwar dafür, die Waschberg-Zone als Äquivalent der helvetischen Zone anzusehen (s. J. TERCIER), doch reichen diese Argumente zu einer solchen Gleichsetzung nicht aus. Die Waschberg-Zone ist — wie erwähnt — nur nördlich der Donau entwickelt. Südlich davon konnte sie bisher nicht nachgewiesen werden. Deshalb wurde verschiedentlich angenommen (s. K. FRIEDL), sie sei südlich der Donau vom Flysch überfahren worden. Als sicheres Äquivalent des Helvetikums kann jedoch die durch S. PREY erkannte und ausgeschiedene Buntmergelserie angesehen werden, die innerhalb der Flyschzone in tektonischem Kontakt mit den Klippengesteinen auftritt (s. o.).

Der Flysch nördlich der Donau zeigt bereits karpatischen Baustil (breite Entwicklung der Greifensteiner Teildecke, geringere Schuppentektonik) und setzt sich nach Absinken unter den jungtertiären Sedimenten des Wiener Beckens im beskidischen Karpatenflysch der Maguradecke in der Tschechoslowakei fort. Der alpine Flysch ist bedeutend stärker tektonisch beansprucht und in der Breite viel stärker verengt als der karpatische Flysch. Auf das unterschiedliche Verhalten von Flysch(teil-)decken und Waschberg-Zone beim Umschwenken in die karpatische Richtung wurde bereits hingewiesen (s. S. 36), (vgl. H. KÜPPER).

## 6. Die nördlichen Kalkalpen (s. Tab. VII und Tafel II—IV).

Die nördlichen Kalkalpen, aus denen der Großteil des südlichen Niederösterreich aufgebaut ist, erstrecken sich südlich der Flyschzone. Ihr Nordrand verläuft von Oberösterreich kommend, von der Landesgrenze westlich Waidhofen a. d. Ybbs knapp südlich Scheibbs, Rabenstein und Hainfeld in östlicher Richtung bis gegen Altenmarkt und von dort nordöstlich bis Mauer im südlichen Stadtgebiet von Wien. Die Südgrenze, die durch die Grauwackenzone gebildet wird, verläuft auf steirischem Boden und erreicht die Landesgrenze südlich der Rax und zieht von hier in Richtung Payerbach-Ternitz.

Die in west-östlicher Richtung streichenden, im Raum von Wien in die West-Karpaten und deren Streichrichtung übergehenden nördlichen Kalkalpen sinken im Osten an zahlreichen Parallelbrüchen unter die Sedimente des Wiener Beckens ein und bilden im Süden und Südosten den Großteil des Beckenuntergrundes (vgl. H. KÜPPER). Östlich des Wiener Beckens finden die nördlichen Kalkalpen ihre Fortsetzung in den nördlichen Kleinen Karpaten.

Die nördlichen Kalkalpen bestehen vorwiegend aus mesozoischen Kalken und Dolomiten. Dies prägt sich auch bereits in der Landschaft aus, in den gegenüber der Flyschzone meist schrofferen Bergformen und dem Auftreten natürlicher nackter Felspartien. Klammartige Schluchten, steile Felsstufen sowie riesige Schutthalden sind für die Trias- und Jurakalke und -dolomite äußerst charakteristisch, während mergelige Schichtglieder (z. B. Werfener, Lunzer, Kössener und Gosauschichten) die Ursache für das Auftreten von meist sanft geneigten bis flachen Wiesen und Weiden sind, denen außerdem als Quellhorizonten große praktische Bedeutung zukommt. Im wesentlichen ist jedoch die Oberflächengestaltung von der Tektonik vorgezeichnet, Erosionsvorgänge sind erst bei der Ausgestaltung wirksam gewesen. Dies zeigt sich besonders deutlich in den Ketten der Voralpen, die tektonisch angelegten Falten entsprechen, indem etwa im Bereich der nördlichsten Einheit, nämlich der Frankenfesler Decke im westlichen Niederösterreich, jede Einsattelung einer tektonischen Mulde, jeder Kamm einem Sattel entspricht, wobei hauptsächlich Hauptdolomit und Jurakalkmassen den Kern der Ketten bilden (vgl. F. ABERER). In den Hochalpen hingegen bilden die mehr starren Triaskalkmassen die charakteristischen Plateauberge, die mit Höhen über 2000 m die höchsten Erhebungen (z. B. Hochschneeberg 2075 m) unseres Bundeslandes sind. Kennzeichnend sind weiters die Karsterscheinungen auf den Kalkhochflächen, die vor allem als Dolinen und Karrenfelder ausgeprägt sind.

Kennzeichnend für diese Plateauberge sind die flachwelligen Hochflächen anstelle richtiger Gipfel (Rax, Kuhschneeberg, Gahns, Hohe Wand etc.). Es sind geologisch alte Oberflächenformen mit Höhenunterschieden von nur wenigen hundert Metern (= „Raxlandschaft“).

Die Deckengrenzen treten landschaftlich viel weniger hervor als der Wechsel der Gesteine. Recht charakteristisch ist auch die Vegetation, die auf Kalkboden gedeiht, der besonders im Osten, im Bereich des pannonischen Raumes, wärme liebenden Florenelementen die Existenz ermöglicht.

Die nördlichen Kalkalpen sind fast ausschließlich<sup>25)</sup> aus mesozoischen Sedi-

<sup>25)</sup> Basal können auch permische Schichten am Aufbau beteiligt sein, die sich nicht oder nur schwer von den ältesttriadischen (skythischen) Ablagerungen trennen lassen, weshalb man auch vom sogenannten Permoskyth spricht. Die jüngsten kalkalpinen Schichtglieder reichen stellenweise bis in das älteste Tertiär (Paleozän) (s. B. PLÖCHINGER).

menten aufgebaut. Nach stratigraphischen, petrologischen und faunistischen Unterschieden und dem tektonischen Bau nach gliedert man die nördlichen Kalkalpen im östlichen Niederösterreich vom Norden nach Süden in mehrere Decken (s. L. KOBER, E. SPENGLER, F. TRAUTH): Frankenfesler, Lunzer und Ötscher Decke der Voralpen, die Hohe Wand Decke sowie die Schneeberg-Decke der Hochalpen.

Die Frankenfesler Decke (benannt nach Frankenfes SW Kirchberg a. d. Pielach) als tiefste Einheit bildet nur einen schmalen Streifen am Nordrand der Kalkalpen und ist im Raum zwischen Erlauf- und Traisental typisch entwickelt. Weiter östlich, bis etwa Hainfeld, ist dieser Streifen nur ungefähr 1 km breit und fehlt weiter im Osten fast ganz. Dafür tritt ungefähr von Sulz (im Wiener Wald) bis zum Rand des Wiener Beckens bei Kalksburg die sogenannte Kieselkalkzone auf, die durch mächtige Kieselkalke des Lias gekennzeichnet ist und die eine Randschuppe der Frankenfesler Decke darstellt (vgl. P. SOLOMONICA). Die Frankenfesler Decke beginnt fast überall mit Hauptdolomit und umfaßt Ablagerungen bis zur Oberkreide (Unter-Cenoman; s. A. RUTTNER, G. ROSENBERG).

Die über der Frankenfesler Decke folgende Lunzer Decke beginnt bereits mit Ablagerungen der älteren Mitteltrias (anisischer Gutensteiner Kalk) und reicht bis in die Kreide. Die Lunzer Decke ist weitaus breiter als die Frankenfesler Decke und erreicht im Westen, im Gebiet von Lunz, ihre typische Ausbildung mit deutlichem Faltenbau (= „Musterfalten“) sowie größter Breite, verschmälert sich dann bis gegen Hainfeld und setzt sich von dort nur mehr als schmaler, sich nach Osten wieder etwas verbreiternder Streifen (Höllensteinzug) gegen das Wiener Becken zu fort. Frankenfesler und Lunzer Decke sind als Randketten bezeichnet worden (s. L. KOBER).

Zwischen Erlauf und Altenmarkt schaltet sich die Annaberger-(Teil-)Decke<sup>26)</sup> ein, die auch Sedimente der Untertrias (Werfener Schichten) umfaßt (s. E. SPENGLER) und die weit auf die (nördliche) Lunzer Decke überschoben ist. Südlich davon folgt von der westlichen Landesgrenze (Lassing-Hochkar) die Ötscher Decke (= Hauptkette nach L. KOBER) mit einzelnen Teildecken (Reisalpen-, Unterberg- und Göller-Teildecke), die sich in fast gleichbleibender Breite bis zum Westrand des Wiener Beckens verfolgen läßt und deren Überschiebungslinie im Ostteil seit langem als Mödling-Brühl-Altenmarkter Aufbruchslinie bekannt ist, während im Westteil die Ötscher-Dürrensteinmasse auf die Lunzer Decke überschoben ist. Charakteristisch ist das erstmalige Auftreten von Wettersteinkalk wie in den Hochalpen, die typische Ausbildung von Gosauschichten und die reiche Entwicklung von Dachsteinkalk, besonders im Westteil (Ötscher-Hochkar). Die ältesten Sedimente sind die Werfener Schichten.

Im Süden wird die Ötscher Decke von der „Hallstätter“-bzw. den Hochalpen-Decken (= Juvavische Massen [nach Juvavum, lat. Salzburg] bzw. hochostalpine Decken) begrenzt, deren Nordrand seit langem als Puchberg-Mariazeller Aufbruchslinie bekannt ist. Diese tektonische Leitlinie setzt sich nördlich der Hohen Wand in nordöstlicher Richtung bis zum Rand des Wiener Beckens fort und ist besser als Mariazeller-Puchberg-Hernsteiner Linie zu bezeichnen. Es ist die Überschiebungsgrenze der „Hallstätter Decke“ (= Decke der Hohen

<sup>26)</sup> Über die Trennung von Annaberger- und Reisalpendecke vgl. G. HERTWECK, Die Zugehörigkeit zur Lunzer Decke bzw. zur Ötscher Decke wird diskutiert (s. F. TRAUTH, E. SPENGLER), (vgl. auch die Kartenbeilage).

Wand)<sup>27)</sup> über die Ötscher Decke. Die „Hallstätter Decke“ erstreckt sich nordostwärts als Deckscholle bis über die Piesting nach Hernstein. Die Gliederung dieser südlichen Decken auf niederösterreichischem Boden erfolgte nicht ganz einheitlich (vgl. dazu E. KRISTAN), indem die nördliche gelegene „Hallstätter Decke“ (= Hohe-Wand-Decke) manchmal nur als eigene Zone der südlich folgenden Schneeb erg - Decke aufgefaßt wird. Diese gehört zu den Hochalpen bzw. den hochalpinen Decken, was verschiedentlich auch für die „Hallstätter Decke“ angenommen wird. Diese Differenzen erklären sich nur zum Teil aus dem mit dem tektonischen nicht übereinstimmenden morphologischen Begriff der Kalkhochalpen, indem ein Teil der Kalkhochalpen im morphologischen Sinne tektonisch den Voralpen zuzurechnen ist. Die wesentlichen Argumente sind tektonischer Art. Verschiedene tektonische Fenster (z. B. Hengst- und Oedenhoffenster) zeigen die weite Überschiebung der Hochalpendecken über die Ötscher Decke, während einst der Bereich des Gahnsplateaus als Rest einer noch höheren Schubdecke (Lachalpendecke = „Mürztaler Deckschollen“) der Hochalpen angesehen wurde (s. H. P. CORNELIUS). Nach B. PLÖCHINGER liegt jedoch hier kein Rest einer höheren Deckeneinheit vor, sondern nur eine Emporpressung innerhalb der Schneeb erg decke.

Damit ist der Deckenbau der nördlichen Kalkalpen auf niederösterreichischem Boden in den Grundzügen besprochen.

Die wesentlichsten Unterschiede zwischen den einzelnen Decken betreffen sowohl den stratigraphischen Umfang (z. B. Fehlen<sup>28)</sup> der tieferen Trias in der Frankenfesler Decke), als auch die wechselnde Ausbildung der Gesteine, die auf die verschiedene Fazies zurückzuführen ist. Diese allmähliche Faziesänderung führt im Bereich der Voralpen von Norden nach Süden zu einer Zunahme des Wettersteinkalkes bzw. -dolomites, zu einer Abnahme der Lunzer Schichten und der Opponitzer Kalke und zu einer allmählichen (aber nicht völligen) Verdrängung des Hauptdolomites durch den Dachsteinkalk<sup>29)</sup>. Das heißt, der terrigene Einfluß (Lunzer Fazies) ist in den Randketten (Frankenfesler und Lunzer Decke) viel stärker als in der Hauptkette oder gar in den Hochalpen. Außerdem ist typische Gosauentwicklung (Senon) erst in der Lunzer Decke vorhanden, während in der Frankenfesler Decke nur Unterkreide und tiefste Oberkreide flyschähnlich entwickelt sind (früher als Gosauflysch bezeichnet). Südlich der Voralpen schließt die Hallstätter Fazies (z. B. Hohe Wand) lokal mit Ammonitenkalken an, die wiederum von der Fazies der Hochalpen mit rein kalkiger

<sup>27)</sup> Die Bezeichnung Hallstätter Decke für die zwischen Ötscher und Schneeb erg -Decke gelegenen tektonische Einheit ist nach E. SPENGLER besser zu vermeiden, da diese mit der Hallstätter Decke des Salzkammergutes keinen Zusammenhang hat (vgl. dazu E. KRISTAN). Andererseits findet sich die hochalpine Entwicklung mit Hallstätter Fazies auch in den südlichen Karpaten (Gemeriden).

<sup>28)</sup> Das Fehlen kann primär oder sekundär (durch tektonische Vorgänge) bedingt sein, wobei letzteres wahrscheinlicher ist.

<sup>29)</sup> Die Begriffe Hauptdolomit- und Dachsteinkalkfazies (E. SPENGLER) entsprechen nicht ganz der Bezeichnung Vor- und Hochalpen, da einerseits die Dachsteinkalkfazies auch Teile der Ötscher Decke umfaßt, andererseits auch Hauptdolomit im Liegenden des Dachsteinkalkes vorhanden bleibt (G. HERTWECK). Die Faziesgrenzen fallen übrigens nicht stets mit den tektonischen Deckengrenzen zusammen. Als wichtigste sind nach E. SPENGLER im Bereich der niederösterreichischen Kalkalpen die Lunzer Fazies (Sulzbachschuppe zwischen Lunz und Göstling), die Rohrer Fazies (östlich des Ötschers zwischen Lunzer- und Dachsteinkalkfazies; den größten Teil der Annaberger- und Reisalpen-Decke, die Unterberg-Decke und den Göller bildend), die Dachsteinkalkfazies (Göller, Rax, Schneeb erg, Anninger) und die Mürztaler Fazies (Hohe Wand) zu unterscheiden.



Entwicklung begrenzt wird. Nach älteren Anschauungen verbindet die Hallstätter Fazies die voralpine mit der hochalpinen. Diese Feststellungen sind für die tektonische Interpretation und damit für die Paläogeographie von besonderer Bedeutung (vgl. S. 61), zumal die Verschiedenheit der Meinungen, wo dieser Übergang stattfand, zu ganz verschiedenen Schlüssen führte (L. KOBER, E. SPENGLER).

Die nördlichen Kalkalpen setzen sich aus einer Vielfalt von Gesteinen zusammen, die nun in chronologischer Folge besprochen seien.

Das älteste Schichtglied<sup>30)</sup> sind die gips- und salzführenden Werfener Schichten, deren Bildung bereits im jüngsten Paläozoikum einsetzte und in der älteren Trias (Skyth) andauerte. Es werden daher die Gips, Anhydrit und Salz führenden Tone (Haselgebirge) vielfach auch als Permoskyth bezeichnet. Kennzeichnend sind die zahlreichen Gipsvorkommen, die zum Teil abgebaut werden (vgl. Kap. IV) und von denen eines der vermutlich größten Gipsvorkommen der Ostalpen bei Puchberg a. Schneeberg liegt. Landschaftlich fallen im Puchberger Becken bereits die Gipsdolinien neben den durch alte Bergbaue entstandenen Pinggen auf. Die Werfener Schichten sind glimmerreiche, rote bis violette oder grünliche Tonschiefer oder schiefrige Sandsteine sowie selten dünnplattige Kalkzwischenlagen. Sie fallen im Gelände durch ihre Farbe auf und sind infolge ihres hohen Tongehaltes als Quellhorizont und für tektonische Bewegungen als „Schmiermittel“ wichtig. Fossilien sind spärlich als Steinkerne erhalten (z. B. Schnecken: *Natiria costata*, s. Tafel II, Fig. 1, und *Turbo rectecostatus*; Muscheln: *Pseudomonotis [Claraia] clarai*, s. Tafel II, Fig. 2, *Anodontophora fassaensis*). Auch Lebensspuren und Fließmarken lassen sie als marine Flachwasserabsätze erkennen. Die Werfener Schichten liegen — abgesehen von rein tektonischen Überlagerungen — transgressiv und diskordant auf Paläozoikum der Grauwackenzone. Gelegentlich finden sich Ergußgesteine (Serpentin) in den Werfener Schichten (z. B. Puchberg a. Schneeberg). Stellenweise kommen in Verbindung mit Werfener Schichten auch Rauhwacken (löchrig verwitternde Gesteine) vor, deren Entstehung vielfach auf Auslaugung von Gips<sup>31)</sup> zurückzuführen ist.

Die Ablagerungen der Mitteltrias (anisische und ladinische Stufe) sind vorwiegend kalkig entwickelt. Die wichtigsten Schichtglieder sind der Gutensteiner Kalk, Reiflinger Schichten, Wettersteinkalk und Ramsaudolomit. Basal treten Rauhwacken auf (Saalfeldner oder Gutensteiner Rauhwacke). Die Gutensteiner Kalke sind dunkle, bituminöse, meist dünnschichtige bis bankige Kalke mit weißen Kalzitadern und auch dolomitischen Einschaltungen. Fossilien sind spärlich. Als Leitfossilien treten auf: *Natica stanensis* (= Schnecke, siehe Tafel II, Fig. 3), *Dadocrinus gracilis* (= Seelilie, s. Tafel II, Fig. 7) und *Rhynchonella decurtata* (= Brachiopode, s. Tafel II, Fig. 6). Der „Marmor“ des Privattonberges bei Heiligenkreuz und jener von Türnitz sind Gutensteiner Schichten (s. G. ROSENBERG). Die Reiflinger Schichten sind etwas hellere, dunkelgraue, bankige bis knollige Kalke mit Hornsteineinlagerungen und dünnen Tonlagen. Sie enthalten anisische und ladinische Fossilien (z. B.

<sup>30)</sup> Die Prebichlschichten (Breccien, Konglomerate und Sandsteine mit Quarzporphyren) an der Basis der Hochalpen sind nach A. TOLLMANN Äquivalente der Grödener Schichten (unt. O.-Perm) der Südalpen und werden meist der Grauwackenzone zugerechnet (s. S. 62). Nach der sichtlich transgressiven Lagerung über dem Untergrund sind sie jedoch an die Basis der Kalkalpen zu stellen.

<sup>31)</sup> Es gibt auch durch tektonische Vorgänge verursachte Rauhwacken.

*Daonella lommeli*, Muschel; *Rhynchonella decurtata* und *Terebratula vulgaris*, s. Tafel II, Fig. 4, als Brachiopoden; *Ceratites [Paraceratites] trinodosus*, *Balatonites egregius* und *Ptychites studeri* als Ammoniten, s. Tafel II, Fig. 8). Die Reiflinger Schichten vertreten teilweise auch den (anisischen) Gutensteiner Kalk und sind durch Übergänge lithologisch oft nicht von diesem zu trennen. In den jüngeren Partien sind stellenweise tonige Schichten (Partnach-Schichten) mit ladinischen Fossilien (*Daonella lommeli*, *D. parthanensis*, *Halobia intermedia* als Muscheln und Bactryllien als Algen) (z. B. bei Kaltenleutgeben) eingeschaltet. Fossilreiche kalkige Ablagerungen des jüngsten Ladin sind als Colospongienkalk beim Jägerhaus bei Baden ausgebildet, die zahlreiche Kalkschwämme (Colospongien), Korallen, Seeigel, Brachiopoden, Muscheln, Schnecken, Ammoniten und Krebse enthalten.

Während die soeben besprochenen Schichtglieder der Mitteltrias vornehmlich für die Randketten kennzeichnend sind, ist die mittlere Trias der höheren Decken vor allem durch Kalke und Dolomite vertreten, die als Wettersteinkalk und -dolomit sowie als Ramsadolomit bezeichnet werden und beträchtliche Mächtigkeit erreichen können.

Der Wettersteinkalk, der in geschichteter oder ungeschichteter Form (Riffkalk) auftritt, ist ein heller, weißer oder lichtgrauer Kalk, der an Fossilien hauptsächlich Kalkalgen (*Diplopora annulata*, *Teutloporella herculea*, *Physoporella pauciforata*, s. Tafel II, Fig. 9) enthält, die im Riffkalk großen Anteil an seiner Bildung besitzen (z. B. Schneeberg und Rax). Stellenweise (z. B. Rax in Niederösterreich) finden sich auch große, turmförmige Schnecken (*Omphalopychia eximia*). Vielfach ist der Wettersteinkalk durch nachträgliche Magnesiumzufuhr in Dolomit (Wettersteindolomit) umgewandelt, der als feinkörniger bis grobkörniger Dolomit in der Regel zu scharfkantigem Grus verwittert und dadurch oft riesige Schutthalden bildet. Wie fossile Kalkalgen zeigen, bildete sich Wettersteinkalk bzw. -dolomit (s. l.) nicht nur in der ladinischen, sondern stellenweise bereits in der anisischen Stufe. Die großen Dolomitmassen der hochalpinen Decken werden als Ramsadolomit bezeichnet.

Viel mannigfaltiger sind jedoch die Ablagerungen der Obertrias entwickelt, die in die karnische, norische und rhätische Stufe gegliedert wird. In den Randketten folgen auf die Reiflinger und Partnach-Schichten die Lunzer Schichten der karnischen Stufe, in denen die terrigene Entwicklung dominiert. Basal liegen die Aon(-oides)-Schiefer mit dem Ammoniten *Trachyceras aonoides* (s. Tafel II, Fig. 10, ursprünglich *Ammonites aon* genannt) als Leitfossil und anderen marinen Organismen sowie Pflanzen (*Pterophyllum bronni*, *Plagiophyllum foetterlei* usw.), darüber folgen dunkle, bituminöse, fossilreiche Tonmergel (= Reingrabener oder Halobien-schiefer) mit der Muschel *Halobia rugosa* (s. Tafel II, Fig. 11) und dem Ammoniten *Carnites floridus* (s. Tafel II, Fig. 12) als Leitformen, dann der Lunzer Sandstein als Hauptgestein der Lunzer Schichten und schließlich kohleführende Schiefertone, die wirtschaftlich wichtig sind. Der wiederholte Wechsel von Kohle und Sandstein und das Vorkommen von Brackwasser- und Meerestieren weist auf Meeresspiegelschwankungen hin. Die von wenigen Zentimetern bis zu mehreren Metern mächtigen Kohlenflöze treten nur in der Lunzer Decke auf. Die größten Bergbaue liegen im Gebiet des Sulzbaches von Lunz, Gaming und Schrambach bei Lilienfeld. Es ist Steinkohle, die jedoch zu feinem Grus zerfällt und zum Teil eine gute Schmiedekohle abgibt. Weit über die Landesgrenzen hinaus bekannt ist die Lunzer Flora, deren Reste in den

Hangendschiefern der Flöze erhalten geblieben sind (s. Tafel II, Fig. 15 bis 19). Es sind Farne (*Asterotheca*), Riesenschachtelhalme (*Equisetites*), Ginkgophyten (*Glossophyllum*, *Ginkgoites*), Cycadeen (= „Palmfarne“, z. B. *Bucklandia*), Bennettiteen (*Williamsonia*), sogenannte Caytoniales (*Pramelreuthia*) und Coniferen (*Stachyotaxus*) (vgl. E. HOFMANN). Besonders häufig sind die als *Pterophyllum* bezeichneten Zweige der Cycadophyten. Über den Lunzer Schichten finden sich lokal oolithische Kalke und Mergel. Eine weitere lokale Ausbildung sind kieselige Kalke mit Seeigelstacheln (*Cidaris dorsata*), die Cidariten-schichten genannt werden und auf Lunzer Schichten liegen.

Über den Lunzer Schichten folgen im Normalprofil die Opponitzer Schichten. Es sind meist dünnplattige, graue, manchmal dolomitische Kalke, oft mit Mergelzwischenlagen, mit den Muscheln *Alectryonia alectryonites* und *Schafhäutlia* (= *Gonodon*) *mellingi* als Leitversteinerungen (s. Tafel II, Fig. 20, 21). Die Schichten gehen manchmal, meist im Hangenden, in eine großlöchrige, mürbe Rauhwanne über, die wegen ihrer Porosität einen der wichtigsten wasserführenden Horizonte der nördlichen Kalkalpen bildet. Als besondere, nur in den Hochalpen auftretende Fazies sind die Carditaschichten des Rax-Schneeberg-Gebietes (graue bis dunkle Mergel, Sandsteine und Schiefer mit Muscheln: Halobien, *Cardita gümbeli*) zu bezeichnen, die der tieferen Obertrias entsprechen. Eine weitere lokale Entwicklung der karnisch-norischen Stufen in den Hochalpen sind die Müritzaler Kalke und Mergel (dunkle bis schwarze Kalke bis Mergelkalke), die zahlreiche Hornsteinkonglomerate und meist schlecht erhaltene Fossilien enthalten (Muscheln, Korallen, Brachiopoden, Ammoniten und Schnecken). Sie werden oft mit der Hallstätter Entwicklung verglichen. Im Süden ist der Opponitzer Kalk vielfach in Dolomit umgewandelt, der sich vom darüberliegenden Hauptdolomit der norischen Stufe überhaupt nicht unterscheidet. Der fossilarme Hauptdolomit ist sehr weit verbreitet (daher der Name). Er ist ein typisch „voralpines“ Gestein, dessen Mächtigkeit in der Ötztal-Decke zwischen 700 und 1200 m schwankt. Er baut zahlreiche bekanntere Berge auf (z. B. Höllenstein, Mödlinger Klause, große Teile des Anningers und des Göllers). Im westlichen Österreich enthält er an der Basis Ölschiefer (= Seefeldler Asphaltschiefer, aus denen das als Rohstoff medizinischer Präparate bekannte Ichthyol gewonnen wird). Megalodonten (meist dickschalige Muscheln) sind wie im Dachsteinkalk die häufigsten unter den an sich seltenen Fossilien. Der meist bräunlich- oder rötlichgraue Hauptdolomit ist stets gut gebankt, oft stark klüftig und läßt sich auch noch als Schutt bei stark fortgeschrittener Zertrümmerung erkennen. Der Dachsteinkalk selbst tritt in gebankter (geschichteter) Form (z. B. am Dürrenstein, Ötztal, Gippel, Dürre Wand, Mandling) oder ungebankt als Riffkalk (z. B. am Anninger) auf. Die geringmächtigen Vorkommen des Dachsteinkalkes in Gebieten mit herrschendem Hauptdolomit führen den Namen Plattenkalk. Die wichtigsten Riffbildner sind im Gegensatz zu den „Riff“-Kalken der mittleren Trias nunmehr Korallen (*Thecosmilia*: Dachsteinkoralle), zu denen im geschichteten Dachsteinkalk die Megalodonten oder Dachsteinmuscheln (z. B. *Conchodus infraliasicus*, *Megalodus complanatus*) treten, die als Kalkschlammbewohner in der Umgebung der damaligen Korallenriffe meist doppelklappig und in Lebensstellung fossil erhalten geblieben sind (s. H. ZAPPE; ihre herauswitternden Querschnitte sind im Volksmund als versteinerte Kuhtritte bekannt). Der Dachsteinkalk gehört zu den verbreitetsten Gesteinen der Kalkalpen und erreicht im Salzkammergut Mächtigkeiten bis zu 1500 m. Dachsteinkalk und Hauptdolomit treten neben

den Kalk- und Dolomitmassen der ladinischen Stufe am stärksten im Landschaftsbild der Kalkalpen in Erscheinung. Der Dachsteinkalk ist in der Ötztal-Decke zirka 500 m mächtig. Wie Versteinerungen erkennen lassen, dauerte die Bildung des Dachsteinkalkes auch noch im Rhät an.

Weitere zeitliche Äquivalente des Hauptdolomites und Dachsteinkalkes sind die Hallstätter Kalken, die in der „Hallstätter Decke“ der Hohen Wand auftreten. Es sind bunte (rötliche, braune oder graue) geschichtete oder massige Kalke. Sie enthalten gelegentlich ganze Nester oder Lagen von Ammoniten und anderen Fossilien, sind jedoch — soweit es sich um Riffkalke handelt — aus Kalkalgen und Korallen aufgebaut. Besonders kennzeichnend sind *Monotis salinaria* (Muschel) und die Brachiopoden *Halorella pedata* und *H. amphitoma* (Leitfossilien der norischen Stufe) und Ammoniten der Gattungen *Arcestes*, *Cladiscites*, *Megaphyllites* und *Pinacoceras* (s. Tafel II, Fig. 23 bis 25), die einst in besonderer Fülle von den klassischen Fundstellen im Salzkammergut (Karn und Nor) beschrieben worden sind und deren wissenschaftliche und praktische Bedeutung in ihrem hervorragenden Wert als Leitfossilien mit weltweiter Verbreitung besteht. Zu den Hallstätter Kalken, die zum Teil auch als Wandkalke die Hohe Wand aufbauen, gehören der Engelsberger und der Willendorfer „Marmor“ von Winzendorf und Willendorf. Weitere Vorkommen finden sich bei Hernstein S Berndorf und im Miesenbachtal (vgl. E. KRISTAN, B. PLÖCHINGER, A. KIESLINGER).

Die Ablagerungen der rhätischen Stufe sind hauptsächlich als Kössener Schichten ausgebildet. Es sind meist dunkle Mergel, schwarze Schiefertone und Mergelkalke, die zu den fossilreichsten Triasgesteinen zählen. Oft bestehen ganze Lagen nur aus Schalenbruchstücken von Muscheln und Brachiopoden (sogenannte Lumachellen). Zu den wichtigsten Leitfossilien gehören *Pteria contorta*, *Dimyopsis intusstriata* und *Gervilleia inflata* als Muscheln, *Terebratulina (Rhätina) gregaria* als Brachiopode und *Thecosmilia clathrata* als Koralle (siehe Tafel II, Fig. 26 bis 29). Weitere wichtige Fossilien sind: Spongien, Schnecken, Seesterne, Seelilien (*Pentacrinus*, *Encrinurus*), Ammoniten (*Choristoceras*), Krebse (Crustaceen und Ostracoden), Bryozoen, Brachiopoden, und Foraminiferen (hauptsächlich Kalkschaler) (s. E. KRISTAN). Lebensspuren, Fließmarken, Priele, Muschelpflaster und eingeschwemmte Reste von Landwirbeltieren, die sogenannte Bone beds bilden, sprechen für Ablagerung im einstigen Wattbereich (Gezeitenzone). Je nach dem Vorherrschen von bestimmten Tierversgesellschaftungen spricht man von „schwäbischer“ (vor allem mit Muscheln) oder von „karpatischer“ Fazies (vor allem Brachiopoden und Korallen), wie sie besonders im Bereich der Frankenfesler Decke austritt.

Äquivalente der Kössener Schichten sind die schon erwähnten rhätischen Dachsteinkalke, welche der kalkigen Fazies angehören, der auch die sogenannten Starhemberg-Schichten des Piestingtales (benannt nach der Ruine Starhemberg SE Piesting) zuzurechnen sind. Es sind bunte Einlagerungen im Dachsteinkalk, die hauptsächlich Brachiopoden (*Rhynchonella subrimosa* und *Rh. fissicostata*, *Spiriferina suessi*, *Spirigera oxycolpos*) als Leitfossilien enthalten. Verschiedentlich im Bereich der Frankenfesler Decke zwischen Kössener Schichten und Liasfleckenmergel auftretende dunkelrote Schiefertone entsprechen ganz den sogenannten Schattwälder Schichten der Vilser Alpen (s. A. RUTNER, B. PLÖCHINGER). Vielfach treten in den Kössener Schichten helle Riffkalkbildungen auf (z. B. Voralm).

Juraablagerungen sind ebenfalls unter zahlreichen Lokalnamen beschrieben worden, die sich vor allem aus den Verschiedenheiten bei einem oft stark faziellen Wechsel der Sedimente ergeben. Sedimente des Unter-Jura (= Lias) sind als küstennahe Seichtwasserablagerungen als Kalksburger Schichten, als Crinoiden- (Hirlatzkalk) bzw. bunte Ammonitenkalke (Adneter- oder Enzesfelder Kalke) und als küstenferne Fleckenmergel bzw. Kieselkalk ausgebildet.

Die Kalksburger Schichten sind dunkle Kalkmergel, Kalksandsteine mit Fließwülsten und Kalke der nördlichsten Randzone der Kalkalpen (Frankenfelder Decke im Liesingtal etc.). Kennzeichnende Fossilien sind Muscheln (Austern, Gryphaeen, Cardinien, *Plicatula hettnangiensis*), Seelilien (*Pentacrinus*, s. Taf. III, Fig. 5) und Ammoniten (*Psiloceras planorbis*, s. Taf. III, Fig. 7, *Arietites*), die für älteren Lias sprechen.

Eine weitere Fazies sind die dunklen Kieselkalk des nördlichsten Randsaumes der Kalkalpen (Kieselkalkzone der Frankenfelder Decke) im südlichen Wiener Wald. Im Hangenden werden sie mergeliger und heller und gehen schließlich in Fleckenmergel über. Die Lias-Fleckenmergel, meist gelblich-graue bis dunkle Kalkmergel, haben im Gegensatz zu den im wesentlichen gleichaltrigen Hirlatzkalcken ihr Hauptverbreitungsgebiet in den Voralpen (z. B. Frankenfelder Decke) und führen Ammoniten (*Arietites raricosatus*, *Amaltheus margaritatus*) und Belemniten. Die hellgrauen oder rötlichen Hirlatzkalk (meist Hirlatzkalk geschrieben), die zum Teil aus Stielgliedern von Seelilien (Crinoiden) bestehen und zahlreiche Brachiopoden enthalten, sind vom Flössel bei Kaltenleutgeben, Gießhübl, Festleiten, Ölberg bei Alland, Enzesfeld, Hernstein etc. bekannt und hauptsächlich auf den südlicheren Teil der nördlichen Kalkalpen beschränkt. In der Frankenfelder Decke finden sich Crinoidenkalke nur untergeordnet.

Bunte ammonitenführende Adneter Kalk sind auch in Niederösterreich verbreitet. Eine lokale Ausbildung dieser Cephalopodenkalke sind die gelblichen Enzesfelder Kalke von Schloß Wildegg N Sittendorf. Charakteristisch für diese, meist etwas tonhaltigen Kalke, sind zahlreiche, oft nur als Steinkerne erhaltene Ammoniten (z. B. *Schlotheimia marmorea*, *Arietites* [*Coroniceras*] *bucklandi*, *A. [Proarietites] proaries*, *A. „raricosatus“*, *Oxyntoceras oxynotum*, *Amaltheus margaritatus*, *Grammoceras radians*, s. Taf. III, Fig. 6, 8, 9 und 14). Ammonitenkalke des jüngsten Lias sind die sogenannten Jurensis-Schichten von Gießhübl bei Mödling mit dem Leitammoniten *Lytoceras jurensis*. Auch sogenannter Spongien-Lias tritt auf (z. B. Anninger).

Ablagerungen des mittleren Jura (Dogger) finden sich in ähnlicher Fazies wie im Lias ausgebildet. Seichtwasserablagerungen ähnlich den Kalksburger Schichten fehlen jedoch. Fleckenmergel und zum Teil Klauskalke vertreten die Cephalopodenfazies, Laubenstein- und Vilser Kalke die brachiopodenführenden Crinoidenkalke, Hornsteinfleckenmergel und Radiolarit die kieselreiche Faziesentwicklung.

Die Dogger-Fleckenmergel sind reich an Ammoniten (z. B. *Phylloceras connectens*, *Lytoceras torulosum*, *Harpoceras* [*Lioceras*] *opalinum*, *H. [Grammoceras] aalense*). Lokal tritt *Posidonomya alpina*-Kalk auf (s. Taf. III, Fig. 16).

Die in der Frankenfelder Decke bei Ybbsitz und Gresten gut ausgebildeten spätigen, rot-weiß gesprenkelten Crinoidenkalkbänke des älteren Dogger (= Laubenstein-Kalk) enthalten lokal Brachiopodenlumachellen (mit

*Rhynchonella mutans*, *Terebratula elliptica*, *Waldheimia truncatella* als Brachiopoden, *Harpoceras [Ludwigia] murchisonae* als Ammoniten). Die Vilsener Kalk des jüngeren Dogger sind Kalke mit wechselnder Färbung. Sie können örtlich in einen crinoidenführenden Breccienkalk übergehen, der neben Brachiopoden auch Ammoniten das Callovien enthält (s. F. TRAUTH). Die gleichaltrigen Hornstein- und Kieselkalk besitzen in der Frankfurter Decke bei maximal 160 m Mächtigkeit ausgedehnte Verbreitung und enthalten Radiolarien und Schwammnadeln sowie gelegentlich auch Aptychen und Belemniten als Fossilien. Sie verwittern zu einem scharfkantigen Kieselschutt.

Die Fazies der bunten Cephalopodenkalke vertreten die Klausalkalke des jüngeren Dogger. Es sind rot bis rotbraune, manganreiche Kalke (z. B. Schwarzenberg und Kreuzkogel bei Gresten, Oisberg NE Groß Hollenstein, Bauernboden SE Opponitz), mit Brachiopoden, Muscheln, Schnecken und Ammoniten (z. B. *Lytoceras tripartitum*, *Stephanoceras extinctum*, *Polyplectites linguiferus*, *Perisphinctes balinensis*, *P. furcula*). Ähnliches gilt von einem rosaroten Kalk (Kalloway-Kalk vom Hubberg NE Ybbsitz) mit Brachiopoden, Muscheln, Ammoniten und Belemniten. Er gehört nach F. TRAUTH dem jüngsten Dogger (Kalloway) der Frankfurter Decke an.

Im Oberjura (Malm) tritt die fazielle Verschiedenheit der Sedimente stark zurück (vgl. F. TRAUTH). Fast in den gesamten Kalkalpen treten im älteren Malm Radiolarien auf, die zu feinem Grus verwittern, während im höheren Oberjura Aptychenkalke dominieren. Küstennahe Flachwassersedimente sind als Hinterrißschichten, bunte Cephalopodenkalke als Steinmühlkalke und Acanthicuschichten, Crinoidenkalke als Mühlbergkalk und Kalkmergel mit *Pygope diphya*, Korallenkalke als Plassenkalk meist nur lokal und geringmächtig entwickelt.

Klastische Ablagerungen finden sich nur spärlich. Es sind brecciöse, konglomeratische, sandig-tonige Ablagerungen (= Hinterrißschichten), wie sie in Nordtirol typisch entwickelt sind. Die markanteste Malmentwicklung der Frankfurter Decke, vor allem im westlichen Niederösterreich (bei Hinterholz etc.), bilden Kalke mit Mergellagen von wechselnder Färbung (= Steinmühlkalk), in denen die Ammoniten zum Unterschied von den Arzbergkalken der subalpinen Klippenzone nur als Steinkerne auftreten (*Oppelia*, *Haploceras*, *Aspidoceras*, *Perisphinctes*). Die Mächtigkeit ist gering und erreicht maximal 25 m. Weiter verbreitet sind die Acanthicus-Schichten, rötlich-graue Knollenkalke, die von der klassischen Lokalität des Vösendorfer Waldberges bei Gießhübl eine außerordentlich reiche Fossilfauna geliefert haben (Ammoniten: *Phylloceras*, *Lytoceras*, *Oppelia* und *Physodoceras* [= „*Aspidoceras*“] *acanthicum*, s. Taf. III, Fig. 19, als namengebende Form sowie Belemniten, Brachiopoden: *Pygope*) und die weiter im Westen als Agathakalk bekannt sind. Auch die bunten Flaser- und Knollenkalke des Tithons (jüngerer Malm) der Voralpen (= Hasselbergkalk und -mergel) sind Cephalopodenkalke mit Ammoniten und Brachiopoden (*Pygope diphya*).

Im Gegensatz zu den in der Frankfurter Decke weit verbreiteten Crinoidenkalken des Doggers sind solche des Malms selten (= Mühlbergkalk, Typuslokalität am Mühlberg bei Waidhofen a. d. Ybbs). Sie enthalten hauptsächlich Echinodermen und Brachiopoden mit der Leitform *Pygope diphya* (s. Taf. III, Fig. 20). Der Plassenkalk, ein ungeschichteter oder dickbankiger, meist heller Riffkalk, ist vor allem in der südlichen Ötscherdecke verbreitet (z. B. Schwarzagebiet). Außer den am Aufbau beteiligten Korallen und

Hydrozoen (Sphaeractinien) enthält er dickschalige Mollusken und Schwämme als spärliche Fossilien.

Im Neokom dauert die Sedimentation der Hornsteinkalke und Aptychen-schichten an und die Jura/Kreidewende ist lithologisch nicht zu fassen, weshalb Tithon- und Neokomsedimente meist zusammengefaßt werden. Kennzeichnende Aptychen sind: *Lamellaptychus didayi*, *L. angulicostatus* (s. Taf. III, Fig. 29). Diese Ablagerungen sind unter verschiedenen Lokalnamen beschrieben worden (z. B. Schrambach-Schichten: hellgraue, aptychenreiche Kalke, Anzenbach-Schichten: bunte, muschelig brechende, blättrig-schiefrige Tonmergel). Hellere und dunklere Mergelkalke besitzen als Zementmergel wirtschaftliche Bedeutung. Sie sind in der Literatur auch als Cryptoceras-Mergel (nach dem Leitammoniten *Leopoldia cryptoceras*, z. B. am Flösselberg bei Kaltenleutgeben) bekannt und enthalten außer Belemniten eine reiche Ammonitenfauna (*Lytoceras*, *Holcostephanus* [= *Olcostephanus*] *astierianus*, *Neocomites neocomiensis*, *Crioceras*, s. Taf. III, Fig. 30—32). Auch richtige Fleckenmergel fehlen nicht.

Die Ablagerungen der Oberkreide liegen transgressiv mit Basalkonglomeraten auf älteren Schichten. Für die Cenoman-Stufe sind die Orbitolinenschichten besonders kennzeichnend, die mit dem Leitfossil *Orbitolina concava*, einer Großforaminifere (s. Taf. IV, Fig. 1), als Sandsteine, Kalkmergel oder Konglomerate vor allem in der Frankenfesler Decke vorkommen (Waidhofen a. d. Ybbs, Steinmühl bei Ybbs, St. Anton a. d. Jessnitz, Lilienfeld, Altenmarkt, Alland, Sittendorf bei Mödling) und in der älteren Literatur zum Teil als Neokomflysch bzw. flyschähnliche Gosau bezeichnet wurden. Allerdings sind nicht sämtliche orbitolineführenden Ablagerungen gleichaltrig (z. B. Gappmeier bei Frankenfels, Altenmarkt). Viel verbreiteter und noch typischer sind jedoch die Ablagerungen der jüngeren Kreide, nämlich die Gosauschichten, die ebenfalls transgressiv auf verschiedenaltigen Sedimenten übergreifen. Sie bilden eine der kennzeichnendsten Schichtserien der Ostalpen und beginnen gleichfalls mit basalen Transgressivkonglomeraten bzw. Hippuritenriffen der älteren bzw. mittleren Gosau (s. O. KÜHN). Sie finden sich hauptsächlich im Bereich bedeutender Störungslinien, an denen sie durch Einfaltung bzw. Einklemmung erhalten geblieben sind (z. B. Brühl-Altenmarkter-Aufschiebungslinie etc.). Sie fehlen in typischer Entwicklung (mit Fossilien) in der Frankenfesler Decke, in der flyschähnliche<sup>32)</sup> Serien mit konglomeratführenden Sandsteinen und Mergeln mit Inoceramen, Lebensspuren und Fließmarken auftreten (Wassergspreng, Gießhübl etc.). Neuerdings gut bekannt sind die Gosauschichten (mittlere und obere Gosau) im Becken von Grünbach-Neue Welt W Wiener Neustadt. Die Schichtfolge der im Becken tektonisch muldenförmig gefalteten Sedimente ist folgende: Basiskonglomerate und -breccien, Hippuriten-(Riff-)Kalk, kohleführende Sandsteine (mit Dreistettener Konglomerat) und Mergel, Orbitoidensandstein und Inoceramenmergel (vgl. B. PLÖCHINGER). Untere Gosauschichten dürften im Gebiet von Unter-Piesting-Scharrergraben vertreten sein (s. O. KÜHN).

Die vom Westen nach Osten fortschreitende Transgression führte zum Absatz von Grundkonglomeraten und -breccien. Diese führen im Becken von Grünbach-Neue Welt nur wenig exotische Gerölle, im Gegensatz etwa zum Vorkommen von Puchberg-Eichberg-Miesenbachtal, dessen Gosaukonglomerate

<sup>32)</sup> Allerdings sind nicht sämtliche als „flyschartige Gosau“ bezeichneten Ablagerungen tatsächlich Oberkreide, da auch aus dem oberen Neokom durchaus entsprechende Ablagerungen nachgewiesen werden konnten.

reich an exotischen Geröllen sind (s. O. AMPFERER). Über diesen Konglomeraten folgt ein aus stockbildenden Muscheln (sogenannten Hippuriten, z. B. *Hippurites gosaviensis*, s. Taf. IV, Fig. 5) aufgebautes Riff mit sandigen Korallenmergeln an der Basis sowie mit anderen dickschaligen Mollusken (*Plagiptychus*, Nerineen, s. Taf. IV, Fig. 4). Die darüber folgenden Sandsteine und Tonmergel enthalten im Liegenden zahlreiche (bis 15) Steinkohlenflöze mit einer wechselnden Mächtigkeit, die bei Grünbach abgebaut werden. Aus den Tonmergeln ist eine reiche Flora bekannt geworden, die sich außer aus Farnen (Marattiaceen: *Matonia*) und Nacktsamern (= Gymnospermen: *Geinitzia*) hauptsächlich aus Bedecktsamern (= Angiospermen) zusammensetzt (s. Tafel IV, Fig. 10—12). Besonders charakteristisch und häufig sind Reste von Schraubensäugbäumen (*Pandanus*) und Palmen („*Flabellaria*“), die auf das damals tropische Klima hinweisen. Auch Reste von Wirbeltieren (Dinosaurier, Krokodile, Schildkröten) sind bekannt geworden. Die Ablagerungen sind Aestuersedimente. Im Hangenden finden sich Mergel und Sandsteine mit Brackwasserfossilien (Cerithien, Actaeonellen<sup>33)</sup>; vgl. G. POKORNY; Glaukonien, s. Taf. IV, Fig. 6), die schließlich in die rein marinen Orbitoidensandsteine übergehen, die — benannt nach gesteinsbildend auftretenden Großforaminiferen der Gattung *Orbitoides*, s. Taf. IV, Fig. 8 — bereits im Gelände als bewaldete Hügel hervortreten. Im stratigraphisch Hangenden folgen bei Grünbach weiters die Inoceramen-schichten (Mergel und Mergelkalke) als Äquivalente der Nierentaler Schichten im westlichen Österreich mit den kennzeichnenden großen Muscheln der Gattung *Inoceramus* (s. Taf. IV, Fig. 3), mit Ammoniten (*Pachydiscus neubergicus*, *Hamites cylindraceus*, s. Taf. IV, Fig. 13, 14), Belemniten (*Belemnitella hoeferi*), Brachiopoden (*Rhynchonella*), Seeigeln (*Echinocorys*, *Micraster*), Korallen (*Cyclolites* [= *Cunulites*] *undulatus*, s. Taf. IV, Fig. 7, und *Thamnasteria*) und Foraminiferen (*Haplophragmium*, Globotruncanen, *Bolivinooides*) (s. O. KÜHN, R. OBERHAUSER, A. PAPP). Es sind gegenüber den älteren Gosauschichten küstenerfernere Ablagerungen, die einem tieferen Meere ihre Entstehung verdanken. In der Mulde der Neuen Welt treten zwei Orbitoidensandsteine innerhalb der Inoceramenmergel auf und außerdem Austern- und Cyclolithensandsteine (s. W. PETRASCHECK). Den Abschluß dieser Schichtfolge im Becken der Neuen Welt bilden die Zwiernsdorfer Schichten des Danien und des Paleozäns. Es sind gut geschichtete, graue, sandige, bis zu 250 m mächtige Mergel und Sandsteine, reich an Pflanzenhäcksel, Glimmerschuppen und Lebensspuren (Gastropodenfährten vom „*Subphyllochorda*“-Typus) (s. B. PLÖCHINGER).

Weitere Gosauablagerungen sind in der Umgebung von Lunz (Gstettnergraben) und Lilienfeld (Vorder- und Hintereben, Reisalpe etc.), im Gebiet von Furth-Altenmarkt-Brühl, Kaltenleutgeben, Einöd bei Pfaffstätten, Puchberg-Miesenbachtal, Schwarzau i. Gebirge und auf der Gahns ausgebildet. Lokal treten Bauxiteinlagerungen auf (z. B. bei Dreistetten), die mit Konglomeraten in Verbindung stehen und als Basisbildungen der Gosau angesehen werden. Gelegentlich treten bunte Inoceramenmergel auf, die völlig den Nierentaler Schichten gleichen (vgl. B. PLÖCHINGER), die im Westen ein ziemlich charakteristisches Glied der Gosauschichten darstellen und eine Zeit weiterreichender Meeresüberflutung anzeigen.

<sup>33)</sup> Massenhaft tritt *Actaeonella (Trochacteon) renauxiana* in dem darnach benannten „Schneck'ngart'l“ bei Dreistetten auf. Auf sekundärer Lagerstätte finden sich Actaeonellen in tortonischen Konglomeraten bei Perchtoldsdorf nicht selten. Die herauswitternden Querschnitte dieser bauchigen Schnecken werden vom Volksmund Würfelsein genannt (vgl. Taf. IV, Fig. 2).

Bemerkenswert ist das Auftreten sogenannter „exotischer“ Gerölle in den Basisbildungen der Gosau, die sich aus Ergußgesteinen (Porphyre, Melaphyre, Diabas etc.), bzw. kristallinen Gesteinen (hauptsächlich Phyllite) zusammensetzen. Das Auftreten letzterer wird durch schuttliefernde Rücken bzw. Untergrundschwelen erklärt.

Der t e k t o n i s c h e B a u der nördlichen Kalkalpen ist in seinen Grundzügen bekannt, doch weichen die Meinungen der einzelnen Geologen nur zu oft nicht nur in Einzelheiten voneinander ab (vgl. O. AMPFERER, L. KOBER, E. SPENGLER, F. TRAUTH). Der Gebirgsbau der Alpen läßt sich nur durch die sog. Deckenlehre befriedigend erklären. Wie bereits oben (s. S. 48) ausgeführt, bestehen die nördlichen Kalkalpen aus verschiedenen tektonischen Einheiten (Decken), die im Laufe der Erdgeschichte durch Überschiebungen zu verschiedenen Zeiten ihre heutige Position erhalten haben. Es lassen sich vom Norden nach Süden folgende Decken in den niederösterreichischen Kalkalpen unterscheiden: Frankenfesler Decke (einschließlich der Kieselkalkzone), Lunzer Decke, Annaberger(Teil-) Decke, Ötscher Decke mit Reisalpen-, Unterberger- und Göller-Teildecke, „Hallstätter“ Decke (= Hohe-Wand-Decke) und Schneeberg-Decke (= Hochalpen-Decke) als höchste Einheit. Beweise für die Deckenlehre und das Vorhandensein weiträumiger Überschiebungen bilden nicht nur der Gebirgsbau mit seinen Decken, Falten und Schuppen selbst, sondern auch die sog. tektonischen Fenster, d. h. das Auftreten geologisch ältere Gesteine unter geologisch jüngeren Schubmassen<sup>34)</sup> sowie sog. Deckschollen, also Erosionsreste von ursprünglich zusammenhängenden Decken. Von den Fenstern seien nur einige wichtige erwähnt. So zeigt das Flyschfenster von Brettl S Gresten in der Frankenfesler Decke den hier um mehrere Kilometer überfahrenen Flysch<sup>35)</sup> und Gesteine der Klippenzone. Kalkalpine Fenster, in denen tiefere kalkalpine Decken unter höheren Schubmassen hervorkommen, sind als Schwechatfenster bei Sattelbach und als Annaberger Fenster bzw. Fenster von Mühlfeld zwischen Annaberg und Türnitz bekannt. Weiters seien nur die Fenster von Urmannsau (Frankenfesler Decke unter Lunzer Decke) und das Oedenhof- und Hengstfenster bei Puchberg am Schneeberg erwähnt (Gesteine der Ötscher Decke unter der Schneeberg-Decke). Im Fenster von Höflein SE der Hohen Wand treten Gesteine der Hallstätter Decke unter jenen der Schneeberg-Decke auf. Als Deckschollen seien jene von Hernstein, Wopfing, vom Lahnsattel und Gscheidl (vgl. S. 49) angeführt.

Im Baustil und der Morphologie zeigen die Voralpen (Frankenfesler bis Ötscher Decke) vorwiegend Schuppen- bzw. (Falten-)Kettentypus, die Hochalpen (einschließlich der Hohe-Wand-Decke) den (Kalkschollen-) Plateautypus, der sich im Süden der Voralpen bereits bemerkbar macht und der im wesentlichen vom Gestein abhängig ist, indem die mächtigen Dachsteinkalkmassen tektonisch anders reagieren als etwa der Hauptdolomit. Im Norden finden sich hauptsächlich enge, steil gestellte bis überkippte Falten und Schuppen, während im Bereich der südlichen Voralpen meist ein flacher Falten- und Schuppenbau das Bild beherrscht. Als besonders typisch kann der Raum zwischen Kogelbach und Lunz im Bereich der

<sup>34)</sup> Daß verschiedene, ursprünglich als „Fenster“ (von Großbach, Nöstach etc.) gedeutete Vorkommen nach G. HERTWECK nichts anderes sind als Schürflinge, die an der Basis der Decken mitgeschleppt worden sind, wäre jedoch bei Berechnung der Überschiebungsweiten zu berücksichtigen. Wegen Großbach vgl. H. KÜPPER und B. PLÖCHINGER.

<sup>35)</sup> Im Windischgarstener Fenster (Oberösterreich), wo innerhalb der Kalkalpen 25 km südlich ihres Nordrandes Flysch aufgeschuppt ist, kommt dies noch viel eindrucksvoller zum Ausdruck.

Lunzer Decke gelten, wo der Opponitzer Kalk den Faltenbau in der Landschaft deutlich unterstreicht. Auf die zahlreichen, mit Lokalnamen bezeichneten Schuppen, Antiklinalen und Mulden kann hier nicht eingegangen werden (vgl. dazu E. SPENGLER 1959).

Wesentlich ist, daß die einzelnen Decken  $\pm$  steil gegen Süden einfallen und von den südlicheren (höheren) Decken überschoben sind, ebenso wie die Frankenfesler Decke den Flysch samt Klippen überfahren hat. Damit hängen auch die steil abfallenden Nordflanken und die flacheren Südhänge zusammen, wie sie im Bereich der Lunzer Decke die Bergformen kennzeichnen. Nur im Süden, gegen die Grauwackenzone zu, fallen die Kalkalpen nicht unter die Gesteine der Grauwackenzone, sondern diese unter die Kalkalpen ein. Als basales Schichtglied treten in den südlicheren Decken vielfach die als tektonisches „Schmiermittel“ wichtigen Werfener Schichten auf.

Entsprechend der ursprünglichen Anlage und dem Schub aus dem Süden streichen die einzelnen Decken ungefähr W—E und biegen am Ostende in die den Karpaten zugewendete SW—NE-Richtung um. Eine der eigenartigsten Strukturen der Alpen, wo dieser Verlauf jäh unterbrochen wird, ist die der Weyerer Bögen, wo die Schichten vom Osten her bogenförmig nach Süden umschwenken. Bemerkenswert ist an den Weyerer Bögen, daß nicht nur die Falten, sondern auch die Überschiebung der Lunzer Decke auf die Frankenfesler Decke die Schwenkung mitmachen. Diese Verhältnisse werden unter anderem durch einen als Hemmnis wirkenden Untergrundsporn erklärt (s. G. ROSENBERG). Es ist interessant, daß das Umschwenken am Ostrande der Alpen in die westkarpatische Streichrichtung in den einzelnen tektonischen Einheiten an verschiedenen, nicht in einer geraden Linie liegenden Stellen erfolgt (s. E. SPENGLER) sowie, daß das Ostende der Ötcher Decke bei Mödling ein deutliches östliches Streichen aufweist, also nicht dem Außenrand der Kalkalpen folgt (s. H. KÜPPER).

Für die Tektonik ist außerdem wichtig, daß nicht nur S—N-Bewegungen stattfanden, sondern auch solche in E—W-Richtung, deren Zeitpunkt diskutiert wird. Damit kommen wir zum Alter der gebirgsbildenden Bewegungen, für deren Datierung die (transgressive) Lagerung der Gosauschichten sehr wichtig ist. Abgesehen von geringen Krustenbewegungen in der jüngeren Triaszeit (s. K. LEUCHS) und während des Jura lassen sich v o r-gosauische, d. h. v o r Ablagerung der Gosauschichten erfolgte und n a c h-gosauische gebirgsbildende Phasen unterscheiden. Die vorgosauischen Bewegungen (austrische oder vorcenomane und die eigentliche vorgosauische oder subhercynische = vor-senone), führten zur Falten- (z. B. Faltung der Lunzer Decke) und Deckenbildung<sup>36a</sup>) Auf ein Erosionrelief transgredierte dann das Gosaumeer. Spätere Bewegungen (an der Kreide/Tertiärwende und im Tertiär: „laramische“, pyrenäische und savische) führten zu weiteren Überschiebungen bzw. Faltungen und Schuppungen einzelner Decken (Lunzer Decke über Frankenfesler Decke) bzw. des Flysches durch die Kalkalpen und zur Einfaltung der Gosauablagerungen. Sie zeigen, daß die alte „Fjordtheorie“ zur Erklärung der Gosauvorkommen nicht ausreicht. Die heutigen Gosauvorkommen sind Erosionsreste einer ehemals größeren Sedimentationsdecke.

Die verschiedenen Querstörungen, die sich in Brüchen, Faltungen, Aufwölbungen und Aufschuppungen äußern, sind oft jünger als die eben erwähnten tektonischen Bewegungen und erfassen in manchen Fällen auch Klippen- und Flyschzone.

<sup>36a</sup>) Durch die feinere Stratifizierung der alpinen Kreideablagerungen konnte die eigentliche vorgosauische Phase als mittel- bis oberturonische Bewegung erkannt werden.

Andererseits sind aber auch Querstrukturen aus den Kalkalpen bekannt, die älter sind als der Decken- bzw. der Schuppenbau (s. A. RUTTNER, S. PREY, B. PLÖCHINGER).

Die zeitliche Einstufung der gebirgsbildenden Vorgänge ist engstens verknüpft mit der Frage der Herkunft der Decken der nördlichen Kalkalpen. Es ist dies ein Fragenkreis, der auch heute noch keineswegs einhellig beantwortet wird und der wiederum untrennbar mit der tektonischen Beurteilung der im vorhergehenden Kapitel besprochenen Klippenzonen verbunden ist. Tektonische und fazielle Verhältnisse der Kalkalpen haben viele Geologen (E. SPENGLER, L. KOBER, R. STAUB) dazu geführt, die ursprünglichen Ablagerungsräume der Kalkalpensedimente auf und südlich der Zentralzone anzunehmen, von wo sie später an ihren heutigen Platz verfrachtet wurden. Sie sind demnach allochthon, d. h. nicht bodenständig (im Gegensatz zu autochthonen Ablagerungen, wie die ungefaltete Molasse). Nach ihrer tektonischen Position handelt es sich um ober-ostalpine Einheiten, zum Unterschied von tektonisch tieferen, unter- und (mittel-)ostalpinen Einheiten (s. L. KOBER, R. STAUB, A. TOLLMANN, vgl. S. 7).

Wichtig für die tektonische Deutung sind, abgesehen von den Lagerungsverhältnissen, vor allem die Ergebnisse hinsichtlich Stratigraphie und Fazies sowie jene der Schwermineralanalyse. Letztere gibt Hinweise auf das Auftreten der Einzugsgebiete, ähnlich den in den Gosauschichten etc. vorkommenden Geröllen, die als Exotika bezeichnet werden, da dieses Herkunftsgebiet bisher nicht sicher bekannt ist. Weiters ist durch den verschiedenen Schwermineralbestand nach G. WOLETZ eine Trennung der faziell recht ähnlichen Gosau- und Flyschgesteine (besonders die fossilere Oberkreidesandsteine) möglich. Diese Unterschiede weisen auf Verschiedenheiten im Aufbau des (kristallinen) Hinterlandes und damit auf die räumliche Trennung der Einzugsgebiete hin, was meist durch kristalline Rücken erklärt wird (s. S. 46). Das schuttliefernde Land zwischen Gosau und Flysch wird als rumunischer Rücken (KOCKEL) bezeichnet (s. S. 46).

Die Ergebnisse der schwermineralanalytischen Untersuchungen stehen mit der tektonischen Deutung vom Fernschub in Einklang. Das Vorkommen von Schürflingen an der Basis der nördlichen kalkalpinen Decken einschließlich der Ötscher Decke stimmt damit ebenfalls überein.

Über den tektonisch fertigen Bau der Kalkalpen wurden im Tertiär verbreitet Schotterdecken abgelagert, deren Reste als „Augensteinschotter“ bekannt sind (vgl. S. 77).

## 7. Die Grauwackenzone (s. Tafel I).

Als Grauwackenzone<sup>36)</sup> wird ein den (steirisch-)niederösterreichischen Kalkhochalpen im Süden vorgelagertes sanftes Bergland mit klotzigen Kuppen aus Grauwacken und Porphyroiden bezeichnet, das im wesentlichen aus paläozoischen Gesteinen aufgebaut wird. Es ist ein nur wenige Kilometer breiter, im Süden von der Zentralzone des Semmering-Wechselgebietes begrenzter Geländestreifen, der im Osten von den Sedimenten des Wiener Beckens bedeckt wird und dessen Untergrund er im südlichen Teil bildet. Die Grauwackenzone setzt sich im

<sup>36)</sup> Die Bezeichnung Grauwacke stammt aus dem Bergbau und kennzeichnet weitgehend verfestigte und halbmetamorphe (glimmerige) Sandsteine und Konglomerate des Paläozoikums. Als Grauwackenzone wird jedoch allgemein die Gesamtheit dieser paläozoischen Serie zwischen dem Mesozoikum der Kalkalpen und den Gesteinen der Zentralzone bezeichnet, weitgehend unabhängig von der Gesteinsbeschaffenheit. Es ist somit ein stratigraphisch-tektonischer Begriff (vgl. dazu auch H. WIESENEDER).

Westen bis nach Tirol fort. Bezeichnend für diese Zone ist vor allem der Lagerstättenreichtum (z. B. Erzberg bei Eisenerz i. d. Steiermark, Magnesitvorkommen des Semmerings und der Veitsch [Steiermark], Eisenerze und Graphit des Semmeringgebietes etc.). Auf niederösterreichischem Boden erreicht die Grauwackenzone nur eine Länge von nicht einmal 25 km und erstreckt sich vom Preiner Gscheid im Westen bis annähernd gegen Ternitz im Osten. Die Südgrenze bildet eine von den Adlitzgräben bis Hart bei Gloggnitz verlaufende tektonische Linie (vgl. H. P. CORNELIUS, H. MOHR).

Die durchschnittliche Höhe der meist gerundeten, zum Teil stark bewaldeten Hügel und Berge beträgt 600 bis 800 m und steigt erst im Westen auf 1200 bis 1600 m Höhe an. Charakteristisch sind auch die oft ansehnlichen Halden und Pingen alter Bergbaue, die zum Teil bereits in prähistorischer Zeit angelegt wurden (z. B. hallstattzeitliche Bergbaue von Prigglitz-Gasteil, urnenfelderzeitliche Kupferbergbaue in der Prein, s. F. HAMPL).

Das Zurücktreten von Fossilien erschwert eine sichere Stratifizierung der Gesteine, weshalb stets gesteinskundliche und tektonische Gliederungsversuche im Vordergrund standen (s. H. MOHR). Die Grauwackenzone umfaßt eine Abfolge von verschiedenen, meist schwach metamorphen Gesteinen, wie Schiefen, Grauwacken, Quarziten, Eruptivgesteinen (metamorphe Quarzporphyre), Graphit- und Kieselchiefern (s. H. P. CORNELIUS).

Das Basisglied der höheren tektonischen Einheit (s. u.) der Grauwackenzone bildet die *Silbersbergserie* (= Silbersberggrauwacke der älteren Literatur), die sich hauptsächlich aus phyllitischen Schiefen (Silbersbergschiefer) mit gelegentlichen (ungeschieferten) Sandsteineinlagerungen, Konglomeraten (Silbersbergkonglomerat) und Grünschiefern (magmatischer Entstehung) zusammensetzen, zu denen untergeordnet Quarzite, Lydite (dunkle Kieselschiefer) und stellenweise auch Kalke treten. Da Fossilien fehlen, ist eine Alterseinstufung nur auf indirektem Wege möglich. Sie werden allgemein in das Altpaläozoikum (Kambrium-Silur) gestellt. Der von Gloggnitz und Payerbach bekannte Riebeckitgneis („Forellenstein“) liegt innerhalb der Silbersbergschiefer. Man kann heute in Betracht ziehen, daß dieses saure, meist stark geschieferte Alkaligestein ein ehemaliges, durch Alkalizufuhr verändertes Sediment ist (J. ZEMANN), doch ist auch die Orthonatur des Gesteines nicht eindeutig widerlegt.

Ein weiteres, besonders kennzeichnendes Glied der Grauwackenzone sind die sog. *Blasseneck-Phyroiden* (= Blasseneckgneise der älteren Literatur), die oft in großer Mächtigkeit auftreten. Es sind metamorphe, verschieferte saure Ergußgesteine (und Tuff?), mit Quarz und anderen Einsprenglingen in der meist feinkörnigen Grundmasse. Das geologische Alter der Phyroiden ist umstritten, jedoch sicher paläozoisch. Vielfach werden die paläozoischen Schichten der Grauwackenzone von den *Prebichlschichten* überlagert, welche bereits als Unterlage des kalkalpinen Mesozoikums erwähnt wurden. Es sind vielfach rote Sandsteine, Breccien und Konglomerate mit Quarzporphyren, die nach H. P. CORNELIUS und A. TOLLMANN als Äquivalente der permischen Gröden Schichten der Südalpen aufzufassen sind.

Kennzeichnend für die Grauwackenzone ist weiters der „*erzführende Kalk*“, ein Sammelbegriff für obersilurisch bis karbonische Kalke, wie durch Fossilfunde im Bereich der steirischen Grauwackenzone belegt werden konnte und die bei Eisenerz (Steiermark) mächtige Eisenerzlagerstätten enthalten. Es sind schwarze, graue oder weiße dünn-schichtige bis massige, meist sehr feinkörnige Kalke, schiefrig oder mehr minder kristallin bis zum richtigen Marmor, die auch

Magnesitlager (z. B. Veitscher Magnesit der Steiermark = Unterkarbon) enthalten. Wie die Eisenerze sind auch die Magnesite der Grauwackenzone metasomatische Bildungen (Umwandlung der Lagerstätte durch Lösungen), indem aufsteigende Tiefenwässer den Kalk in Dolomit und Magnesit umgewandelt haben, dessen zahlreiche Vorkommen abgebaut wurden (z. B. Weißenbach-Eichberg bei Gloggnitz etc., vgl. Kap. IV). Die Vererzung hat meist die Liegendpartien der Kalkmassen ergriffen (vgl. E. CLAR). Neuerdings wird die sedimentäre Entstehung der Magnesite von einigen Autoren vertreten.

Sandig-tonige Gesteine, die stellenweise feine Konglomerate und Breccien enthalten, sind vom Floreanikogel N Gasteil als Floreani-Schichten beschrieben worden. Im Profil folgen darüber bunte Hornstein- und Kieseltonsteine sowie erzführender Kalk, doch sind selbst die Lagerungsverhältnisse (normale oder inverse Schichtfolge) nicht geklärt (vgl. H. MOHR). Nach B. PLÖCHINGER dürften jedoch nur die Floreanischichten (kieselsäurereiche Schiefer) mit bunten Radiolariten und einem weißen, kristallinen Kalk im Liegenden paläozoisch sein, während die gelbe Rauhwacke vom Floreanikogel samt dem Flaserkalk im Hangenden triadisches Alter besitzen soll.

Abgesehen von den Prebichlschichten bildet eine aus graphitischen Schiefen, Graphitphylliten, Lyditen und Konglomeraten bestehende Serie das jüngste Glied der Grauwackenzone. Sie gehört der unteren tektonischen Einheit (s. u.) an. Durch fossile Pflanzenreste (Lepidophyten: *Lepidodendron*, *Sigillaria*; Farnsamer: *Neuropteris gigantea*, *N. rubescens*; Riesenschachtelhalme: *Calamites suckowi*; s. Taf. I, Fig. 1—6) ist das geologische Alter der sog. Klammer Zone als Oberkarbon (tieferes Westphal) festgelegt. Die Pflanzenfundstellen liegen bei Klamm (Wagner- und Gamperlgraben) und bei Prein (Eselbachgraben; s. W. BERGER). Diese Ablagerungen sind vorwiegend terrestrischer Entstehung. Die in diesem Schichtstoß vorkommenden kleineren Graphitlager wurden zeinerzeit abgebaut (z. B. Prein, Breitenstein am Semmering). Zu dieser Serie sind nach H. P. CORNELIUS auch die Dolomite und Magnesite des Unterkarbons zu rechnen.

Der tektonische Bau der Grauwackenzone zeigt, daß die nach Norden unter die Kalkalpen einfallende paläozoische Gesteinsfolge verschuppt und in (Teil-)Decken gelegt ist (L. KOBER, K. METZ, A. TOLLMANN). Auf niederösterreichischem Gebiet lassen sich zwei tektonische Einheiten unterscheiden. Die obere (nördliche) oder norische „Decke“ (mit Altpaläozoikum, Porphyroiden und Prebichlschichten) und die untere (südliche) oder „Veitscher Decke“ (mit pflanzenführendem Oberkarbon), die durch die norische Linie KOBERS (= nicht völlig identisch mit norischer Überschiebung bei H. P. CORNELIUS) getrennt sind. Die „untere Grauwackendecke“ ist eigentlich nur eine lückenhafte Zone von Schubfetzen, die schon deshalb nicht als eigene großtektonische Einheit bezeichnet werden kann. Diese norische Überschiebungslinie verläuft nördlich von Pottschach gegen Schläglmühl, Klamm und Prein und setzt sich in der Steiermark fort. Sie bildet die wesentlichste und zugleich auffälligste tektonische Störungsbahn innerhalb der östlichen Grauwackenzone, indem ein älteres Gesteinspaket ein jüngeres überschoben hat.

Das Alter der norischen Überschiebung ist umstritten, doch dürfte sie nach A. TOLLMANN eher alpidisch als variszischer Entstehung sein (vgl. dazu H. P. CORNELIUS). Der Schuppenbau innerhalb der „Decken“ geht jedoch möglicherweise auf die variszische Orogenese des jüngeren Paläozoikums zurück. Zu den

komplizierten tektonischen Lagerungsverhältnissen kommt noch der durch Verschuppung entstehende tektonische Kontakt mit kristallinen Gesteinen (Diaphthorite, phyllonitisierte Glimmerschiefer, hornblendereiche Grüngesteine und Marmore), die sich als Schubfetzen des Untergrundes zwischen die untere und obere Grauwackendecke einschalten und die diaphthoritisiert sind. Dieses diaphthoritisierte Kristallin wird neuerdings von A. TOLLMANN in sein Mittelostalpin gestellt.

Im Norden fallen die Gesteine der Grauwackenzone unter das kalkalpine Mesozoikum ein, dessen Basis tektonisch überarbeitet ist. Im Süden überlagern die Gesteine der Grauwackenzone das Mesozoikum der Zentralalpen. Tektonisch gesehen bildet das Paläozoikum der Grauwackenzone die Basis des Oberostalpins (vgl. S. 60).

Verschiedene tektonische Querstrukturen, die besonders im Westen auftreten (z. B. Trofaiach-Linie in der Steiermark), sind zum Teil erst nach der vorgosauischen Überschiebung entstanden.

## 8. Die Zentralzone der Alpen

(Semmering-Wechsel-Gebiet, Bucklige Welt, Rosalien- und Leithagebirge, Hainburger Berge) (s. Tab. VIII)

Das südliche Niederösterreich und Teile seiner östlichen Begrenzung werden von der Zentralzone der Alpen aufgebaut. Die Zentralzone umfaßt das Gebiet des Semmering und des Wechsels, die Bucklige Welt, das Rosaliengebirge sowie den Kern des Leithagebirges und die Hainburger Berge. So gering auch die räumliche Ausdehnung der Zentralzone auf niederösterreichischem Boden ist, so kompliziert und mannigfaltig sind tektonischer Bau und Gesteinsfolge. Sie sind auch der Grund für die verschiedenen Auffassungen in tektonischer und auch stratigraphischer Hinsicht.

Die Mannigfaltigkeit der Gesteine wird bereits aus der Oberflächengestalt erkennbar. So stehen die südlich der Linie Adlitzgräben—Hart bei Gloggnitz gelegenen Bergformen in deutlichem Gegensatz zu den wohlgerundeten Rücken der Grauwackenzone. Pittoreske Bergformen und tief eingeschnittene schluchtartige Täler und steile Felswände kennzeichnen die hauptsächlich aus Kalken, Dolomiten und Quarziten bestehende Landschaft (= Semmeringsystem). Südlich und östlich davon ändert sich dieses Bild wiederum und macht einer flachwelligen Hochfläche Platz, die durch mehr minder tiefe Täler als eine sanft gewellte, in Rücken und Sättel aufgelöste Hügellandschaft erscheint, der die Bucklige Welt ihren Namen verdankt (= Kern- oder Grobgnaiserrie), an die sich südwestlich die viel weniger gegliederte Landschaft des Wechsels (= Wechselserie) anschließt. Charakteristisch sind die langen, ungegliederten Täler und die eintönig dahinziehenden sich gabelnden Bergrücken, die durch die in der Verwitterbarkeit nur wenig verschiedenen Gesteine der Wechselserie bedingt sind. Auch Rosalien- und Leithagebirge bilden nur flache Rücken, die sich aus der umgebenden, weitgehend ebenen Tertiärlandschaft herausheben. Wir sind im Bereich der kristallinen Gesteine und damit morphologischer Altlandschaften, deren Formen im wesentlichen durch ältere Tektonik mit folgender langandauernder Abtragung und Einebnung und randlich auch durch die Wirkung junger Bruchsysteme der Beckenränder bestimmt sind.

Das Zurücktreten von Fossilien in den ursprünglichen, mehr oder weniger stark umgewandelten (metamorphen) Sedimentgesteinen, die zusammen mit

Gesteinen magmatitscher Herkunft das Grundgebirge<sup>37)</sup> aufbauen und der komplizierte geologische Bau läßt eine Stratifizierung bzw. Alterseinstufung nur beschränkt zu und macht auch die verschiedenen Deutungen in tektonischer Hinsicht und in Hinblick auf das geologische Alter der Gebirgsbildung (variszisch oder alpidisch) verständlich (H. MOHR, R. SCHWINNER, L. KOBER, W. J. SCHMIDT). Dazu kommt noch die für große Gebiete unzulängliche petrographische Durchforschung. Auch gegenwärtig ist der geologische Bau und die Geschichte dieses Gebietes sowie die Gleichsetzung der einzelnen Gesteinsserien mit jenen der Nachbargebiete (zentrale Ostalpen bzw. Karpaten) noch keineswegs völlig geklärt, wengleich gerade in den letzten Jahren wesentliche Fortschritte erzielt werden konnten (vgl. W. J. SCHMIDT, A. TOLLMANN, A. PAHR). Schon aus diesem Grund kann die hier gegebene Darstellung keinen Anspruch darauf erheben, eine definitive Deutung zu vermitteln.

Die Gesteine der Zentralzone gehören verschiedenen tektonischen Großeinheiten an und zeigen dementsprechend verschiedene Zusammensetzung und Abfolge bzw. Metamorphose. Es sind jeweils kristalline Kerne, die von verschieden-altrigen und verschieden stark metamorphen Gesteinsserien überlagert werden. Als zentraler Kern kann das Kristallin des Wechselseifers (Wechselseier) angesehen werden, das von manchen Geologen mit jenem der Hohen Tauern verglichen wird und als dessen schwach metamorphe, phyllitische Schieferhülle, die sog. Rechnitzer Serie (von Bernstein und Rechnitz im Burgenland) betrachtet wird, die bei Meltern bzw. Schönau auch auf niederösterreichischem Boden entwickelt ist. Die Gesteine der Rechnitzer Serie sind metamorphe paläozoische und mesozoische Sedimente, die auf Grund ihrer tektonischen Lagerung und nach petrographischen Gesichtspunkten mit der Schieferhülle der Hohen Tauern verglichen werden (s. W. J. SCHMIDT; vgl. Tab. VIII). Es handelt sich um verschiedene Phyllite, Kalkphyllite, Kalkschiefer, Marmore, Quarzite und Dolomite von geringem Metamorphosegrad (epizonale Metamorphose), die noch klastische und zoogene Reliktstrukturen (Seelienstielreste in Marmoren) zeigen und zu denen auch stark umgewandelte Gesteine magmatischer Herkunft (Ophiolithe: Grünschiefer, Serpentine) kommen, die ursprünglich als basische Ergußgesteine (Diabas und deren Tuffe) bzw. als peridotitische Tiefengesteine nach Ablagerung der Tone und Kalke aufgedrungen waren. Innerhalb der Rechnitzer Serie lassen sich nach A. PAHR zwei tektonische Einheiten unterscheiden.

Die Gesteine der Rechnitzer Serie wurden von den älteren Autoren und zuletzt von A. ERICH mit der Grauwackenzone verglichen, eine Auffassung, die neuerdings bezweifelt wird. Nach W. J. SCHMIDT und A. TOLLMANN sprechen verschiedene Überlegungen für eine Parallelisierung mit den penninischen Einheiten (Hohe Tauern).

Die Gesteine der Wechselseier sind durchwegs metamorph. Es sind einerseits aus klastischen Sedimenten hervorgegangene Paragneise und Schiefer, andererseits von Magmangesteinen abstammende Orthogneise. Charakteristisch ist das Fehlen saurer Tiefengesteine (Granit etc.) und das Vorherrschen von Albitgneisen. Die Zusammensetzung der Gesteine ist verhältnismäßig einförmig, indem außer Albitgneisen dunkle Tonschiefer bis typische Phyllite, Albitphyllite, graphitische Phyllite und Graphitschiefer, ferner Grünschiefer und Amphibolite

<sup>37)</sup> Wie bereits im Kapitel I/3 ausgeführt, ist das Grundgebirge teilweise von eoziänen und mioziänen Sedimenten bedeckt, die nur mehr Reste einer einst viel mächtigeren Bedeckung darstellen.

sowie Biotitschiefer, echte Glimmerschiefer und quarzitishe Gneise vertreten sie (H. MOHR, H. WIESENER).

Diese Gesteine bauen das Wechselmassiv auf. Die geographische Begrenzung der Wechselserie auf heimischem Gebiet ist durch die Linie Mönichkirchen—Aspang—Kirchberg—Alpkogel und die Landesgrenze gegeben. Streichen und Fallen wechseln, doch herrscht NNW- bis SSE-Streichrichtung bei westlichem Einfallen vor, allerdings ist dieser Bauplan überprägt durch jüngere Faltung mit NE- bis NNE-streichenden Faltenachsen (s. H. MOHR, C. EXNER). Gegen Norden und Nordwesten zu tauchen die Gesteine und die mesozoischen Gesteine des Unterostalpins bzw. Gesteine der Grobgneisserie ein. Diese Grenze ist als Hauptüberschiebungslinie des ganzen Semmering-Wechselgebietes aufzufassen. Tektonisch folgt nämlich über diesem Bauelement eine höhere (unterostalpine) Einheit mit der höheren und etwas schwächtigeren M ü r z- (= K a m p a l p e n-) T a c h e n b e r g - D e c k e, von der im Semmeringgebiet nur metamorphe Gesteine des Mesozoikums (nach A. TOLLMANN Adlitzschuppe, beiderseits des Adlitzgrabens) vorhanden sind, und die tiefere, mächtigere P r e t u l - K i r c h b e r g - D e c k e mit dem basalen Kristallin der Grobgneisserie und dem auflagernden metamorphen Mesozoikum des Semmerings.

Die kristallinen Gesteine der G r o b g n e i s s e r i e W I E S E N E D E R S (= Kernserie MOHR = R o s a l i e n s e r i e W A L D M A N N), die im wesentlichen den Osthang des Wechselstockes, die Bucklige Welt und das Rosaliengebirge aufbauen, sind wesentlich vom Kristallin der Wechselserie verschieden. Unter ihnen besitzen Glimmerschiefer großen Anteil. Es sind meist Zweiglimmerschiefer, die lokal Quarzlagen und -züge enthalten. Häufig ist Chlorit, der den Glimmerschiefern den grünlichgrauen Farbton verleiht. Die Granatführung ist sehr unterschiedlich. Bisweilen sind diese Glimmerschiefer durch nachträgliche Durchbewegung zu feinseidigen, glänzenden Serizitschiefern umgebildet worden. In diese Glimmerschiefer mesozonaler Metamorphose (= Hüllschiefer des Grobgneises W I E S E N E D E R S) sind später (? variszisch-, ? alpidisch-) saure Gesteinsschmelzen eingedrungen, die als Granite erstarren und gegenwärtig teils als richtungslos körnige Granite, teils als „Granitgneise“ oder Grobgneis vorliegen. Sie treten im Gelände oft als Kuppen hervor (z. B. Aspanger Granit, Eselsberg- oder Kirchberger Granit, Wiesmather Aplitgneis; s. H. MOHR, H. WIESENER). Diese sog. Grobgneise bzw. Augengneise enthalten stellenweise bis zu 5 cm große Feldspatkristalle (meist Mikroklin). Die Verschieferung der Granite zu „Granitgneisen“ erfolgte vor allem in den Randpartien der Granitstöcke. Eingeschaltet in den Grobgneis bzw. an seinen Rändern gegenüber den Glimmerschiefern treten häufig, jedoch selten sehr mächtige, weiße seidengänzende, dünnblättrige Schiefer auf, die zumindest teilweise als diaphthoritiserte Grobgneise zu betrachten sind (s. K. LECHNER). Es sind dies die sog. Leukophyllite (= Weißschiefer), die hauptsächlich aus Serizit und Quarz bestehen. Umprägung von Grobgneis zu Gneisphyllonit ist verschiedentlich zu beobachten. Weiters sind Amphibolite, gelegentlich Graphitschiefer und Graphitquarzite nachgewiesen. Im Verband der Grobgneise treten Biotit-Plagioklasgneise und Glimmerschiefer auf. Sie bilden das Liegende der sog. Siegrabner Scholle (s. S. 68). Mit der Grobgneisserie sind jungpaläozoische und altesozoische Gesteine des sog. Semmering-, „Mesozoikums“ verfaltet und verschuppt.

Das S e m m e r i n g - „ M e s o z o i k u m “ setzt sich aus einer Serie schwach metamorpher Ablagerungen zusammen, die vom Liegenden zum Hangenden als Rannachschiefer, Semmeringquarzit, Rauhacke, Bänderkalk, Dolomit und

Obertrias in karpatischer Entwicklung (= bunter Keuper, d. s. Serizitschiefer mit größeren Gipslagern) unterschieden werden (s. H. MOHR, H. P. CORNELIUS, W. J. SCHMIDT). Spärliche Fossilfunde (Diploporen<sup>36)</sup>, Seelilien, Brachiopoden etc.) sowie Übereinstimmung mit Gesteinsfolgen in den Radstädter Tauern und in den Karpaten lassen eine stratigraphische Einstufung zu, indem die Rannachschiefer und der Semmeringquarzit als Permo-Skyth, Rauhwaacke, Bänderkalk und der Dolomit als Anis und Ladin bezeichnet werden können (s. E. KRISTAN und A. TOLLMANN).

Tabelle VIII. Semmering-Wechsel-System.

Perioden	Geologische Zonen		
	Wechsel- und Rechnitzer-Serie (n. W. J. SCHMIDT)	Sieggrabener Serie Mittelostalpin i. S. von A. TOLLMANN	Unterostalpin (= Semmering- „Mesozoikum“)
JURA	Quarzithorizont Marmore phyllitische Serie Kalk- phyllite	—	—
TRIAS	Rauhwaacken und tektonische Breccien („Konglomerat von Maltern“)	—  Thörlers Kalk	Ober-Trias in karpa- tischer Entwicklung Dolomit Bänderkalk Rauhwaacke
PERM	bunte Quarz- Sandsteine und Quarzite	Pseudosemmering- Quarzit Tattermann-Schiefer	Semmering- Quarzit Rannach-Schiefer
KARBON bis SILUR	Quarz- phyllite	—	—
	Kristallin des Wechselsefters (= Wechselsefterserie)	Kristallin von Sieggraben und Schäffern	

Der scharfe Gegensatz in der Ausbildung der Gesteine gegenüber dem Mesozoikum der in Sichtweite befindlichen nördlichen Kalkalpen hat bereits frühzeitig die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gezogen (s. F. TOULA). Die Gesteine des Semmering-„Mesozoikums“ treten meist als Schollen bzw. Schuppen mit eigener Interntektonik innerhalb der Glimmerschiefer auf.

Wie schon erwähnt, wird die gesamte Serienabfolge (Grobgnesserie und Semmering-„Mesozoikum“) der sog. unterostalpinen Einheit zugeordnet, deren mesozoische Ablagerungen sich durch die abweichende fazielle Entwicklung von den gleichaltrigen Gesteinen der oberostalpinen Einheit (= nördliche Kalkalpen)

<sup>36)</sup> Gyroporellen der älteren Literatur.

unterscheidet. Die über dem Unterostalpin liegende, nach TOLLMANN dem sog. Mittelostalpin entsprechende Einheit, ist auf niederösterreichischem Boden nur in Resten (Kristallin von Siegraben und Schäffern; Quarzite und Serizitschiefer von Klamm) und zum Teil in tektonischer Verbindung mit der Grauwackenzone erhalten. Während die kristallinen Gesteine unter der Siegrabener Scholle der Grobgneisserie entsprechen, werden die nach A. TOLLMANN dem Semmeringmesozoikum äquivalenten Gesteine dieser Einheit von H. P. CORNELIUS als Tattermannschiefer (= Rannachschiefer), Pseudosemmeringquarzit (= Semmeringquarzit) und als Thörl Kalk (= Bänderkalk) bezeichnet (vgl. Tabelle VIII).

Wie Gesteinszusammensetzung und tektonische Position erkennen lassen, bildet der Gesteinskomplex der Siegrabener Scholle W Hochwolkersdorf im südlichen Rosaliengebirge und jener von Schäffern NE Friedberg eine eigene Einheit. Auch der erheblich stärkere Metamorphosegrad (Katazone) steht in auffallendem Gegensatz zu den umgebenden kristallinen Gesteinen der Grobgneisserie. Es handelt sich um eine sehr charakteristische und mannigfaltige Gesteinsvergesellschaftung, die durch die Armut an Granitgneis und das reichliche Vorkommen von sauren Ganggesteinen (Pegmatite und Aplite) gekennzeichnet ist. Besonders charakteristisch sind Paragesteine (Biotitschiefergneis und Marmore), ferner basische und saure Orthogesteine (Eklogitamphibolit, Mikroklingneis) sowie ein etwa 1,5 km langer Serpentinzug N Schwarzenbach (s. K. LECHNER).

Die Gesteine der Siegrabener Scholle liegen auf den Glimmerschiefern der Grobgneisserie, die — soweit beobachtbar — unter sie einfallen. Lagerung, Grad der Metamorphose, Zusammensetzung und Gefüge der Gesteine der Siegrabener Scholle lassen sich durch Aufschiebung derselben auf die schwächer metamorphe Unterlage erklären (s. F. KÜMEL). Jedenfalls finden sich analoge Gesteinsvergesellschaftungen u. a. im Kristallin der Kor- und Saualpe wieder. Nach A. TOLLMANN handelt es sich um das Kristallin des Mittelostalpins, das im südlichen und westlichen Österreich weit verbreitet ist und im Osten aus tektonischen Gründen mehr und mehr ausstreicht. Dieses Mittelostalpin liegt als Deckschollenrest dem Unterostalpin (Grobgneisserie und Semmering„mesozoikum“) auf. Der Zeitpunkt der Überschiebung ist nicht sicher fixierbar, jedoch dürfte sie gleichzeitig mit der Überschiebung erfolgt sein, die zur Einklemmung des Semmeringmesozoikums in die Grobgneisserie geführt hat (K. LECHNER).

Das Lithagebirge baut sich aus einem bisher nur teilweise näher untersuchten Kern aus kristallinen Gesteinen auf, der mit mehr minder metamorphen paläozoisch-mesozoischen Sedimenten in tektonischem Kontakt steht und von kaenozoischen Gesteinen transgressiv umhüllt wird. Der kristalline Kern besteht — ähnlich wie das Rosaliengebirge, dessen Fortsetzung er bildet — hauptsächlich aus Glimmerschiefern (mit eingeschalteten Amphibolit- und häufiger Pegmatitzügen) und grobkörnigem Gneis, der zuweilen mächtige Quarzlinen enthält bzw. mehr minder häufig Granat führt. Die Glimmerschiefer gehen gelegentlich in phyllitisch aussehende Gesteine über bzw. sind bisweilen mit schuppigen Schiefergneisen verbunden. In diesen kristallinen Gesteinen finden sich kleinere und größere Schollen sedimentärer Gesteine (geröllführende Scharfeneckarkose, Phyllite, Semmeringquarzit und  $\pm$  brecciöser Dolomit), welche den Semmeringgesteinen äquivalent sind, wenngleich ihnen die bunten Phyllite, Rauwacken und Gips fehlen (s. S. PREY). Die als Transgressionsbildung über dem kristallinen Grundgebirge anzusehende Scharfeneckarkose (nach der Ruine Scharfeneck bei Mannersdorf) setzt sich nach S. PREY hauptsächlich aus Quarz,

Gneis, pegmatitischen und aplitischen Gesteinen zusammen und läßt trotz einer gewissen Überprägung der Struktur durch Schieferung den einstigen Sedimentcharakter erkennen. Die zum Teil als Serizitphyllite entwickelten Phyllite finden sich meist streifenförmig. Sie treten in einer schmalen Zone in Wechsellagerung mit Semmeringquarziten auf, über denen als jüngstes Glied dieser Serie Dolomit lagert. Sämtliche Gesteine zeigen Spuren einer Metamorphose, doch ist diese meist etwas geringer als jene im Wechselgebiet. Neben weitgehend unveränderten sandigen Schiefen und Arkosen finden sich jedoch örtlich stark durchbewegte Gesteine. Wesentlich ist, daß neben einer älteren Metamorphose mittlerer Tiefenstufe eine jüngere (alpidische) epizonale Dynamometamorphose zu unterscheiden ist (s. S. PREY). Das geologische Alter dieser Sedimentgesteine ist mangels von Fossilfunden nur indirekt erschließbar (vgl. Semmeringmesozoikum). Es handelt sich um permotriadische Ablagerungen. Die allgemeine Streichrichtung ist E—W bis SW—NE bei Süd- bzw. SE-Einfallen (s. S. PREY).

Lokal (z. B. bei Wimpassing auf burgenländischem Gebiet) treten Blöcke eoziäner Lithothamnienkalke auf (s. S. 23). Über dem kristallinen Kern samt den paläozoisch-mesozoischen Gesteinen transgredieren mehr minder ringförmig jungtertiäre Sedimente. Vielfach treten Basisschotter des Torton unter Leithakalken auf.

Einen im Prinzip ähnlichen Aufbau zeigen die Hainburger Berge als morphologische Ausläufer der Kleinen Karpaten, indem um einen mächtigen kristallinen Kern (= Preßburger Masse, die bei Hainburg und Wolfstal auf niederösterreichischen Boden übertritt; Wolfstaler Granit, Granitgneise und Phyllite, stärker metamorphe Glimmerschiefer) lückenhaft sedimentäre Gesteine auftreten. Dunkelblaue bis graue geschichtete Kalke, sog. „Ballensteinerkalk“, der in Übereinstimmung mit dem typischen Ballensteinerkalk (von Borinka etc.; ČSR) als Lias angesehen wurde, folgt auch hier konkordant auf massigen Quarziten (s. H. BECK und H. VETTERS). Dieser Kalk ist stellenweise dolomitisiert bzw. zu Dolomit umgewandelt (z. B. Hainburger Schloßberg, Gipfel des Hundsheimer Berges). Mangels von Leitfossilien ist das Alter des sog. „Ballensteinerkalkes“ der Hundsheimer Berge nicht fixierbar. Nach Auffassung der ČSR-Geologen weicht dieser vom typischen Ballensteinerkalk ab, so daß erst weitere Untersuchungen klären können, ob die Hainburger Berge tatsächlich die Fortsetzung der hochtatischen Kernzone der Kleinen Karpaten bilden oder ob es sich nicht doch um Äquivalente der Križna-Einheit und damit um Unterostalpin, d. h. um die Fortsetzung des Leithagebirges handelt (vgl. A. TOLLMANN).

Transgressiv auf diesen mesozoischen Kalken liegt Leithakalk, der einst in großen Brüchen zwischen Pfaffenberg, Hundsheimer Kogel und Hexenberg abgebaut wurde. Sarmatische und pannonische Ablagerungen treten vor allem zwischen Hainburg und Wolfstal auf (s. G. WESSELY). Auch pleistozäne Schotter und Löß fehlen nicht.

Der tektonische Bau der Zentralzone der Alpen ist, wie bereits aus dem bisher Gesagten hervorgeht, überaus kompliziert. Grundsätzlich sind die Feststellungen wesentlich, daß einerseits das Mesozoikum der Zentralzone unter die paläozoischen Gesteine der Grauwackenzone einfällt, andererseits dieses Mesozoikum samt dem Kristallin der Grobgnaisseisserie auf Wechselgesteinen bzw. den Gesteinen der Rechnitzer Serie liegt und somit ein richtiger Deckenbau mit Schuppenstruktur vorliegt. Es werden drei tektonische Großeinheiten unterschieden: Wechseleinheit und Rechnitzer Serie, „Mittel“- und Unterostalpin. Nach A. TOLLMANN taucht der Kristallinkern des Wechsels (mit Pennin verglichen) im

Wechsel und bei Scheiblingkirchen als richtiges tektonisches Fenster auf, ist jedoch, wie aus der Lagerung hervorgeht, auch in den Deckenbau einbezogen, stellt also nicht den autochthonen Untergrund dar. Eine Verbindung mit außeralpinem Kristallin, wie etwa mit der moravischen Zone der Böhmisches Masse (vgl. R. SCHWINNER), ist nicht wahrscheinlich. Die Rechnitzer Serie zeigt nach W. J. SCHMIDT eine ausgesprochene Großschuppentektonik, die eher dem Bauplan der Karpaten entspricht, als dem eigentlichen ostalpinen.

Die wichtigsten tektonischen Linien sind — abgesehen von der Grenze zur Grauwackenzone im Norden — durch die Überschiebung der Grobgneisserie auf die Wechselgesteine (von Kirchberg a. W. ostwärts verlaufend, im Pittental nach Süden umbiegend) bzw. die Begrenzung der Rechnitzer Serie von Meltern und die Umgrenzung der Deckschollen von Sieggraben und Schäffern gegeben. Weiters bilden die durch den Schuppenbau bedingten Grenzen innerhalb des Unterostalpins bzw. der Rechnitzer Serie wichtige tektonische Linien. Leider lassen die Aufschlußverhältnisse vor allem im Ostabschnitt zu wünschen übrig.

Abgesehen von dieser Großschuppentektonik und den durch Über- bzw. Aufschiebungen bedingten tektonischen Grenzen sind innerhalb der Zentralzone auch zahlreiche Anzeichen von Bruchtektonik zu beobachten. Mehrere Brüche konnten nachgewiesen werden (z. B. Sieggrabener Bruch, Krumbacher Störung). Diese Bruchtektonik ist jünger und zum Teil mit dem Einbruch des Wiener Beckens in Zusammenhang zu bringen (vgl. H. MOHR, F. KÜMEL, H. KÜPPER).

## II. Das Quartär (Flußterrassen, Löß, Bodenbildungen etc.)

(s. Tab. IX u. Taf. VII)

Die Ablagerungen des Quartärs umfassen die Sedimente der geologisch jüngsten Zeitabschnitte, nämlich der Eiszeit (Pleistozän) und der geologischen Gegenwart (Holozän). Sie sind im gesamten Gebiet unseres Bundeslandes verbreitet und müssen schon deshalb in einem eigenen Kapitel behandelt werden. Das Quartär ist das Arbeitsgebiet der sog. Quartärgeologie, die sich besonderer Untersuchungsmethoden (geomorphologische, pedologische, pollenanalytische, physikalische [z. B. Radio-Karbon-Methode]) bedient und dadurch eine gewisse Sonderstellung in der Geologie einnimmt. Trotz der für den Geologen sehr kurzen Zeitdauer (ungefähr 1—2 Millionen Jahre) sind die Spuren des Pleistozäns überaus markant und haben vielfach das gegenwärtige Oberflächenbild der Landschaft geprägt. Dies hängt nicht zuletzt mit dem für das Pleistozän charakteristischen mehrfachen Wechsel von Kalt- und Warmzeiten zusammen, der zur zeitweisen Vergletscherung von ganz Nordeuropa einschließlich Norddeutschlands und weiter Gebiete der Alpen geführt hat.

Spuren eiszeitlicher Vergletscherung finden sich nicht nur im Süden unseres Bundeslandes (Dürrenstein—Ötschergebiet, Hochalpen, Semmeringgebiet; s. H. R. CORNELIUS, A. PENCK und E. BRÜCKNER, A. RUTTNER), sondern auch im Waldviertel (vgl. L. WALDMANN). Besonders kennzeichnend sind die einst von Gletschern erfüllten heutigen Seebecken (z. B. Lunzer Seen, Erlaufsee), die u-förmigen Talformen, Kare, Gletscherschliffe (Rundhöcker etc.), erratische Blöcke (echte Findlinge) und Moränen (Gletscherwälle

aus ecken- bis kantengerundetem Blockwerk mit Gletscherschliffspuren und Gekritze, das in lehmigem bis feinsandigem Material meist völlig ungerichtet eingelagert ist). Am Nord- und Osthang des Schneeberges finden sich noch heute die außen 60 bis 100 m abfallenden Moränenwälle (z. B. Trenkwiese, Rannerholz beim Schwabenhof) der einstigen beiden Gletscherzungen des Hochschneeberges, die eine maximale Gesamtlänge von 3 bzw. 5 km erreichten (s. H. P. CORNELIUS), am Dürrenstein und am Ötscher sind gleichfalls verschiedene Moränenwälle (Lunzerseegletscher ca. 11 km, Erlaufseegletscher ca. 6 km lang) zu beobachten (bei Kogelsbach, Nestelbachgraben, Annaberg etc.; A. PENCK und E. BRÜCKNER, A. RUTTNER, H. FISCHER). Bändertone als Ablagerungen einstiger Gletscherstausen sind gleichfalls Zeugen der einstigen Vergletscherung. Im periglazialen, d. h. nicht vom Eis bedeckten, aber unter kaltzeitlichem Klima stehenden Gebiet macht sich der Wechsel von Kalt- und Warmzeiten in Form von Flußterrassen mit ihren Schotterdecken, als Löß, als fossile Bodenbildungen oder auch durch Kryoturbationen, d. s. Frosterscheinungen wie Brodel- und Würgeböden, ferner als Eiskeile durch Solifluktion bzw. als gekritzte Geschiebe (in Flußschottern) bemerkbar.

In den eiszeitlichen Donauschottern des Tullner Beckens und des Wiener Raumes treten an der Basis verschiedener Terrassen Blockpackungen aus gekritzten Geschieben auf, wie sie nur durch Eistransport erklärt werden können (s. H. KÜPPER, L. PIFFL). Kryoturbationen (Brodelböden: Ablagerungen mit schlierenartig gestörten Schichten, die durch wiederholtes Frieren und Auftauen oberflächennaher, verschieden wasserdurchlässiger Bodenschichten entstehen) sind in besonders charakteristischer Ausbildung (über 3 m mächtig) am Rande der Gänserndorfer Terrasse im Marchfeld zu beobachten, wo sie von einem geringmächtigen horizontalen Schotterschleier überlagert werden (s. J. FINK). Sie finden sich aber auch am Wagram des Tullner Beckens und an anderen, eiszeitlicher Wirkung ausgesetzten Terrassensedimenten (z. B. Biedermansdorf). Meist treten dort auch sog. echte oder syngenetische Eiskeile, d. s. mit Sediment ausgefüllte ehemalige Frostspalten, auf.

Viel verbreiteter und ganzen Gebieten ein charakteristisches Gepräge verleihend (z. B. Gedersdorfer Lößlandschaft) ist jedoch der Löß, der besonders im nördlichen Niederösterreich<sup>39)</sup> die älteren Sedimente bedeckt (s. R. RUNGALDIER). Nach seiner Ausbildung läßt sich eine feuchte Lößlandschaft (Alpenvorland) von einer trockenen Lößlandschaft (ungefähr dem heutigen pannonischen Klimagebiet entsprechend) unterscheiden (s. J. FINK). Der Löß ist ein typisches Windsediment, das aus den damals riesigen Überschwemmungsgebieten bzw. aus Moränenwällen ausgeblasen und vornehmlich an Süd- und Osthängen der damals praktisch unbewaldeten Hügel abgelagert wurde. Dies ist auch mit einer der Ursachen der ausgesprochenen Einseitigkeit der Talformen (Hänge), die oft bis in die kleinsten Verzweigungen des Talnetzes verfolgt werden können. Der Löß wurde zu Kaltzeiten sedimentiert, wie nicht nur die fehlende Baumvegetation erkennen läßt, sondern auch das Vorkommen von Kaltsteppenformen im Löß und die sog. Laimenzonen (Verlehmungszonen, also Bodenbildungen zu Warmzeiten) zeigen. Zu Kaltzeiten war die Baumgrenze durch die 8 bis 12° C betragende Temperaturminderung (des Jahresmittels) um 1000 bis 1200 m abgesenkt bzw. weit nach Süden verschoben worden. Der Löß spielt heute für den Weinbau eine bedeutende Rolle und ist dank seiner Einsturzsicherheit für die

<sup>39)</sup> Auf Niederösterreich entfallen nach R. RUNGALDIER 90% der gesamten Lößfläche Österreichs.

Table IX. Quartär (Stratigraphische Gliederung etc.).

	Terrassen im Gebiet von Wien	Terrassen im Krems-Tullner Bereich	Ablagerungen und Bodenbildungen	Wichtige Wirbeltierfundstellen
H O L O Z Ä N (= Alluvium)	Zone der rezenten Mäander	Zone der rezenten Mäander	rezente Bodenbildungen, jüngere Flugsande Aulehme, Silt und Kalktuffe	—
Würm	Prater-Terrasse	„Feld“ (Niederterrasse)		Teufelslucke bei Eggenburg Merkensteiner Höhle Willendorf, Roseldorf Gudenushöhle Krems etc.
Riss/ Würm	Mannswörther-Zwischen-Terrasse			
Riss	Stadt-(= Gänserndorfer) Terrasse W Seyring (= Weidlinger-Terrasse)	Hochterrasse Wagram (2 X)	Stüllfried-B-Bodenbildung (= Paudorfer-B.bildg.) Göttweiger-Bodenbildung (= Fellabrunner-B.bildg.)	(doppelt gegliedert)
Mindel/Riss				
Mindel Günz/Mindel Günz	Arsenal-Terrasse Wienerberg-(= Höbersdorfer-)Terrasse	Gobelsburger Niveau Kremsfeld-Niveau		Wien - Laaerberg Hundsheim Dobermannsdorf Senning
Villafranchium (= Altsteinpleistozän)	Laaerberg-Terrasse	Maisberg-Niveau	—	Alt-Lichtenwarth

PLEISTOZÄN (= Diluvium)

Anlage von Weinkellern ideal geeignet. Im Gelände führt diese Standfestigkeit zu den überaus kennzeichnenden *R a c h e l n*, d. s. schluchtartige Erosions„rinnen“, und zu richtigen, oft tiefen Hohlwegen. Charakteristisch sind ferner die als Lößkindl'n bekannten Kalkkonkretionen.

Zu weiteren quartärzeitlichen Sedimenten gehören auch die *F l u g s a n d e*, die besonders im Marchfeld verbreitet sind. Wie ihr Vorkommen und ihre (petrologische) Zusammensetzung zeigt, sind eiszeitliche (ältere) von holozänen (jüngeren) Flugsanden zu unterscheiden (s. E. FRASL, J. FINK). Letztere bedecken u. a. die Reste von Carnuntum, d. h. sind also erst in nachrömischer Zeit abgelagert worden (s. H. KÜPPER).

Eine Alterseinstufung quartärzeitlicher Sedimente stößt vielfach auf Schwierigkeiten, da den Gletscherablagerungen Fossilien bzw. die für eine absolute Datierung nach der Radio-Karbonmethode ( $C^{14}$ -Methode) geeigneten Reste (Holzkohlen etc.) fehlen und auch die Flußschotter nur spärlich Fossilien enthalten. Immerhin lassen sowohl die Flußterrassen durch ihre Abfolge und Auflagerung als auch die in Niederösterreich nicht seltenen Lößprofile mit mehreren Bodenbildungen eine Stratifizierung zu, doch ist die Parallelisierung von Terrassenschottern und Lößen bzw. Bodenbildungen meist mangels von Leitfossilien noch umstritten.

Besonders gut bekannt sind die Donauterrassen im Raum von Wien, die von der höchsten (ältesten) zur tiefsten (jüngsten) als *L a a e r b e r g -*, *W i e n e r b e r g -*, *A r s e n a l -*, *S e y r i n g e r -*, *S t a d t -* und *P r a t e r - T e r r a s s e* bezeichnet werden (s. J. FINK und H. MAJDAN, H. KÜPPER). Ursprünglich wurde den älteren Terrassen pliozänes Alter zugeschrieben, doch sind sämtliche angeführte Donauterrassen pleistozäner Entstehung. Bemerkenswert ist, daß die erwähnten basalen Blockpackungen gekritzter Geschiebe an sämtlichen Terrassen mit Ausnahme der Laaerberg-Terrasse festgestellt werden konnten. Die Prater-Terrasse, einst als holozän angesehen, ist dadurch und durch Fossilfunde sowie Lößauflage als eiszeitlich erkannt worden. Auch die Mächtigkeit ihrer Schotter spricht für die eiszeitliche Entstehung. Charakteristisch ist ferner die Zusammensetzung der Schotter, indem — ebenfalls mit Ausnahme der ältesten (also Laaerbergterrassen-) Schotter — sich Rund- oder Fernschotter (hauptsächlich Quarzgerölle) und sog. Plattel- oder Lokalschotter (meist lokale, nicht vollgerundete Schotter aus Flyschsandsteinen) unterscheiden lassen (s. H. KÜPPER). Für die Laaerbergterrassenschotter, die hauptsächlich aus rostrot verfärbten, in einer Warmzeit ferretisierten Quarzschottern bei lokaler Geröllführung aus den Kalkalpen bestehen, ist die übergreifende Lagerung auf miozäne und pliozäne Schichten besonders kennzeichnend. Diese Auflagerung zeigt, daß der Sedimentation der Laaerbergterrassenschotter ein geologisches Ereignis erster Ordnung vorausging. Äquivalente dieser Schotter sind nicht nur auf das Wiener Stadtgebiet beschränkt, sondern finden sich auch als höchste Terrassen am Herrenholz bei Stammersdorf, auf der Rauchenwarther und der Parndorfer Platte, bei Krems etc. Es sind Terrassen der Urdonau, die erst im Pleistozän den Verlauf der heutigen Donau nahm, indem sie das Tullner Feld querte und die Flyschzone an der Wiener Pforte zwischen Leopoldsberg und Bisamberg durchbrach. Der pliozäne Donauvorläufer floß im nördlichen Niederösterreich (s. Hollabrunner und Mistelbacher Schotterkegel). Im Osten durchbrach die Urdonau im älteren Pleistozän allerdings noch nicht die Thebener Pforte, sondern nahm ihren Verlauf südwestlich der Hundsheimer Berge durch die Brucker Pforte, wie die Terrassenschotter auf der Parndorfer Platte und Schotterfluren in den Hunds-

heimer Bergen annehmen lassen (s. J. FINK). Im Bereich der Hainburger Berge entspricht die Terrasse von Petronell-Prellenkirchen vermutlich der Arsenalterrasse, die Terrasse von Wolfstal und Berg-Gattendorf der Stadt-Terrasse (s. G. WESSELY).

Weitere kennzeichnende Donauterrassen sind als *Höbersdorfer* (= Arsenalterrasse-Niveau), als *Weidlinger* (= höhere Terrasse W Seyring), als *Gänserndorfer Terrasse* (= Stadt-Terrasse), *Mannswörther Zwischenterrasse* (zwischen Stadt- und Praterterrasse) und als (kleiner und großer) *Wagram*<sup>40)</sup> bekannt (vgl. Tab. IX) (s. R. GRILL, H. KÜPPER). Im Raum von Krems werden von oben nach unten an pleistozänen Terrassenniveaus das *Maisberg-*, *Kremsfeld-* (mit *Archidiskodon meridionalis*) und *Gobelsburger Niveau*, der *Wagram* und die *Feldebene* unterschieden (s. H. HASSINGER, L. PIFFL). Im südlichen Wiener Becken bzw. im Schneebergbereich lassen sich nach H. KÜPPER die Puchberger Terrassenschotter, die Ternitzer Nagelfluh und der Wöllersdorfer Schotterkegel als alt- bis jungzeitliche Schotter unterscheiden.

An den Alpenflüssen (z. B. Ybbs, Erlauf, Traisen) unterscheidet man seit A. PENCK und E. BRÜCKNER ältere und jüngere *Deckenschotter* (-terrassen), *Hoch- und Niederterrasse*, die mit den vier Eiszeiten (Günz, Mindel, Riß und Würm; benannt nach Flüssen im bayrisch-schwäbischen Alpenvorland) parallelisiert werden.

Die derzeitige Parallelisierung der Donauterrassen basiert hauptsächlich auf Fossilfunden (z. B. *Archidiskodon meridionalis* von der Wienerbergterrasse, *Dicerorhinus hemitoechus* von der Arsenalterrasse, *Mammonteus primigenius* von der Praterterrasse; vgl. Tab. IX), da die rein orographische Höhe der Terrassen über dem derzeitigen Flußniveau zu einer Parallelisierung nicht ausreicht und die Zahl der Flußterrassen in Durchbruchstrecken und Senkungsfeldern verschieden ist (J. FINK).

Zu den wichtigsten pleistozänen Fossilien gehören einerseits Wirbeltiere, deren Reste vor allem aus jungzeitlichen Höhlen (z. B. Merkensteiner Höhle bei Bad Vöslau, Teufelslucke bei Eggenburg, Gudenushöhle bei Hartenstein an der Kleinen Krems; s. Taf. VII, Fig. 41—45), aus Spaltenfüllungen (Hundsheim bei Deutsch-Altenburg; s. Taf. VII, Fig. 32—37) und aus dem Löß (Willendorf, Senftenberg, Krems, Groß-Weikersdorf, Roseldorf, Traismauer, Schleinbach, Stillfried etc.) stammen, andererseits Mollusken, und zwar hauptsächlich Schnecken, die im Löß (s. Taf. VII, Fig. 38—40) und in fluviatilen Ablagerungen stellenweise häufig sind und vor allem wertvolle Leitformen als Klimaindikatoren abgeben (s. A. PAPP, E. THENIUS).

Unter den verschiedenen Bodenbildungen innerhalb von Lössen zählen die *Rotlehme vom Laaerberg* (Rudolfsziegelöfen), die *Krems-er*, *Göttweiger* und die *Stillfried-er* Bodenbildungen zu den bekanntesten (s. F. BRANDTNER, J. FINK). Art und Intensität der Färbung, Mächtigkeit sowie Zusammensetzung der Böden lassen Rückschlüsse auf die Dauer und das Klima der Warmzeiten zu. Bei Ebersbrunn NE Hohenwarth lassen sich drei Bodenbildungen übereinander beobachten. Sie bestätigen ebenso wie die Flußterrassen den mehrfachen Wechsel von Kalt- und Warmzeiten.

Lokale Schotterkegel pleistozäner Flüsse sind besonders im Bereich des südlichen Wiener Beckens (z. B. Steinfeld) bekannt geworden, wo diese durch tektonische Absenkung Mächtigkeiten von über 100 m erreichen (s. u.).

<sup>40)</sup> Von Wogenrain abzuleiten.

Demgegenüber tritt der Einfluß des Holozäns, der geologischen Gegenwart, weitgehend zurück. So ist im Donaubereich nur die Zone der sog. rezenten Mäander nacheiszeitlich entstanden; zahlreiche Schuttkegel, Bach- und Flußschotter, Gehängeschutt, Bergsturzreste, Kalktuffe sowie See- und Moorablagerungen gehören zu weiteren charakteristischen holozänen Ablagerungen. Letztere enthalten vollständige, pollenführende Profile vom Spätglazial bis zur Gegenwart, die Einblick in die nacheiszeitliche Waldgeschichte ermöglichen (vgl. W. KLAUS). Abgesehen von fossilen oder Reliktböden (z. B. Terra rossa, alte tertiärzeitliche Verwitterungsdecken im Waldviertel) sind die heutigen Böden holozäner Entstehung. Sie sind das Ergebnis von Untergrund und Klima (s. J. FINK). Faunistisch und floristisch wirkt sich die nacheiszeitliche Wärmezeit (zwischen 3000 und 2000 vor der Zeitenwende) durch Einwanderung thermophiler (wärmeliebender) Elemente aus, indem mediterrane, illyrische und pannonische Arten seither in Niederösterreich heimisch sind. Menschliche Einflüsse machen sich bereits vor der Neuzeit bemerkbar durch Hausberge und Tumuli (Grabhügel aus der Hallstattzeit bzw. Erdunterbauten von Grenzburgen aus dem Mittelalter, s. H. P. SCHAD'N), wie sie im Weinviertel verschiedentlich anzutreffen sind, durch die Reste römischer Siedlungen (z. B. Carnuntum) sowie durch Anzeichen (Halden, Stollen und Pinggen) prähistorischer Bergbaue (Hornstein„bergwerk“ von der Antonshöhe bei Mauer im Neolithikum, Kupferbergbau von Prigglitz-Gasteil zur Hallstattzeit etc., s. J. BAYER, F. HAMPL).

Über die Tektonik quartärer Ablagerungen ist zu sagen, daß vor allem im Bereich des Wiener Beckens Bruchtektonik exakt festgestellt werden konnte. Südlich der Donau bildet die entlang mehrerer Brüche (Sollenau—Moosbrunner Linie als Nordwestrand, Goldberg—Wimpassinger Linie als Südwestbegrenzung) abgesunkene *Mitterndorfer Senke* eine ungefähr 40 km lange und 2 bis 8 km breite, mit mittelpleistozänen Schottern erfüllte Rinne, die eine Mächtigkeit von fast 150 m erreichen und aus dem Einzugsgebiet der Piesting stammen (s. H. KÜPPER, B. PLÖCHINGER). Nördlich der Donau sind die *Lasseer* und die *Obersiebenbrunner Senke* im Marchfeld (besser als *Donaufeld* zu bezeichnen) tektonisch entstanden und von pleistozänen Schottern erfüllte Wannen. Diese Schotterkörper besitzen ebenso wie die meist auf tertiärem Tegel liegenden Terrassenschotter wirtschaftliche Bedeutung als Grundwasserträger bzw. Quellhorizonte (s. Kap. V).

Auch im Bereich der jüngsten eiszeitlichen Donauterrasse, der Praterterrasse, sind, wie die überlagerte Tertiäroberfläche erkennen läßt, tektonisch bedingte Senken vorhanden. Sie zeigen, daß tektonische Bewegungen auch noch in der jüngsten Eiszeit wirksam waren.

### III. Vom Werden der heutigen Landschaft

Konnte bereits in den vorhergehenden Abschnitten verschiedentlich auf die Entstehungsgeschichte unserer Landschaft hingewiesen werden, so soll in diesem Kapitel eine kurze, zusammenfassende Übersicht, die sämtliche geologische Einheiten zugleich berücksichtigt, gegeben werden.

Im Prinzip ist dieses Geschehen ein ständiger Wechsel von Ablagerung — Gesteinsbildung — Gebirgsbildung — Abtragung und neuerlicher Ablagerung, des-

sen Spuren umso deutlicher werden, je jünger die Gesteine sind. Diese Tatsache ist die Ursache für die viel feinere Gliederung der geologisch jüngeren Zeitabschnitte, und deshalb sind auch Anfang und ältere Abschnitte dieses Werdens weitgehend in Dunkel gehüllt.

Zu den ältesten Gesteinen Niederösterreichs gehören Anteile der Kristallingebiete der Böhmisches Masse. Sie sind z. T. bereits vorkambrischer Entstehung. Gesteine der Zentralzone der Alpen und der Grauwackenzone bilden gleichfalls sehr alte Komponenten. Alle diese Gesteine sind nicht nur Zeugen einstiger Geosynklinalen, sondern auch mehrfacher Gebirgsbildungen, die lange vor Entstehung der Alpen zu richtigen Deckengebirgen mit Überschiebungen geführt haben und die meist vom Aufdringen von Magma bzw. von Vulkanismus begleitet waren. Vielfach sind diese Gesteine durch diese präkambrischen (assyntische) und paläozoischen (kaledonische und variszische oder hercynische) Gebirgsbildungen bzw. durch Magmassen metamorph. Dies gilt vor allem für das Kristallin der Böhmisches Masse, dessen tektonische Bewegungen im wesentlichen mit der Überschiebung des Moravikums an der Devon/Karbonwende ihren Abschluß fanden. Während jedoch das variszische Gebirge der Böhmisches Masse bereits im ausgehenden Paläozoikum zu einem Rumpfgebirge eingeebnet worden war, wie die Ablagerungen des älteren Perms bei Zöbing erkennen lassen, erfolgten weitere wesentliche tektonische Bewegungen im Bereich der Grauwackenzone und der Zentralzone erst in Zusammenhang mit der alpidischen Gebirgsbildung.

Im ausgehenden Paläozoikum (jüngeres Perm) und im beginnenden Mesozoikum (Skyth), als die Tethys<sup>41)</sup> bereits weite Teile des südlichen Mitteleuropa zu überfluten begann, kam es in küstennahen, durch Barrieren vom offenen Meer mehr oder minder abgeschnittenen Lagunen zur Ausscheidung von Steinsalz und Gips (alpines Salz und Haselgebirge bzw. Werfener Schichten der nordalpinen Entwicklung), außerhalb davon zu mächtigen Sand- und Sandsteinbildungen (Serizitquarzitschiefer und Quarzite der zentralalpinen Entwicklung). Demgemäß lassen sich zur Triaszeit verschiedene Sedimentationsräume unterscheiden, in denen nicht nur die Kalkmassen der heutigen nördlichen Kalkalpen sedimentiert wurden, sondern auch die Sedimente der Zentralzone, indem südlich vom Penninikum der unter- (mittel-) und oberostalpine „Trog“ angeordnet waren. Erst im jüngeren Mesozoikum entstand auch nördlich davon ein „Trog“ (Helvetikum). Zwischen diesem und den nunmehr über die damals noch nicht aufgewölbte Zentralzone überschobenen nördlichen Kalkalpen (= Oberostalpin) bildete in der Oberkreide der Flysch einen tiefen Trog, der über große Strecken über Inselketten hinweg mit dem noch weiter entfernten Gosaumeer in Verbindung gestanden haben mag. Dieses Gosaumeer transgredierte über ein aus Gesteinen der nördlichen Kalkalpen gebildetes Gebirgsrelief, das durch die vorgosauische Tektonik und die darauf folgende Erosion entstanden war. Diese gebirgsbildenden Bewegungen haben nicht nur zur Deckenbildung, sondern auch zur Verfrachtung der nördlichen Kalkalpen über die Zentralzone geführt. Nach dem Verlanden des Flyschtroges und des Helvetikums sowie auch dem Abklingen der Eozäntransgression auf die Zentralalpen (vgl. Eozän von Kirchberg am Wechsel) entstand am Außensaum der Alpen neu der Molassetrog, der auf den Süd- und Südostrand der Böhmisches Masse übergriff und der nunmehr die Erosionsbasis bildete.

Tektonische Bewegungen an der Kreide/Tertiärwende bzw. im älteren Tertiär

<sup>41)</sup> Nach der Meereshöttin der griechischen Sagenwelt, der Gattin des Okeanos, benannt.

fürten zur Einfaltung der Gosauschichten und zur Aufschiebung der Kalkalpen auf den Flysch sowie zur Faltung und Schuppung von Flysch und Helvetikum, ferner im älteren und mittleren Miozän zu der mit randlichen Aufschuppungen und Faltungen verbundenen Aufschiebung des Flysches auf die Molasse und die Waschberg-Zone. Diese wird schließlich nach ihrem Verlanden als Schubmasse noch auf die eigentliche Vorlandmolasse aufgeschoben. Damit enden die alpinotypen Bewegungen, um von germanotypen<sup>42)</sup> abgelöst zu werden. Im „Torton“ (vgl. S. 30) erfolgte nämlich nach bereits früherem Absinken einzelner Abschnitte im Norden der „Einbruch“ des inneralpin-karpatischen Wiener Beckens und damit eine neuerliche Überflutung weiter Teile Niederösterreichs. Im jüngsten Miozän (Sarmat) beginnt nicht nur die Aussüßung des Wiener Beckens, sondern auch die Verlandung der Molassezone, wodurch das Flußnetz auch auf diesen Bereich übergreift. Die fortschreitende Aussüßung im Wiener Becken führte zum panonischen See, der im jüngsten Altpliozän schließlich verlandet. Dadurch wird auch das Wiener Becken von der Erosion erfaßt, und die Erosionsbasis liegt nunmehr weiter im Osten, im pontokaspischen Raum. Es kommt daher praktisch zur Erosion im gesamten Bundesland.

Das damalige Oberflächenrelief war noch stark vom heutigen verschieden. Das gilt noch mehr für die Miozänzeit, als große Teile Niederösterreichs (z. B. Böhmisches Masse, Kalkalpen, Flysch) bereits der Erosion ausgesetzt waren. So wies die Flyschoberfläche im Miozän bedeutend größere Reliefunterschiede auf als gegenwärtig, und die nördlichen Kalkalpen glichen damals eher einer Hochebene mit relativ geringen Höhendifferenzen (sog. Raxlandschaft). Die tertiären Augensteinschotter (haupts. Quarzschotter und kristalline Gesteine der Grauwackenzone bzw. des Altkristallins der Zentralalpen) auf den Plateaubergen, auf Gipfeln, in Spalten, Höhlen und Mulden der nördlichen Kalkalpen sind nichts anderes als sekundär umgelagerte Reste von mächtigen Schotterdecken, die von fließenden Gewässern von den Zentralalpen her über die Kalkalpen gebracht wurden. Zu einer Zeit, als die Kalkalpen noch nicht das heutige Talnetz (Längstäler, Steilabstürze etc.) aufwiesen und die penninischen Gesteine des Tauernfensters noch ganz oder größtenteils verdeckt waren, d. h. die Herauswölbung der Hohen Tauern noch nicht vollzogen war (s. H. P. CORNELIUS, A. WINKLER). Das heutige Relief ist erst seither entstanden.

Große Teile der Böhmisches Masse, die auch schon in vormiozäner Zeit der Abtragung ausgesetzt war, wie unter anderem Reste der tertiärzeitlichen Verwitterungsoberfläche erkennen lassen (Laterit), die sich stellenweise unter Molassesedimenten bis heute erhalten haben, wurden allerdings im Miozän unter einer Hülle mächtiger Molassesedimente begraben, von denen gegenwärtig ebenfalls nur mehr durch sog. Exhumierung freigelegte Reste vorhanden sind. So kommt, wie schon erwähnt, der Abtragung im jüngeren Tertiär und in der Eiszeit eine sehr große, meist etwas unterschätzte Rolle zu. Freilich spielen auch Hebungsvorgänge im ausgehenden Tertiär eine Rolle.

Da die Abtragung engstens mit einem Flußnetz verbunden ist, sei hier die Geschichte der Donau als des wichtigsten Flusses Niederösterreichs in den Grundzügen angedeutet.

Von einer Urdonau auf niederösterreichischem Boden kann eigentlich erst mit

<sup>42)</sup> Im Gegensatz zu den alpinotypen (benannt nach den Alpen) Bewegungen, die hauptsächlich zu Decken-, Falten- und Schuppenbildung führten, versteht man unter germanotyper Tektonik tektonische Erscheinungen an bereits konsolidierten Gebieten, bei denen Faltung gegenüber Bruchtektonik sehr stark zurücktritt.

der Verlandung der Molassezone im jüngeren Tertiär gesprochen werden<sup>43)</sup>. Hochgelegene Schotterfluren des Pliozäns im Weinviertel (Mistelbacher und Hollabrunner Schotterkegel) und am Rande der Böhmisches Masse (z. B. Goldbergniveau NE Krems) lassen die seitherige Erosion in diesem Bereich erkennen und machen auch den heutigen Donauverlauf verständlich. So durchbricht die Donau auf niederösterreichischem Gebiet mehrfach das Kristallin der Böhmisches Masse (Strudengau, Wachau) und den Alpen-Karpatenbogen (Wiener Pforte, Thebener Pforte). Zum Teil sind es vorpliozän bereits vorhandene Talungen (z. B. nördlicher Abschnitt der Wachau: Spitz bis Krems), z. T. tektonische Bruchlinien (Wachau z. T.; Donaudurchbruch in der Flyschzone zwischen Greifenstein und Wien, der möglicherweise bereits im Torton als Kerbe angelegt war; ferner in den Kleinen Karpaten mit der Porta hungarica zwischen Braunsberg und Thebener Kogel), z. T. sind derartige Durchbruchsstrecken jedoch nur durch die einstige Bedeckung dieser Gebiete mit einer mächtigen Sedimentationsdecke zu erklären, in der die Donau ursprünglich ihren Verlauf nahm und sich im Laufe der Zeit immer mehr und mehr einsenkte (vgl. H. HASSINGER, H. KÜPPER).

Der Wechsel von Kalt- und Warmzeiten während der Eiszeit führte zur Ausräumung und Tieferlegung der Flußsohle mit anschließender Aufschotterung. Auf diese Weise entstanden die charakteristischen Flußterrassen und ihre Schotterdecken. Während der Kaltzeiten waren die Hochalpen und sogar auch die höchsten Erhebungen der Böhmisches Masse vergletschert; die Voralpen und das Alpenvorland glichen einer Art Fjälltundra, die erst an günstigeren Standorten in eine Steppe bzw. in Kiefer-Birkenwälder übergang. In derartig baumlosem Gelände wurde der Löß abgelagert.

In der Spät- und Nacheiszeit kam es zum Rückgang und Schwund der Gletscher und zur Wiederbewaldung weiter baumloser Gebiete. Das noch zur Würmeiszeit sehr kontinentale Klima (Nordsee landfest; Ostsee vom Inlandeis erfüllt) wurde mehr und mehr dem heutigen ähnlich, nachdem die nacheiszeitliche Wärmezeit vorübergehend zu einem etwas wärmeren Klima als gegenwärtig geführt hatte. Die meisten der vom Gestein und der Verwitterung abhängigen Böden entstanden, und Flugsande wurden abgelagert. Auch die Moor- und Sumpfböden von Laxenburg, Gumpoldskirchen und Großau bildeten sich im frühen Holozän (s. H. KÜPPER).

So ist die jetzige Landschaft, soweit sie nicht vom Menschen beeinflußt und zur Kulturlandschaft umgewandelt wurde, das Ergebnis einer über Jahrmillionen dauernden, aber auch gegenwärtig noch nicht abgeschlossenen Entwicklung.

#### IV. Rohstoffe

Niederösterreich ist verhältnismäßig reich an Bodenschätzen, doch erreichen die Lagerstätten nur selten größere Ausmaße. Zu den wichtigsten Rohstoffen gehören Erdöl und Erdgas, Kohlen (vorwiegend Braunkohlen), Industriemineralien, Steine und Erden. In der folgenden Zusammenstellung sind die Rohstoffe

<sup>43)</sup> Wichtig für die Entwässerung ist außerdem, daß im Unterpannon eine Westverlegung der im jüngeren Miozän noch annähernd an der oberösterreichisch-niederösterreichischen Grenze verlaufenden Wasserscheide zwischen dem pannonischen und rhodanischen Bereich um 400 bis 500 km stattfand (s. H. WIESENER, A. WINKLER-HERMADEN).

nach den geologischen Einheiten gruppiert, um den Zusammenhang mit diesen aufzuzeigen. In erster Linie sind industriell wichtige Bodenschätze berücksichtigt (vgl. v. a. K. LECHNER, A. RUTTNER, R. GRILL und A. KIESLINGER).

#### Böhmische Masse: <sup>44)</sup>

Industriell wichtige Rohstoffe im Bereich der Böhmisches Masse stammen vorwiegend aus der moldanubischen Zone. Es sind Lagerstätten von Erzen (kleine, heute bedeutungslose Vorkommen) und Industriemineralien sowie Bausteine. Die wichtigsten früher beschürften bzw. heute in Abbau stehenden Rohstoffvorkommen sind: *Eisenerz* (z. B. Arzberg bei Eibenstein E Raabs, Kottau N Geras, Neusiedl—Mosinghof E Habruck und Arzberg N Spitz a. d. Donau), *Silbererz* (Limbach SW Vitis), *Schwefelkies* (Pyrit, bei Kraumau am Kamp), *Graphit* (zahlreiche, z. T. größere Vorkommen: *Zettlitz*—Fichtelmühl und *Zettenreith*—Brunngraben SE Raabs, *Mühldorf* W Spitz a. d. Donau, *Elsenreith*, *Weinberg* und *Straßreith* N Pöggstall, *Rottenhof*—Fürholz bei Persenbeug), *Magnesit* (kleines Vorkommen bei Wanzenau W Rosenberg am Kamp), *Kaolin* (größter Abbau: *Mallersbach* bei Haidegg; moravische Schieferzone), *Quarz* (größte Vorkommen bei Groß-Pertholz, Gföhl, SW Gutenbrunn und bei Lichtenau), *Feldspat* (Pegmatit für keramische Zwecke; zahlreiche und unter Umständen industriell verwertbare Vorkommen in der moldanubischen Gneis- und Glimmerschieferzone im Dunkelsteinerwald und längs der Krems), *Eisnocker* (kleine Lagerstätten bei Wegscheid und Dobersberg). *Pflastersteine* (z. B. Mauthausener Granit von Mauthausen, Grein, Schrems, Eisgarner Granit von Gmünd, Haugschlag, Amaliendorf), *Werk- bzw. Dekorationssteine* (die meist grau und weiß gebänderten Marmore des Waldviertels als Waldviertler, Wachauer, Spitzer oder Mühldorfer Marmor bzw. als Schalen-[Bänder-]Marmore = Kremser Gneis oder österr. Cipollino, ferner plattige Granitgneise als Bittescher Gneis von Horn und Diorit [im Handel „Syenit“] von Gebharts bei Schrems etc.) und *Straßenschotter* (Eisgarner und Eggenburger [= Maissauer] Granit von Limberg, Pulkau, Zellerndorf, krist. Schiefer wie Granulite, Gföhler Gneis, Amphibolit, Spitzer Gneis, Quarzit).

#### Molassezone und inneralpin-karpatisches Tertiär:

Die industriell wichtigsten Rohstoffe des Tertiärs sind Braunkohlen, Erdöl und Erdgas. *Braunkohlen* (Glanz- [G] und Weichbraunkohlen [W] sind aus oligozänen, miozänen und pliozänen Sedimenten bekannt geworden. Oligozäne Glanzbraunkohlen: Viehdorf NNE Amstetten, Beidenstein und Hainstetten SE Neustadt, Obritzberg—Eferdinger und Oberwölbling—Statzendorfer Revier W Herzogenburg, Kohlengebiet von Thallern—Tiefenfucha—Angern SE Krems und Starzing—Hagenauer Revier NE Neulengbach. Miozäne Braunkohlen: *Langau* bei Geras (W), *Hart* bei Gloggnitz (G), *Leiding*—Schauerleiten bei Pitten (G), *Kulmariegel* und *Königsberg* E Aspang, *Schwarzenbach* S Mattersburg, *Grillenberg* und *Neusiedl* SSE Berndorf (W). Plioizäne Braunkohlen: Kohlengbiet von Sollenau und Neufeld—Zillingdorf—Pötschinger Revier. *Kaolin*: Zahlreiche Vorkommen auf der Böhmisches Masse. Größter Abbau bei *Mallersbach* W Hardegg. *Töpferon*: Zahlreiche Vorkommen im Jungtertiär auf der Böhmisches Masse. Größte Abbaue bei *Horn*—*Breiteneich*, *Klein-Pöchlarn* und *Harth* NE Amstetten. *Feuerfester Ton*: Verschiedene Vorkommen am Süd- und Südostrand der Böhmisches Masse: *Krummnußbaum* W Pöchlarn,

<sup>44)</sup> Tertiäre und eiszeitliche Tone und Lehme bzw. alluviale Rohstoffe s. S. 80 und 82.

Baumgarten S *Mautern*, *Ober- und Tiefenfucha* bei *Furth* und *Kleinrust* W Herzogenburg. (Ziegelei-)Tone: Oligozäne, miozäne und pliozäne Tegel (z. B. Soos bei Baden, Frättingsdorf = Badener Tegel, Vösendorf—Siebenhirten bei Brunn am Gebirge = pannonischer Tegel), Quarzsand (für Gießerei- und Glasindustrie): Zahlreiche, z. T. große Vorkommen im Oligozän am Süd- bzw. Südostrand der Böhmisches Masse und am Südrand des Molassebeckens, z. B. Zelking SW Melk, *Tiefenfucha* bei *Furth*, *Anzenhof* und *Obritzberg* bei *Ober-Wölbling*, Haag bei *Neulengbach*, *Bausande* und *-schotter* in der Molassezone und im Wiener Becken verbreitet (bes. zahlreich im Bereich des Hollabrunner und Mistelbacher Schotterkegels). Kieselgur: Größere Vorkommen im Helvet bei *Limberg—Maissau* (Limberg, Oberdürnbach). Erdöl: Verschiedene, z. T. sehr große Felder (Matzen) im Jungtertiär des nördlichen Wiener Beckens (Olträger: Flyschsandsteine, „helvetische“, „tortonische“ und sarmatische Sande): Mühlberg, Rabensburg, Hauskirchen—St. Ulrich, Gösting—RAG, Kreuzfeld—Maustrenk, Gaiselberg bei Zistersdorf, Scharfeneck, Hohenrappersdorf, Spannberg, Matzen—Bockfließ und Aderklaa. Erdgas: Mehrere Lagerstätten im Wiener Becken nördlich und südlich der Donau<sup>45)</sup>, z. T. als reine Gasfelder (G) entwickelt, z. T. als Gas horizonte in Verbindung mit Ölfeldern: Mühlberg, Alt-Lichtenwarth, Niedersulz (G), Matzen—Bockfließ, Zwerndorf (G), Aderklaa, Enzersdorf—Fischamend (G). Bau- und Dekorationssteine: Zogelsdorfer Stein von Zogelsdorf und Umgebung und Groß-Reipersdorf bei Pulkau; Leithakonglomerat (= Badener Marmor) vom Rauchstallbrunngraben bei Baden, Leithakalk(-sandsteine) von Mannersdorf, ferner Bad Fischau, Brunn am Steinfeld, Gainfarn, Heiligenkreuz (Bodenberg), Kalksburg, Lindabrunn, Wöllersdorf, Sommerein etc.; Atzgersdorfer Stein (= Cerithienkalk) einst zwischen Liesing—Rodaun und Rosenhügel abgebaut. Süßwasserkalk vom Eichkogel bei Mödling seinerzeit gewonnen. Hollenburg—Karlstettener Konglomerat aus dem Traisental (Dietersdorf, Getzersdorf, Nußdorf a. d. Traisen, Siegersdorf), Kristallsandstein (verkitete Melker Sande) von Wallsee (Mühlsteine). Quarzsandsteine von Schöngrabern (Baustein).

#### Waschberg-Zone:

Die wichtigsten Rohstoffe der Waschberg-Zone bilden Industriekalke, Bausteine und Ziegeleitone.

Industriekalk, Bausteine und Straßenschotter: Ernstbrunner Kalk (für Kalkerzeugung, Zuckerindustrie und als Straßenschotter) von Ernstbrunn und Dörfles, Leiser Berge, Staatz und Falkenstein, Eozänkalke vom Praunsberg, Wasch- und Michelberg und Bruderndorfer Kalksandstein früher für Hochbauten verwendet. Ziegeleitone: Ziegelei Ernstbrunn (Auspitzer Mergel). Braunkohle (ohne wirtschaftliche Bedeutung): Altruppersdorf bei Poysdorf (alttertiäre Glanzbraunkohle).

#### Flyschzone, Buntmergelserie und Klippenzonen:

Industriell wichtige Rohstoffe der Flyschzone (einschließlich Klippen) sind Steinkohlen und Bausteine. Das Auftreten von Öl- und Gasspuren ist wirtschaftlich bedeutungslos.

Steinkohlen: Mehrere ehemals beschürfte Vorkommen in den Grestener Schichten (Lias): Großau westlich und Zell—Arzberg östlich Waidhofen a. d.

<sup>45)</sup> Neuerdings auch aus der nördlichen Molassezone (Bohrung Wildendürnbach; Konzession Laa/Thaya; Bericht der ÖMV 1961).

Ybbs, Hinterholz—Schwarzenberg bei Ybbsitz, Gresten, Bernreit bei Hainfeld. Bau- und Dekorationssteine sowie Straßenschotter: Zahlreiche Steinbrüche auf Flyschsandsteine (bes. Quarzsandsteine, z. T. als Mühl- und Schleifsteine verwendet, wichtigster = Greifensteiner Sandstein) entlang der Donau (St. Andrä, Kierling—Gugging, Altenberg, Greifenstein, Korneuburg, Klosterneuburg), an der Westbahnstrecke (Alt- und Neulengbach, Rekawinkel, Preßbaum, Tullnerbach, Purkersdorf, Gablitz), ferner Waidhofen a. d. Ybbs, Scheibbs, Sonntagberg etc. Ruinenmarmor (= tektonisch zerbrochener und wieder verkitteter, durch Eisen- und Manganlösungen gefärbter Mergelkalk der Kahlenbergschichten, seinerzeit als Dekorationsstein verwendet) von Weidling und vom Bisamberg, Tithon-Neokomkalke (Straßenschotter) der Schöpfklippen, Antonshöhe bei Mauer etc.; Grestener Quarzsandstein (Straßenschotter), Hornsteinkalk des Malm: Antonshöhe bei Mauer etc. Zementmergel: Mergelsteinbildungen des Kreideflysches (Kahlenberg-Schichten, Zementmergelserie) werden verschiedentlich zur Zementerzeugung abgebaut.

### Nördliche Kalkalpen:

Die Kalkalpen liefern als industriell wichtigste Rohstoffe Erze, Kohlen (nukursiv gedruckte Vorkommen im Abbau) und Industriemineralien sowie Baumaterial.

Eisenerze: Annaberg—Eisenstein bei Kleinmariazell, Aluminiumerze (Bauxit): Rothengrub bei Willendorf und Marchgraben bei Dreistetten (Oberkreide). Bleierze (Bleiglanz): Schwarzenberg bei Türnitz und Brandeben bei Gösing. Silbererze: Annaberg, Hocheck—Galmeikogel. Steinkohlen: Lagerstätten in den Lunzer Schichten (z. B. Pramelreith, Holzapfel und Pöllenreith bei Lunz, *Gamingen Revier*, Bergbau Rehgraben und Soisgraben bei Kirchberg a. d. Pielach, Bergbau Schrambach S Lilienfeld, Kleinzell SW Hainfeld) und in den Gosauschichten der Grünbach—Neue-Welt-Mulde (z. B. *Grünbacher Revier*, Neusiedl, *Oberhöflein* und Zweiersdorf bei Willendorf, Stollhof und Felbring bei Dreistetten). Gips: Lagerstätten hauptsächlich in den Werfener Schichten; z. B. Opponitz, Annaberg, Ranek, Trübenbach N vom Ötscher, Erlaufboden N Wienerbruck, Preinsfeld—Hühnerkogel E Mayerling, Füllenberg bei Heiligenkreuz, Vorderbrühl (Seegrotte) bei Mödling, *Puchberg—Pfennigbach* und Umgebung. Bau-, Industrie- und Dekorationssteine sowie Straßenschotter: Werfener Schichten (für Tennisplatzbelag), Gutensteiner Kalk („Schwarzer“ bzw. „Lindkogler Marmor“, „Marmor“ vom Privatenberg bei Heiligenkreuz), brecciöser Dachsteinkalk der Ötscher-Decke (von Türnitz, Merkensteiner „Marmor“), Hauptdolomit (Weißkalk, Poliermittel, Straßenschotter), Hallstätter Kalke (Engelsberger und Willendorfer „Marmor“), Jurakalke (Enzesfelder „Marmor“, „Marmor“ vom Schloß Wildegg etc., Hirzalkalke von Lilienfeld, Gemeindealpe etc.). Zementmergel: Neokom- und Oberkreidemergel (Lilienfeld, Kaltenleutgeben etc.). Dolomite: Zahlreiche Steinbrüche in den Kalkalpen. Schotter(-grus)- und Sandgewinnung vor allem aus dem Hauptdolomit in Steinbrüchen bzw. Flußbetten der Voralpen.

### Grauwackenzone:

Die Grauwackenzone ist bekannt durch ihren Reichtum an Erz- und Industriemineralagerstätten, deren wichtigste jedoch auf steirischem Gebiet liegen. (Die auf niederösterreichischem Gebiet befindlichen Abbaue liegen sämtlich still.)

Eisenerze: Lagerstätten an der Süd- bzw. Ostseite der Rax und Gahns (Großau, Kleinau und W Edlach und Altenberg bei Hirschwang; Grillenberg bei Payerbach, St. Christoph—Priggwitz—Gasteil und Burg W Ternitz). Kupfererz: Silbersberg N Gloggnitz. Schwefelkies (Pyrit): Breitenstein (Gamperlgraben) bei Schottwien. Magnesit: Vorkommen W Gloggnitz (Strantzbrüche und Ehrenbeckbruch bei Küb, Weißenbach—Eichberg und Kirchnerbruch bei Schottwien). Talk: Weißenbach W Gloggnitz. Graphit: Vorkommen bei Prein und Breitenstein am Semmering W Klamm. Eisenocker: Breitenstein (Gamperlgraben) bei Schottwien. Straßen(Pflaster-)steine: Wegen großer Druckfestigkeit Grauwackengesteine vielfach für den Straßenbau abgebaut.

### Zentralzone der Alpen:

Die Zentralzone enthält zahlreiche Lagerstätten von Erzen, Industriemineralien (nur kursiv gedruckte Vorkommen im Abbau) und Bausteinen. Eisenerze: Vorkommen im „Mesozoikum“ des Semmering—Wechselgebietes (Sonnwendstein—Erzkogel, Kirchberg am Wechsel), der Buckligen Welt SE Neunkirchen (im Bereich Pitten—Thernberg) und im Kristallingebiet von Sieggraben—Schwarzenbach an der burgenländischen Grenze. Kupfererze: Lagerstätten bei Trattenbach am Wechsel und Katzelsdorf SSE Wr. Neustadt. Schwefelkies (Pyrit): Sonnwendstein und Pitten. Antimonerz und Quecksilbererze: In der Rechnitzer Serie von Maltern bei Hochneukirchen. „Kaolin“-Leukophyllit (Weißerde): Vorkommen im Kristallin der Buckligen Welt u. a. bei Lichtenegg, Hollenthon und Krumbach sowie im Rosaliengebirge. Größte Lagerstätte bei *Ausschlag—Zöbern* S Aspang. Quarz (für Glasindustrie): Mariensee am Wechsel. Quarzit (für industrielle Zwecke): Vorkommen in der Buckligen Welt (Syhrn bei Gloggnitz, Penk—Steyersberg bei Haßbach, Gsollberg und Bromberg bei Thernberg). Quarzsand (für Gießerei- und Glasindustrie): *Ausschlag—Zöbern* S Aspang (Schlammrückstand der Weißerde). Gips: *Haidbach-* und *Göstritzgraben* bei Schottwien. Schwerspät: Sonnwendstein, *Kleinkogel* und Trattenbach. Eisenocker: Stickelberg N Hollenthon in der Buckligen Welt. Bausteine und -schotter sowie Industriesteine: Zahlreiche Steinbrüche im Kristallin auf verschiedene Gneise, auf (massige) Amphibolite, Granit von Wolfstal, „Ballensteiner Kalk“ der Hundsheimer Berge für Straßenschotter und zur Kalkgewinnung, auf Dolomite und Quarzite des Semmeringmesozoikums (z. B. Zementwerk von Mannersdorf a. L.) und tertiäre Sande und Schotter der Buckligen Welt.

### Quartär:

Die wichtigsten Rohstoffe des Quartärs sind Löß, Bausande und -schotter sowie Torf. Torf: Zahlreiche nacheiszeitliche Vorkommen im Waldviertel (z. B. Karlstift bei Weitra, Umgebung von Schrems, Kottes, SE Zwettl etc.). Bausteine: Kalktuffe; große Vorkommen in der Gaissulz bei Ybbsitz, Neustift bei Scheibbs, im Pielachtal etc. Bausande und -schotter: Überaus zahlreiche Vorkommen im gesamten Bundesgebiet, vor allem im Bereich eiszeitlicher Flußterrassen. Löss- und Lehme (Verwitterungslehm, verlehmtter Löß und Deckenlehme): Als Ziegelrohstoff in zahlreichen Ziegeleien im Abbau.

Ein regionaler Überblick über die Lagerstätten Niederösterreichs läßt die engen Beziehungen zu den geologischen Großeinheiten erkennen. So sind beispielsweise Kaolin und Weißerden auf die Kristallingebiete der Böhmisches

Masse bzw. der Zentralzone beschränkt, industriell wichtige Vorkommen von Quarzsanden und feuerfesten Tonen treten innerhalb der Molassezone am Rand der Böhmisches Masse auf, die alpinen Kohlen- und Gipslager liegen im Streichen der Alpen, indem sie auf die Klippenzone (Jurakohlen der Grestener Klippenzone), auf die Lunzer Decke (Triaskohlen der Lunzer Schichten) bzw. auf die in zwei annähernd parallelen Zügen auftretenden Werfener Schichten (Gips) beschränkt sind. Industriell wichtige Quarzsandsteine der Flyschzone treten gleichfalls im Streichen der Flysch-Teildecken auf (z. B. Greifensteiner Sandstein) usw.

## V. Hydrogeologie

Die Hydro(geo)logie, die sich mit den Beziehungen zwischen Gestein und Wasser befaßt, ist grundsätzlich mit dem geologischen Aufbau der Landschaft verknüpft. Es ist ein Arbeitsgebiet, das vor allem für den Techniker wichtig ist, der sich mit Fragen der Wasserversorgung zu befassen hat.

Für die Beurteilung des Auftretens und der Ausbeutung des unterirdischen Wassers ist jedoch der Geologe zuständig. Dieses bildet nämlich wie die Rohstoffe unserer Erdrinde einen außerordentlich wichtigen Bodenschatz. Wichtig für den Hydrogeologen ist die Kenntnis der außerordentlich mannigfaltigen Beziehungen zwischen Gestein und Wasserführung, auf die in den vorhergehenden Kapiteln bereits verschiedentlich hingewiesen werden konnte.

Die für die Grund- und Oberflächenwasser wichtigen Niederschlagsmengen sind in unserem Bundesland nicht nur der Jahreszeit nach, sondern auch dem Gebiet nach sehr verschieden (z. B. pannonische und montane Zone; vgl. F. STEINHAUSER). Außer der Niederschlagsmenge spielen Verdunstung, Versickerungsmöglichkeit und in Zusammenhang damit auch die Vegetationsdecke eine große Rolle sowie das Vorhandensein geeigneter Grundwasserträger.

In diesem Rahmen sind jedoch nur die vom geologischen Untergrund unmittelbar abhängigen Faktoren berücksichtigt, indem vor allem die Beziehungen zwischen Gestein und Hydrogeologie aufgezeigt werden sollen.

Auf die praktische Bedeutung der Hydrogeologie braucht in einer Zeit, in der der Wasserbedarf unserer Städte und Ortschaften durch den steigenden Lebensstandard und Industrialisierung ständig zunimmt, nicht besonders hingewiesen werden. Bekannt sind wohl jedem die z. T. seit fast 90 Jahren bestehenden Hochquellenwasserleitungen der Stadt Wien (1873—1898: 1. Wiener Hochquellenwasserleitung aus dem Schneeberg—Raxgebiet; 1900—1910: 2. Wiener Hochquellenwasserleitung aus dem nördlichen Hochschwabgebiet) und die in den letzten Jahren errichteten großen unterirdischen Wasserspeicher, die ihr Wasser sämtlich aus Niederösterreich bzw. der nördlichen Steiermark beziehen.

Wesentlich für das Vorkommen und für die Bewegung unterirdischen Wassers ist die Löslichkeit bzw. Durchlässigkeit der Gesteine (Porosität, Klüftung) für das Wasser und ihre Lagerung (konkordant, diskordant, Anti- oder Synklinalen, Verwürfe u. dgl.), die wiederum im wesentlichen von der Tektonik beeinflusst bzw. abhängig ist.

In Anbetracht der Abhängigkeit der Grundwasservorkommen vom Gestein bzw. Sediment ist auch hier die bereits gebrauchte geologische Großgliederung beibehalten worden.

Was die Entwässerung Niederösterreichs im allgemeinen betrifft, so erfolgt diese, mit Ausnahme des Einzugsgebietes der Lainsitz im Nordwesten Niederösterreichs, das dem Flußgebiet der Elbe angehört, in die Donau.

Die Gesteine der B ö h m i s c h e n M a s s e sind, abgesehen von Marmoren und Kalksteinzügen<sup>46)</sup>, im frischen Zustand dicht und nicht wasserleitend. Grundwasser findet sich daher — abgesehen von jüngeren (tertiären und quartären) Deckschichten — nur in den durch Verwitterung entsprechend aufgelockerten Gesteinen, sofern nicht Ton und Lehm als Verwitterungsprodukt diesen lockeren Grus wieder wasserundurchlässig machen. Quellen sind meist häufig, aber in der Regel nicht sehr ergiebig. Sie sind an Kluftsysteme gebunden und finden sich vor allem dort, wo die im Sommer meist wasserlosen Bachtäler die Spaltensysteme anschnneiden. Die örtliche Wasserundurchlässigkeit führt zur Entstehung von versumpften Wiesen und von (Hoch-) Mooren, die in Mulden allenthalben auftreten und die im Gegensatz zu Nieder(ungs)mooren von den Niederschlägen gespeist werden (Gesamtfläche der Moore des Waldviertels beträgt 1786 Hektar; s. K. GERABEK). Meist läßt bereits der sehr charakteristische Pflanzenbestand anmoorige Stellen erkennen, deren Trockenlegung vielfach schwierig ist. Die Undurchlässigkeit des Bodens begünstigt andererseits die Anlage von Fischteichen.

Im Bereich der Böhmisches Masse herrscht also Mangel an Grundwasser. Andererseits sind die Voraussetzungen für Talsperren (s. Kamptalsperren) recht günstig (Sohlendichte, günstige Einbindung der Sperrmauern etc.). Das Wasser ist meist sehr weich und vielfach eisenhaltig.

In der aus marinen und limnischen Sedimenten bestehenden M o l a s s e z o n e mit vielfach eiszeitlicher Bedeckung sind die hydrogeologischen Verhältnisse örtlich stark verschieden, indem vor allem Sande und Schotter ausgezeichnete Grundwasserleiter bilden, die hauptsächlich im Bereich von Flußläufen (Donau, Ybbs, Erlauf, Pielach, Traisen etc.) eine große Rolle für die Wasserversorgung besitzen. Besonders wichtig ist das Tullnerfeld (= Kremser Becken) mit seinen quartären Flußschottern als Grundwasserlieferanten, die hier dem (wasserundurchlässigen) Schlier aufliegen. Quartäre bzw. auch jungtertiäre Schotter haben oft an ihrer Basis (zum Tegel bzw. Schlier hin) natürliche Quellaustritte, deren Ergiebigkeit bei Terrassenschottern meist recht befriedigend ist.

In der Molassezone finden sich im Bereich der Donau die ausgedehntesten Schotterfelder und damit entsprechende Grundwasserträger, die auch von den Talböden der voralpinen Flüsse gespeist werden. Auch gespanntes (= artesisches) Wasser tritt auf (Pulkautal zwischen Retz und Laa).

Die vielfach auf geringe Entfernung wechselnde Beschaffenheit der Sedimente (Tone, Tegel und Mergel als wasserundurchlässige; Sande, Sandsteine und Schotter als durchlässige Schichten) ist die Ursache der verschiedenen Ergiebigkeit von Brunnen. Undurchlässige Schichten sind die Ursache von Flächen, die zu übermäßiger Nässe und Versumpfung neigen, während im Bereich von Flußtälern durch ihren schottrigen Untergrund die Notwendigkeit künstlicher Bewässerung besteht. Bei Schlieruntergrund kommt es zur Bildung von Böden mit Bittersalz und Salpeter, die sich nach Niederschlägen als weißer Belag ausscheiden. Übermäßig hartes und schlechtes Trinkwasser ist vielfach charakteristisch (vgl. Ortsnamen wie Stinkenbrunn etc.). Bei der Wasserversorgung im Bereich der Molasse-

<sup>46)</sup> In moldanubischen Marmoren sind beim Steinbruchbetrieb wiederholt kleine Karstschläuche angetroffen worden (z. B. Bruch in Marbach a. d. kleinen Krems bei Kottes).

zone überwiegen die Grundwasserfassungen, zum Teil erfolgt diese auch aus Spaltensystemen des Schliers.

Der oft weite Gebiete bedeckende Löß ist, soweit er nicht verlehmt ist, sehr gut durchlässig. Bekannt sind die durch abfließendes Niederschlagswasser hervorgerufenen „Racheln“ im Löß. An der Grenze zwischen Löß und tertiärem Tegel tritt vielfach Grundwasser aus und führt zur Quellbildung bzw. zu örtlicher Versumpfung.

Im (inneralpinen) Wiener Becken liegen die Verhältnisse z. T. ähnlich wie in der Molassezone, indem am Aufbau des Untergrundes im wesentlichen Tegel, (Kalk-) Sandsteine, Sande und Schotter beteiligt sind. Für die Wasserversorgung spielt das Relief der Tegeloberfläche bzw. wasserführende Sandlagen eine entscheidende Rolle. Die Donauschotter bilden wiederum einen wesentlichen Grundwasserträger, und die eiszeitlichen, über tertiärem Tegel liegenden Terrassenschotter liefern an ihrer Basis oft Quellen. Im südlichen Wiener Becken bilden die alten Schwarza- und Piestingsschwemmkegel im Steinfeld bzw. die in dessen nordöstlicher Fortsetzung gelegene Mitterndorfer Senke einen für die Wasserversorgung Wiens überaus wichtigen Grundwasserträger (H. KÜPPER), der von den aus den Alpen kommenden Flüssen gespeist wird. Diese geben nämlich beim Eintritt ins Becken viel Wasser als Grundwasser ab. Der sich nach NE verfeinernde und dadurch wasserundurchlässiger werdende Schotterkörper führt zu natürlichen Grundwasseraustritten, die sich im Bereich von Moosbrunn als sog. „nasse Ebene“ mit zahlreichen Quellen, Quelltümpeln und Sumpfwiesen bemerkbar machen (J. STINY). Dieses Gebiet hebt sich bereits landschaftlich durch saftiges Grün vom südlich anschließenden Steinfeld mit seinen sonnenverbrannten Feldern und den Föhrenwäldern ab. In den Randgebieten des Wiener Beckens treten zahlreiche Thermen (z. B. Bad Fischau, Bad Vöslau, Baden, Meidling, Deutsch-Altenburg; von denen die letztgenannten Schwefelquellen sind) bzw. Mineral- (Mödling, Perchtoldsdorf) und Eisenquellen (Pyrawarth), die an Brüche gebunden sind (vgl. J. STINY).

Das im Bereich tertiärer Ablagerungen auftretende (z. B. Gebiet von Felixdorf—Matzendorf, Atzgersdorf—Erlaa, ferner Leobersdorf, Bad Vöslau, Mödling, Maria Enzersdorf, Brunn am Gebirge, Liesing), z. T. in sehr ergiebigen Mengen vorkommende artesische Wasser, das im Gebiet von Wien bereits seit der Mitte des 17. Jahrhunderts bekannt ist, verdankt seine Entstehung wasserundurchlässigen Deckschichten (Tegel) über beckenwärts geneigten, auskeilenden (sarmatischen oder pannonischen) Sand- und Schotterlagen. Dadurch und ihrem Einzugsgebiet aus triadischen oder tertiären Kalken entsprechend, sind sie hauptsächlich im Randbereich des Beckens anzutreffen. Das Wasser selbst ist meist sehr hart (s. H. GRUBINGER).

Im Leithakalk bzw. in tertiären Breccien treten Klufthöhlen und Karstschläuche wiederholt auf (z. B. Eisensteinhöhle bei Bad Fischau).

Das zweite wichtige Grundwasserreservoir des Wiener Beckens ist das Marchfeld. Auch hier bilden quartäre Flußschotter über tertiärem Tegel den Grundwasserträger. Im mittleren Marchfeld ist die Lasseer Senke eine grundwassererfüllte Wanne. Die geringe Niederschlagsmenge (400—600 mm) und die Seichtgründigkeit des Bodens machen freilich eine künstliche Bewässerung der Felder notwendig.

In der Waschberg-Zone bilden (Auspitzer) Mergel das am weitesten verbreitete Sediment. Sie sind meist gut geschichtet und klüftig entwickelt; der Sandgehalt und damit auch die Wasserdurchlässigkeit nimmt nach Westen hin zu,

wodurch eine lithologische Ähnlichkeit mit helvetischen Ablagerungen der Molassezone vorhanden ist, an die diese Zone im Westen grenzt. Neben diesen und etwas älteren mergeligen Schichtkomponenten treten Kalkgesteine, die zur Verkarstung neigen (z. B. Ernstbrunner Kalk) zurück (Leiser Berge, Staatzer und Falkensteiner Klippen etc.). Durch die starke tektonische Beanspruchung sind diese Kalke außerordentlich klüftig entwickelt und liefern meist an der Basis stärkere Quellaustritte, wobei mergeligen Schichten (Klentnitzer Schichten) Bedeutung als Quellhorizont zukommt. Während (Kluft-) Höhlen selten sind (Katzloch im Steinmandl bei Michelstetten, Steinbachhöhle und Klafferbrunnerhöhle S Klement, Staatzloch bei Staatz), sind (kleine) Dolinen (-felder) auf den Ebenheiten der Leiser Berge bzw. der Falkensteiner Klippen häufig. Sie sprechen für ein junges Alter dieses seichten Karstes (s. H. RIEDL). Die Au- und Michelstetterbachquelle entsprechen richtigen (Riesen-) Karstquellen (H. RIEDL).

Demgegenüber verhält sich die Flyschzone hydrogeologisch viel einheitlicher, was vor allem durch den in horizontaler Richtung einförmigen Gesteinscharakter mit dem kennzeichnenden Wechsel von Sandsteinen, Mergel, Mergelkalken und Mergelschiefer verständlich wird (s. G. GÖTZINGER). Sehr charakteristisch und überaus zahlreich sind Hangrutschungen und Naßgallen sowie die zu Trockenzeiten weitgehend wasserlosen, nach stärkeren Niederschlägen zu reißenen Wildbächen mit Hochwasser anschwellenden Wasserläufe, indem die mergeligen Schichtkomponenten bzw. Verwitterungslehm ein rasches, weitgehend oberflächliches Abfließen des Regens bewirken (vgl. Wienerwaldsee bei Tullnerbach und die Becken zwischen Hütteldorf und Maria-Brunn als Hochwasserstaubecken für die Wien). In Zusammenhang damit stehen auch die charakteristischen, v-förmig eingeschnittenen Hanggräben (sog. Tobeln), die den größten Teil des Jahres trocken liegen und die das Ergebnis der Schurfkraft der nach Regengüssen abfließenden Bäche darstellen (rückschreitende Erosion). Die an sich nicht zu seltenen, jedoch schwachen Quellaustritte finden sich meist erst in den unteren Teilen dieser Gräben. Ihre Wasserführung schwankt. Ihr Auftreten ist jedoch nicht nur vom Wechsel der Sedimente im Profil abhängig, sondern auch von der stark wechselnden Lage der Schichten ( $\pm$  geneigt bis saiger) und deren Klüftigkeit. Am Fuß von Hängen mit Verwitterungsschutt können Schuttquellen austreten. Infolge der Abdichtung des Bachbettes durch den mitgeführten Schlamm fehlt ein richtiger Grundwasserträger. Dasselbe wird meist künstlich durch die Regulierungen erreicht, wenn der Bach oder Fluß ein völlig ausgemauertes Bett erhält.

Entsprechend der Gesteinsbeschaffenheit fehlen dem Flysch die für die Kalkalpen kennzeichnenden Höhlen und Höhlensysteme sowie sonstige Karsterscheinungen. Nur im Bereich des Greifensteiner, Laaber und Gablitzer Sandsteines liegen die Verhältnisse infolge Klüftung und Gestein etwas günstiger. Die Härte des Wassers ist im allgemeinen groß, doch sind Schwankungen charakteristisch.

Die hydrogeologischen Verhältnisse in den Kalkalpen sind je nach Gesteinsbeschaffenheit und Tektonik verschieden. Dem Oberflächenrelief und dem Auftreten von wasserundurchlässigen Schichten entsprechend sind Quellhorizonte an bestimmte Schichtglieder gebunden. Die Quellen sind also vorwiegend Schichtquellen. Den wesentlichsten und hydrogeologisch wichtigsten Anteil bilden die z. T. sehr mächtigen Trias-Kalke und -dolomite, die als gute Wasserleiter (vor allem durch Klüftung) sehr leicht verkarsten und dadurch die so kennzeichnenden Karsterscheinungen zeigen (Karren, Erdfälle, Dolinen, Karstmulden und -täler, Ponore [= Schwinden], unterirdische Wasser-

läufe in Höhlensystemen bei oberflächlicher Wasserlosigkeit, Höhlenseen etc.). Diese Karsterscheinungen sind nicht in sämtlichen Abschnitten der Kalkalpen gleich ausgebildet, sondern im wesentlichen auf die großen Kalk- und Dolomitmassen beschränkt, wobei Dolinen, Trichter und Karstmulden vielfach an alte (jungtertiäre) Landoberflächen gebunden sind. Viele Gipfel und Hochplateaus der Kalkalpen sind, sofern sie aus (Trias-) Kalken bestehen, stark verkarstet (Rax, Schneeberg, Hochkar, Hohe Wand, Göller, Gippel, Ötscher, Scheiblingstein, Dürrenstein etc.), und die Niederschläge fließen unterirdisch ab. An steilen bzw. überhängenden Wänden kennzeichnen die sog. „Tintenstriche“ (Blualgenbewuchs) das an Klüften austretende Wasser. Die in den Kalken und Dolomiten auftretenden Höhlen sind meist tektonisch präformierte, durch fließendes Wasser entstandene Hohlräume. Als größte der weit über 500 bekannten Höhlen in den niederösterreichischen Kalkalpen seien erwähnt: Geldloch (Ötscher), Nixhöhle bei Frankenfels, Kohlerhöhle bei Erlaufboden, Ötschertropfsteinhöhlen (Kienberg), Schachernhöhle (Hohenberg), Stadelbauernhöhle (Türnitz), Dreidärrischen-Höhle (Anninger) (vgl. R. PIRKER und H. TRIMMEL). Richtige Eishöhlen, wie sie aus dem westlichen Österreich bekannt sind, fehlen. Auch die steilen, schroffen Wände, in denen die wellige Kuppenlandschaft zum Tal abfällt, stehen mit dieser unterirdischen Entwässerung in Zusammenhang. Die unterirdisch entwässerten Gebiete erreichen oft beachtliche Größe. Im Wiener Wald sind derartige Erscheinungen selten (z. B. Schwinden des Rohrbaches SW Merkenstein). Allgemein kennzeichnend ist jedoch das Vorkommen schwacher Hochquellen und starker Talquellen sowie das Auftreten sog. Speier bei Hochwasser (z. B. Lochbach bei Lunz am See). Zu diesen leicht verkarstenden Gesteinen zählen vor allem Gutensteiner und Reiflinger Kalk, Dachsteinkalk und Hauptdolomit. Demgegenüber bilden die tonigen Werfener Schiefer einen der wichtigsten Quellhorizonte (Höllentalquellen im Höllental, Stixensteinquelle, Kaiserbrunn-, Fuchspaß- [im Sierningbach] sowie die erst später einbezogenen Wasseralm- und Reistalquellen im Naßtal, die zur 1. Wiener Hochquellenwasserleitung zusammengefaßt sind). Die lokale Gipsführung der skythischen Sedimente hat durch dessen leichte Löslichkeit zu Auslaugungserscheinungen und damit zu Dolinen bzw. Gipstrichtern (= Gipskarst; G. GÖTZINGER) und ganzen, oft durch den künstlichen Abbau des Gipses erweiterten Höhlensystemen (z. B. Füllenberg zwischen Gaaden und Heiligenkreuz, Wagnerkogel in der Hinterbrühl bei Mödling mit der Seegrotte, Kohlerhöhle bei Erlaufboden p. p. etc.) und dem Auftreten von Mineralquellen geführt (z. B. bei Sulzbach; = Gips-Kochsalzquelle nach R. HOCK).

Weitere, lokal wichtige Quellhorizonte sind die ebenfalls mergelig entwickelten Partnach-Schichten, die Lunzer-, Kössener- und Gosau-Schichten, die meist auch landschaftlich als flache, oft versumpfte Wiesen hervortreten.

Eine viel geringere Rolle kommt den Jura- und (Unter-) Kreideschichten zu. Wichtig ist, daß den Kalkalpen, von Flußschotterkörpern, Bergsturzmassen und Schutthalden abgesehen, richtige Grundwasserkörper fehlen. Die im Bereich der einstigen Vereisung auftretenden Moränen (Gletscherwälle) sind im allgemeinen (besonders Grundmoränen) nur schlechte Grundwasserleiter, da sie zu stark verlehmt sind. Die Grundwassererschließung durch Brunnen ist daher in den Kalkalpen meist nur in jungen Schottern der Talböden möglich. Vereinzelte Gebiete sind daher trotz hoher Niederschlagsmengen und trotz der Tatsache, daß die Kalkalpen ein Quellwasserüberschußgebiet sind, ausgesprochene Wassermangelgebiete. Dies gilt vor allem für den Großteil der Almweiden, deren

Nutzung durch die Wasserarmut auf den Höhen erschwert wird. Dafür sind die (Tal-) Quellen umso ergiebiger. Gelegentlich treten richtige Sinterquellen auf, die zu richtigen Kalksinterabsätzen führen können (z. B. St. Anton a. d. Jessnitz, Neustift).

Die Härte des Wassers ist im allgemeinen groß.

Die *Grauwackenzone* zeigt hydrogeologisch durch die meist nur geringe Durchlässigkeit der Gesteine (Schiefer, halbmetamorphe Sandsteine etc.) eine Ähnlichkeit mit der *Flyschzone* bzw. Kristallingebieten mit schwachen, meist hochgelegenen Quellaustritten. Ergiebige Quellen bilden die Ausnahme.

Die Gesteine der *Zentralzone* verhalten sich in hydrogeologischer Hinsicht entsprechend ihrer wechselnden Zusammensetzung recht verschieden. Während die mesozoische — vorwiegend kalkig-dolomitisch entwickelte — Serie gute Wasserleiter umfaßt (mit starken Quellaustritten: z. B. Moosquelle bei Schottwien), die dank der tektonischen Beanspruchung besonders zu Karsterscheinungen neigen (z. B. der klippenartig hervortretende, aus mesozoischen Bänderkalken und Marmoren bestehende Eulenberg bei Kirchberg a. W., der 5 Höhlen enthält, von denen die Hermannshöhle mit ca. 1500 m Streckenlänge die größte Höhle Niederösterreichs ist; s. F. WALDNER), ist es in den hauptsächlich aus Gneisen und Glimmerschiefern bzw. Quarziten aufgebauten Gebieten (Wechsel, Bucklige Welt, Rosalien- und der Kern des Leithagebirges) mit dem Grundwasser und den Quellen ähnlich bestellt wie im Kristallingebiet der Böhmisches Masse. Der als Verwitterungsprodukt entstehende Lehm ist ebenfalls wasserundurchlässig, wodurch versumpfte Talgründe vorhanden sind (z. B. Schlattental) und manche Bäche nach kräftigen Niederschlägen Wildbachcharakter zeigen. Quellen treten meist schon nahe unterhalb der Bergrücken aus und sind von stark schwankender Ergiebigkeit. Talquellen mit größerer und gleichmäßigerer Schüttung sind nur bei entsprechend mächtigen Schuttschichten vorhanden. Das Wasser ist meist weich.

In den mesozoischen (und tertiären) Kalken des Leithagebirges und der Hainburger Berge treten richtige Karsterscheinungen in Form von Dolinen und Höhlen auf (z. B. Güntherhöhle bei Hundsheim).

## VI. Geologische Aussichtspunkte

**Leopoldsberg** (423 m): Überblick über die Ebene des südlichen Wiener Beckens und seine Umrahmung. Alpenabbruch im Westen mit kennzeichnenden Brandungsterrassen (z. B. Nußberg-, Richardshofterrasse), Kleine Karpaten mit Hundsheimer Bergen sowie Leithagebirge im Osten bzw. Südosten. Im Norden Durchbruchstal der Donau durch die Flyschzone sowie deren Fortsetzung im Bisambergzug nördlich der Donau (Blattverschiebung!), ferner Korneuburger Becken. Im Vordergrund südliches Wiener Stadtgebiet mit eiszeitlichen Donauterrassen.

**Pfaffenberg** (327 m) bei Deutsch-Altenburg: Ausblick auf die Ebene des Wiener Beckens (Westen und Norden) und die Kleinen Karpaten (Nordwesten) mit der *Porta hungarica* der Donau zwischen Braunsberg (mit Abrasionsfläche) und dem Thebener Kogel.

**Eichkogel** (366 m) bei Mödling: Ausblick nach Norden: Ostabfall der Alpen mit kalkalpinen Decken und Flysch mit Brandungsterrassen (Perchtoldsdorfer Heide etc.). Im Osten und Südosten südliches Wiener Becken mit Leithagebirge und Eisenstädter Pforte am Horizont. Im Süden Umgrenzung des Wiener Beckens durch kalkalpine Einheiten mit Einebnungsflächen (bei Bad Vöslau), Kalkmasse der Hohen Wand und der Zentralzone (Semmering und Wechsel, Bucklige Welt und Rosaliengebirge).

**Anninger** (647 m): Blick gegen Südwesten auf die gesamte Breite der Kalkalpen von den höher aufragenden Hochalpen (Schneeberg) bis zu den Hügelreihen der Flyschzone im Nordwesten.

**Reisalpe** (1398 m) SE Lilienfeld: Einer der schönsten Aussichtsgipfel der Kalkvoralpen. Gegen Norden Blick auf die Faltenzüge der Lunzer Decke mit (transgredierenden) Gosauschichten (von Lilienfeld). Weiter im Norden Flysch- und Molassezone sowie in der Ferne südlicher Teil der Böhmisches Masse aufragend. Im Süden Schichtköpfe der nächsthöheren kalkalpinen Decken (Unterberg- und Schneeberg-Decke).

**Otscher** (1893 m): Ausblick auf die Voralpen mit Lunzer und Frankenfelsers Decke im Norden sowie die Otscherdecke mit der Unterberg-Teildecke (mit dem Dürrenstein und Königsberg) im Westen, Gemeindealpe im Süden und auf den Tirolerkogel der Annaberg—Reisalpen-Decke im Osten sowie auf die Göllderdecke (mit Gippel und Göller) im Osten bzw. die Kräuterin im Südwesten.

**Große Kanzel auf der Hohen Wand** (1043 m): Blick nach Südwesten auf die Plateauberge der Hochalpen (Gahns und Schneeberg) sowie auf die Gosauschichten des Beckens von Grünbach, unter denen im Mittelgrund die Orbitoidenkalke als bewaldete Hügelreihe hervortreten.

**Schneeberg** (2075 m): Blick gegen Norden und Nordosten auf Voralpen (Otscherdecke: Dürre Wand, Mandling—Hoheck) und auf die Hallstätter Decke (Hohe Wand) mit dem vorgelagerten Gosabecken von Grünbach—Neue Welt.

**Sonnwendstein** (1523 m) südlich Schottwien (= tiefster Zug des Semmeringssystem): Im Süden kristalline Schiefer der Wechsellandschaft (Wechselserie). Im Norden Unterostalpin (Permotrias) mit den bewaldeten Hügelzügen der Pretuldecke und den Felswänden (Dolomite der Polleros-, Weinzettel- und Pfefferwand) der Adlitzschuppe (= Kampalpendecke), die dem sanften Rücken der Grauwackenzone vorgelagert sind. Hinter der Grauwackenzone Oberostalpin mit Hochalpen (Rax, Schneeberg, Gahns) und den Voralpen im Hintergrund.

**Tulbinger Kogel** (495 m) südlich Königstetten: Überblick über die bewaldeten Hügelzüge der Flyschzone im Nordosten, Osten und Süden sowie auf die Ebene der Molassezone (subalpine und ungefaltete) im Westen (Tullner Becken) mit dem Donaustrom mit Mäandern und dem Wagram.

**Michelberg** (407 m) im Rohrwald: Ausblick auf die Molassezone mit dem Manhartsberg im Westen, auf die Hügel und Kuppen der Waschberg-Zone samt Flyschschollen (z. B. Karnabrunner Kirchberg) im Norden. Flyschzone im Südosten samt dem Korneuburger Becken und der Wiener Pforte (Durchbruch der Donau).

**Petrusberg** (241 m) westlich Grund N Hollabrunn: Rundblick über die nördliche Molassezone mit den Leithakalkkuppen vom Buchberg bei Mailberg und vom Locatelliwald im Nordosten, den sehr markanten Juraklippen der Waschberg-Zone im Osten, den Schotterzügen des Hollabrunner Schotterkegels im Süden und der Böhmisches Masse im Westen.

Vitus (= Veits-) berg (414 m) bei Eggenburg: Überblick nach Osten auf die Ebene der Molassezone („außeralpines Wiener Becken“) mit Schotterzügen des Hollabrunner Schotterkegels. Im Vordergrund Granitkuppen (mit typischer Wollsackverwitterung) des Thayabatholiten. Im Südwesten (an klaren Tagen) die Alpen am Horizont sichtbar.

Wachau (Blick von Ruine Hinterhaus bei Spitz): Tektonisch z. T. präformiertes Durchbruchstal der Donau in der moldanubischen Zone, das den Dunkelsteinerwald vom Waldviertel abtrennt mit lößbedeckten Hängen und eiszeitlichen Donauterrassen mit Paläolithstationen (Willendorf etc.).

Franzosenstein (911 m) westlich Traunstein: Überblick nach Westen über die Granittrumpffläche des westlichen Waldviertels. Oberflächlich kennzeichnende Wollsackverwitterung des Granits mit Wackelstein.

## VII. Geologisches Schrifttum und Karten <sup>47)</sup>

### Allgemeine Darstellungen:

- GRILL, R. und H. KÜPPER (Herausgeber: 1954. Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien. 1 : 75.000 (Ausgabe 1952). 138 S., 15 Taf. — Wien (Geol. B.-A.).
- KOBER, L.: 1947. Wiener Landschaft. — Wiener geograph. Studien 15, 85 S., 1 Taf. — Wien (Touristik-Verlag).
- KOBER, L.: 1955. Bau und Entstehung der Alpen. 2. Aufl. VIII u. 379 S., 3 Taf. — Wien (F. Deuticke).
- KRAUS, E.: 1951. Die Baugeschichte der Alpen I. Vom Archaikum bis zum Ende der Kreide. XII u. 552 S., 16 Taf. — Berlin (Akademie-Verlag).
- KRAUS, E.: 1951. Die Baugeschichte der Alpen II. Neozoikum. VIII u. 489 S., 11 Taf. — Berlin (Akademie-Verlag).
- KÜHN, O. (unter Mitwirkung von F. BACHMAYER, H. FLÜGEL, F. KAHLER, A. KIESLINGER, E. LICHTENBERGER, K. METZ, A. PAPP, B. PLÖCHINGER, E. THENIUS und A. TOLLMANN): 1961. Österreich (Autriche). — Lexique stratigr. internat. I, Europe, Fasc. 8. Paris (im Druck).
- KÜPPER, H.: 1960. Erläuterungen zu einer tektonischen Übersichtsskizze des weiteren Wiener Raumes. — Mitt. Geol. Ges. 53, 1—33, 1. Taf. Wien.
- SCHAFFER, F. X. (und Mitarbeiter): 1951. Geologie von Österreich. 2. Aufl., XV u. 810 S., 5 Karten. — Wien (F. Deuticke).
- THENIUS, E.: 1955. Niederösterreich im Wandel der Zeiten. Grundzüge der Erd- und Lebensgeschichte von Niederösterreich. 124 S., 14 Taf., 1 Karte. — Wien (N.-O. Landesmuseum).
- VETTERS, H.: 1947. Erläuterungen zur Geologischen Karte von Österreich und seinen Nachbargebieten (eine stratigraphisch-petrographische Übersicht). X u. 342 S. — Wien (Geol. B.-A.).

### Böhmische Masse:

- BERGER, W.: 1951. Neue Pflanzenfunde aus dem Rotliegenden von Zöbing (Niederösterreich). — Anz. österr. Akad. Wiss. Jahrg. 1951, Nr. 11, S. 288—295. Wien.
- EXNER, CH.: 1953. Über geologische Aufnahmen beim Bau der Kamptalkraftwerke (südliche Böhmische Masse). — Jahrb. Geol. B.-A. 96, 217—252, 3 Taf. Wien.
- FLÜGEL, E.: 1960. Nichtmarine Muscheln aus dem Jungpaläozoikum von Zöbing (Niederösterreich). — Verh. Geol. B.-A., 78—82. Wien.
- MALECHA, A. und Z. ŠPINAR: 1960. Regelung der Terminologie und Charakteristik der mesozoischen und tertiären stratigraphischen Einheiten der südböhmischen Becken. — Konfer. s-böhm. Becken v. 19. 9. 1960. Prag.

<sup>47)</sup> Vor 1951 erschienene Publikationen nur ausnahmsweise berücksichtigt, da aus F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich, Wien 1951, zu entnehmen. Seither veröffentlichte Arbeiten nur soweit zitiert, als im Text berücksichtigt.

- NĚMEJC, F., B. PAČTOVÁ und Z. ŠPÍNAR: 1954. Bericht über die stratigraphischen und paläontologischen Untersuchungen des südböhmischen Tertiärbeckens. — Ber. geol. Unters. im Jahr 1953, 131—138. Prag.
- NĚMEJC, F.: 1959. Bedeutung der Fossilfunde auf der Nová řeka für die Stratigraphie des südböhmischen Beckens. — Ztschr. Min. u. Geol. 4, 160—163.
- ŠMEJKAL, V. und V. SATTRAN: 1961. Arbeitsergebnisse des geochronologischen Laboratoriums des ÚÚG in Prag (K-Ar-Methode). — Z. angew. Geol. 7, 253—255, Berlin.
- STILLE, H.: 1951. Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. — Geol. Jahrb., Beiheft 2, 138 S., 2 Taf. Hannover.
- VOHRZYKA, K.: 1958. Geologie und radiometrische Verhältnisse in den jungpaläozoischen Sedimenten von Zöbing (Niederösterreich). — Verh. Geol. B.-A., 182—187. Wien.
- WALDMANN, L.: 1951. Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. In: F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich. 2. Aufl., 10—104, 1 Karte. — Wien (F. Deuticke).
- WALDMANN, L.: 1958. Führer zu geologischen Exkursionen im Waldviertel. — Verh. Geol. B.-A., Sonderheft E, 26 S., 1 Taf. Wien.

#### Molassezone und inneralpines Tertiär:

- ABERER, F.: 1960. Das Miozän der westlichen Molassezone Österreichs mit besonderer Berücksichtigung der Untergrenze und seiner Gliederung. — Mitt. Geol. Ges. 52, 7—16. Wien.
- BERGER, W.: 1951. Der gegenwärtige Stand der Tertiärbotanik im Wiener Becken. — Neues Jahrb. Geol., Paläont., Mh., 344—350. Stuttgart.
- BERGER, W.: 1954. Flora und Klima im Jungtertiär des Wiener Beckens. — Ztschr. dtsh. geol. Ges. 105, 228—233. Hannover.
- BERGER, W.: 1955. Ein Fächerpalmenrest (*Sabal haeringiana* Ung.) aus dem miozänen Diatomeenschiefer von Limberg in Niederösterreich. — Anz. österr. Akad. d. Wiss., Jahrg. 1955, Nr. 11, 181—185. Wien.
- BERGER, W.: 1957. Pflanzenreste aus dem Mittelmiozän (*Helvet*) des Teiritzberges bei Stetten in Niederösterreich. — Annal. naturhistor. Mus. 61, 90—95. Wien.
- BACHMAYER, F. (Herausgeber): 1957. Erdöl in Österreich. 108 S. — Wien (Verlag Natur u. Technik).
- BOMES, C. A.: 1958. Über die Pedalion-Korallenfazies im Wiener Becken und Eisenstädter Becken. — Verh. Geol. B.-A., 38—44. Wien.
- BRAUNMÜLLER, E., S. PREY und A. RUTTNER: 1958. Exkursion Molasse — Flysch — Kalkalpen. — Tagg. Geol. Ges. Wien 1958, Exkursionsführer, 18 S., 2 Taf. Wien.
- BRIX, F.: 1960. Chemische und physikalische Hilfsmittel zur stratigraphischen Gliederung fossilärmer Schichten mit Beispielen aus der Molassezone bei Tulln. — Erdöl-Ztg. 76, 249—265. Wien.
- BUDAY, T. und I. CÍCHA: 1956. Neue Ansichten über die Stratigraphie des unteren und mittleren Miozäns des inneralpinen Wiener Beckens und des Waagtales. — Geol. Práce 43, 1—56. Bratislava.
- CÍCHA, I., J. TEJKAL und J. SENEŠ: 1960. Zur Frage des Helvets s. str. und zum sog. Oberhelvet im paratethyschen Gebiet. — Mitt. Geol. Ges. 52, 74—84. Wien.
- DLABAČ, M.: 1946. Geological results of drilling work in the Vyskovbasin, between Vyskov and Slavkov during the year 1943. — Sbornik Statn. geol. Ustavu českosl. Rep. 13, 23—39. Prag.
- FRIEDL, K.: 1957. Das Wiener Becken. — In: Erdöl in Österreich, 55—75. — Wien (Verlag Natur und Technik).
- FRIEDL, K.: 1960. Die Tektonik des Wiener Beckens. — Mitt. Geol. Ges. 52, 123—124. Wien.
- GRILL, R.: 1955. Über die Verbreitung des Badener Tegels im Wiener Becken. — Verh. Geol. B.-A., 113—120. Wien.
- GRILL, R.: 1957. Die stratigraphische Stellung des Hollenburg-Karlstettener Konglomerates (Niederösterreich). — Ibid., 113—119. Wien.
- GRILL, R.: 1958. Über den geologischen Aufbau des Außeralpiner Wiener Beckens. — Ibid., 44—54. Wien.
- GRILL, R.: 1960. Untergrenze und Gliederung des Miozäns im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. 52, 125—132. Wien.
- GRILL, R. und H. KÜPPER (unter Mitarbeit von G. GÖTZINGER, E. LICHTENBERGER und G. ROSENBERG): 1954. Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien, 1:75.000 (Ausg. 1952). 138 S., 15 Taf. — Wien (Geol. B.-A.).
- JANOSCHEK, R.: 1951. Das inneralpine Wiener Becken. — In: F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich, 2. Aufl., 525—693. — Wien (F. Deuticke).

- JANOSCHEK, R.: 1955. Das inneralpine Wiener Becken als Beispiel eines kleinen Sedimentationsraumes mit reicher Ölführung. — Erdöl-Ztg. 71, 75—82, 7 Beilagen. Wien.
- JANOSCHEK, R.: 1958. The inner-alpine Vienna basin. — In: *Habitat of Oil*. The Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1134—1152. — New York.
- JANOSCHEK, R.: 1959. Oil exploration in the Molasse basin of Western Austria. — Fifth World Petrol. Congr. I, Pap. 47, 1—9. New York.
- JANOSCHEK, R.: 1960. Überblick über den Aufbau der Neogengebiete Österreichs. — Mitt. Geol. Ges. 52, 149—158. Wien.
- KAPOUNEK, J., A. PAPP und K. TURNOVSKY: 1960. Grundzüge der Gliederung von Oligozän und älterem Miozän in Niederösterreich nördlich der Donau. — Verh. Geol. B.-A., 217—226. Wien.
- KOLLMANN, K.: 1958. Vorläufige Mitteilung über eine Ostracodenfauna aus der Inneralpinen Molasse von Rogatsboden. — Verh. Geol. B.-A., 31—38, Wien.
- KÜHN, O.: 1957. Eine inneralpine Eozänfauna aus Niederösterreich. — Anz. österr. Akad. d. Wiss., Jahrg. 1957, Nr. 5, 71—76. Wien.
- KÜPPER, H.: 1953. Uroberfläche und jüngste Tektonik im südlichen Wiener Becken. — Kober-Festschr., 376—386. Wien.
- KÜPPER, H.: 1954. Das inneralpine Wiener Becken südlich der Donau. — In: Erläut. z. geol. Karte d. Umgebung von Wien, 1 : 75.000 (Ausg. 1952). 123—132. Wien.
- KÜPPER, H.: 1957. Zur Kenntnis des Alpenabbruches zwischen nördlichem Wiener Becken und dem Ostrand der Rechnitzer Schieferinsel. — In: Erläut. z. geol. Karte v. Mattersburg—Deutsch-Kreutz, 59—67. Wien.
- MILLES, R. und A. PAPP: 1957. Über das Vorkommen sarmatischer Schichten im außeralpinen Wiener Becken. — Verh. Geol. B.-A., 130—136. Wien.
- ÖMV-Bericht: 1959. Aufschlußarbeiten der ÖMV-AG. — Erdöl-Ztg. 75, 441—442. Wien.
- ÖMV-Bericht: 1960. Erfolgreiche Aufschlußarbeiten der ÖMV-AG. — Ibid. 76, S. 210. Wien.
- ÖMV-Bericht: 1960. ÖMV-Ölfund in Aderklaa. — Ibid. 76, S. 411. Wien.
- ÖMV-Bericht: 1961. Aufschlußarbeiten der ÖMV-AG. — Ibid. 77, S. 22. Wien.
- PAPP, A.: 1951. Das Pannon des Wiener Beckens. — Mitt. Geol. Ges. 39—41, 99—193. Wien.
- PAPP, A.: 1952. Zur Kenntnis des Jungtertiärs in der Umgebung von Krems an der Donau (Niederösterreich). — Verh. Geol. B.-A., 122—126. Wien.
- PAPP, A.: 1953. Die Molluskenfauna des Pannon im Wiener Becken. — Ibid. 44, 85—222, 25 Taf. Wien.
- PAPP, A.: 1954. Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener Beckens. — Ibid. 45, 1—112, 20 Taf. Wien.
- PAPP, A.: 1955. Bemerkungen über Vorkommen und Variabilität der Bivalvengattung *Onco-phora*. — Verh. Geol. B.-A., 120—133. Wien.
- PAPP, A.: 1956. Fazies und Gliederung des Sarmats im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. 47, 35—98. Wien.
- PAPP, A.: 1958. Probleme der Grenzziehung zwischen der helvetischen und tortonischen Stufe im Wiener Becken. — Ibid. 49, 235—256. Wien.
- PAPP, A.: 1958. Vorkommen und Verbreitung des Obereozäns in Österreich. — Ibid. 50, 251—270, 2 Taf. Wien.
- PAPP, A.: 1960. Die biostratigraphischen Grundlagen der Gliederung des Neogens in Österreich. — Ibid. 52, 177—180. Wien.
- PAPP, A. und E. THENIUS: 1949. Über die Grundlagen der Gliederung des Jungtertiärs und Quartärs in Niederösterreich. — Sitzber. österr. Akad. d. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. I, 158, 763—787. Wien.
- PAPP, A. und K. TURNOVSKY: 1953. Die Entwicklung der Uvigerinen im Vindobon (Helvet und Torton) des Wiener Beckens. — Jahrb. Geol. B.-A. 96, 117—142, 1 Taf. Wien.
- PREY, S.: 1957. Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (Niederösterreich). — Ibid. 100, 299—358, 1 Taf. Wien.
- PREY, S.: 1958. Tertiär im Nordteil der Alpen und im Alpenvorland Österreichs. — Ztschr. Dtsch. Geol. Ges. 109, 624—637. Hannover.
- RICHTER, M.: 1950. Die Molassefenster in der Flyschzone von Niederösterreich. — Neues Jahrb. Geol., Paläont., 31—46, 2 Beilagen. Stuttgart.
- SCHAFFER, F. X. und R. GRILL: 1951. Die Molassezone. — In: F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich. 2. Aufl., 694—760. Wien (F. Deuticke).
- SCHIPPEK, F.: 1959. Die Erdgasfelder der Österreichischen Mineralölverwaltung. — Atti Conv. Milano Giac. gassif. Europa occident. 1, 283—332. Roma.
- SIEBER, R.: 1953. Die Fauna des Schlierbasisschuttes des Steinberggebietes von Zistersdorf (Niederösterreich). — Verh. Geol. B.-A., 202—208. Wien.

- SIEBER, R.: 1955. Systematische Übersicht der jungtertiären Bivalven des Wiener Beckens. — *Annal. naturhist. Mus.* 60, 169—201, Wien.
- SIEBER, R.: 1958. Systematische Übersicht der jungtertiären Gastropoden des Wiener Beckens. — *Ibid.* 62, 123—192, Wien.
- SIEBER, R.: 1959. Systematische Übersicht der jungtertiären Amphineura, Scaphopoda und Cephalopoda des Wiener Beckens. — *Ibid.* 63, 274—278, Wien.
- STINI, J.: 1953. Zur Kenntnis der Herkunft der Badener Heilquellen. — In: *Kober-Festschr.*, 315—322, Wien.
- STOWASSER, H.: 1958. Einige Bausteine zur Tektogenese des Wiener Beckens. — *Erdöl-Ztg.* 74, 395—400, Wien.
- THENIUS, E.: 1960. Wirbeltierfunde aus der paläogenen Molasse Österreichs und ihre stratigraphische Bedeutung. — *Verh. Geol. B.-A.*, 81—88, Wien.
- TOLLMANN, A.: 1957. Die Mikrofauna des Burdigal von Eggenburg (Niederösterreich). — *Sitzber. österr. Akad. d. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. I*, 166, 165—213, Wien.
- VEIT, E.: 1953. Molasse und alpin-karpatischer Überschiebungsrand in Niederösterreich und Südmähren. — *Neues Jahrb. Geol., Paläont., Abh.* 97, 149—188, Stuttgart.
- WEINHANDL, R.: 1957. Stratigraphische Ergebnisse im mittleren Miozän des außeralpinen Wiener Beckens. — *Verh. Geol. B.-A.*, 120—130, Wien.
- WIESENER, H.: 1952. Die Verteilung der Schwerminerale im nördlichen inneralpinen Wiener Becken und ihre geologische Deutung. — *Verh. Geol. B.-A.*, 207—222, Wien 1952.
- WIESENER, H.: 1959. Das Wiener Becken als Erdölprovinz. — *Erdöl & Kohle* 12, 533—537, Hamburg.
- WIESENER, H.: 1960. Ergebnisse sedimentologischer und sedimentpetrographischer Untersuchungen im Neogen Österreichs. — *Mitt. Geol. Ges.* 52, 213—223, Wien.
- WIESENER, H. und I. MAURER: 1960. Ursachen der räumlichen und zeitlichen Änderung des Mineralbestandes der Sedimente des Wiener Beckens. — *Ecol. geol. Helv.* 51, 1155—1172, 1 Taf., Basel.
- WINKLER-HERMADEN, A.: 1951. Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. — In: F. X. SCHAFER: *Geologie von Österreich*, 2. Aufl., 414—524, Wien (F. Deuticke).
- WOLETZ, G.: 1955. Die Bedeutung der Schwermineralanalyse für die Stratigraphie und ihre Anwendung in Österreich. — *Erdöl-Ztg.* 71, 53—55, Wien.
- WOLETZ, G.: 1958. Die Schwermineralanalysen als Hilfsmittel für Prospektion und Stratigraphie. — *Verh. Geol. B.-A.*, 172—182, Wien.

#### Waschberg-Zone:

- BACHMAYER, F.: 1958. Das Mesozoikum der niederösterreichischen Klippen. — *Ztschr. dtsh. geol. Ges.* 109, 659—660, Hannover.
- BACHMAYER, F.: 1958. Bericht über Aufsammlungsergebnisse im Jahre 1957: Die Haidhofschichten im Raum von Ernstbrunn und Asparn a. d. Zaya auf Kartenblatt Mistelbach (24). — *Verh. Geol. B.-A.*, 293—295, Wien.
- BACHMAYER, F.: 1960. Bericht über Aufsammlungs- und Kartierungsergebnisse. Die Bruderndorfer Schichten (Danien) der Waschbergzone auf den Blättern Stockerau (40) und Mistelbach (24). — *Ibid.*, A 118—A 119, Wien.
- BACHMAYER, F. und GRILL, R.: 1958. Exkursion Waschbergzone (äußere Klippenzone). — *Tagung Geol. Ges. Wien 1958, Exkursionsführer*, 8 S., 1 Karte, Wien.
- GLAESSNER, M. F.: 1931. Geologische Studien in der äußeren Klippenzone. — *Jahrb. Geol. B.-A.* 81, 1—23, Wien.
- GOHRBANDT, K.: 1959. Die Foraminiferenfauna des Obereozäns der Reingruberhöhe bei Bruderndorf, Bez. Korneuburg (N.-Ö.). — *Dissert. Phil. Fakult. Univ. Wien Nr. 20.081*, 111 S., 11 Taf., Wien.
- GRILL, R.: 1953. Der Flysch, die Waschbergzone und das Jungtertiär um Ernstbrunn (Niederösterreich). — *Jahrb. Geol. B.-A.* 96, 65—116, 2 Taf., Wien.
- HOLZER, H. und KÜPPER, K.: 1953. Geologische Beobachtungen am Hollingstein (Waschbergzug). — *Verh. Geol. B.-A.*, 146—150, Wien.
- JANOSCHEK, R.: 1959. Oil exploration in the Molasse basin of Western Austria. — *Fifth World Petrol. Congr. I*, Pap. 47, New York.
- KÜHN, O.: 1960. Neue Untersuchungen über die dänische Stufe in Österreich. — *Rept. Twenty-First sess., Internat. geol. Congr., Norden 1960, Pt. V*, 161—169, Kopenhagen.
- KÜHN, O.: 1960. Die Bruderndorfer Schichten nördlich Wien. — *Anz. österr. Akad. der Wiss., Jahrg. 1960, Nr. 3*, 49—52, Wien.

- KÜHN, O. und Mitarb.: 1930. Das Danien der äußeren Klippenzone bei Wien. — Geol. paläont. Abh., n. F. 17, 493—576, 2 Taf., Jena.
- PAPP, A.: 1961. Die Fauna der Michelstettener Schichten in der Waschbergzone (Niederösterreich). — Mitt. Geol. Ges. 53, 209—248, Wien.
- SIEBER, R.: 1953. Eozäne und oligozäne Makrofaunen Österreichs. — Sitzber. d. österr. Akad. d. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. I, 162, 359—376, Wien.

#### Flyschzone, Buntmergelserie und Klippenzonen:

- ABERER, F.: 1951. Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der Randzonen der nördlichen Kalkalpen zwischen Neustift und Konradshausen. — Mitt. Geol. Ges. 39—41, 1—73, 3 Taf., Wien.
- ANDRUSOV, D.: 1960. Neues in der Deutung des Baues der inneren Klippenzone der Karpaten. — Abh. dtsh. Akad. Wiss., Kl. III, H. 1, 59—61, Berlin.
- BRINKMANN, R., K. GUNDLACHER, H. LÖGTERS und W. RICHTER: 1937. Mesozoische Epirogenese und Palaeogeographie in den österreichischen Nordalpen. — Geol. Rundschau 28, 438—447, Stuttgart.
- BRIX, F.: 1961. Beiträge zur Stratigraphie des Wienerwaldflysches auf Grund von Nannofossilien. — Erdöl-Ztg. 77, 89—100, Wien.
- FRIEDL, K.: 1931. Zur Tektonik der Flyschzone des östlichen Wienerwaldes. — Ibid. 23, 128—141, 2 Taf., Wien.
- GÖTZINGER, G.: 1944. Abriss der Tektonik des Wienerwaldflysches. — Ber. R.-Amt. f. Bodenforschung, H. 5/8, 73—80, Wien.
- GÖTZINGER, G.: 1951. Neue Funde von Fossilien und Lebensspuren und die zonare Gliederung des Wienerwaldflysches. — Jahrb. Geol. B.-A., 94, 223—272, 9 Taf., Wien.
- GÖTZINGER, G.: 1954. Die Flyschzone. — In: Erläut. z. geol. Karte d. Umgebung v. Wien, 1:75.000 (Ausgabe 1952), 43—93, Wien.
- GÖTZINGER, G. und EXNER, Ch.: 1953. Kristallingerölle und -scherlinge des Wienerwaldflysches und der Molasse südlich der Donau. — Kober-Festschr., 81—106, Wien.
- JANOSCHEK, R., KÜPPER, H. und ZIRKL, J.E.: Beiträge zur Geologie des Klippenbereiches bei Wien. — Mitt. Geol. Ges. 47, 235—308, 7 Taf., Wien.
- KSIAZKIEWICZ, M.: 1956. Geology of the Northern Carpathians. — Geolog. Rundschau 45, 369—411, Stuttgart.
- KUENEN, P. H.: 1950. Marine Geology. — New York (Wiley & sons).
- KUENEN, P. H. und CAROZZI, A.: Turbidity currents and sliding in geosynclinal basis of the Alps. — J. Geol. 61, 363—373, 2 Taf., Chicago.
- KÜPPER, I.: 1961. Alttertiäre Foraminiferenfaunen in Flyschgesteinen aus dem Untergrund des nördlichen Inneralpinen Wiener Becken (Österreich). — Jahrb. Geol. B.-A., 104, 239—271, Wien.
- MATEJKA, A. und LESKO, B.: 1953. Der Flysch und die innere Klippenzone in der Ostslowakei zwischen Hanusovice und Humenere. — Geol. Sbornik 4, 160—162, Bratislava.
- NOTH, R.: 1951. Foraminiferen aus Unter- und Ober-Kreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. — Jahrb. Geol. B.-A., Sonder-Bd. 3, 91 S., 9 Taf., Wien.
- NOTH, R.: 1954. Oberkreide im Klippenraum und Eozän (im Flysch). — In: Erläut. geol. Karte d. Umgebung v. Wien, 1:75.000 (Ausgabe 1952), 55—56, Wien.
- NOTH, R. und WOLETZ, G.: 1954. Zur Altersfrage der Kaumberger Schichten. — Verh. Geol. B.-A., 143—151, Wien.
- PAPP, A.: 1956. Orbitoiden aus dem Oberkreideflysch des Wienerwaldes. — Ibid., 133—143, Wien.
- PREY, S.: 1953. Streiflichter zum Problem der „Scherlinge“ in der Flyschzone. — Ibid., 138—145, Wien.
- PREY, S.: 1960. Gedanken über Flysch und Klippenzonen in Österreich anlässlich einer Exkursion in die polnischen Karpaten. — Ibid., 197—214, Wien.
- RUTTNER, A.: 1960. Das Flyschfenster von Brettl am Nordrand der niederösterreichischen Kalkalpen. — Ibid., 227—236, Wien.
- SEILACHER, A.: 1959. Zur ökologischen Charakteristik von Flysch und Molasse. — Eclogae geol. Helv. 51, 1062—1078, Basel.
- SPENGLER, E.: 1951. Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone. — In F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich, 2. Aufl., 302—413, Wien.
- STILLE, H.: 1953. Der geotektonische Werdegang der Karpaten. — Geol. Jahrb., Beih. 8, 239 S., 1 Taf., Hannover.

- STRADNER, H.: 1961. Vorkommen von Nannofossilien im Mesozoikum und Alttertiär. — Erdöl-Ztg. 77, 77—88, Wien.
- TAUBER, A. F.: 1940. Neue Fossilfunde im Klippenhüllflysch bei Wien. — Mitt. R.-Stelle f. Bodenforschung, Zweigst. Wien, n. F. 1, 145—154, Wien.
- TRAUTH, F.: 1929. Geologie der Klippenregion von Ober-St. Veit und des Lainzer Tiergartens. — Mitt. Geol. Ges. 21, 35—132, 3 Taf., Wien.
- TRAUTH, F.: 1950. Die fasziielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. — Verh. Geol. B.-A., 145—218, Wien.
- WIESENER, H. und ZIRKL, E. J.: 1956. Ein Diabas im Untergrund des Wiener Beckens. — Ibid., 177—180, Wien.
- WOLETZ, G.: Schwermineralanalysen von klastischen Gesteinen aus dem Bereich des Wienerwaldes. — Jahrb. Geol. B.-A. 94, 167—194, 1 Taf., Wien.
- WOLETZ, G.: 1954. Schwermineralanalysen von Gesteinen aus Helvetikum, Flysch und Gosau. — Verh. Geol. B.-A., 151—152, Wien.
- WOLETZ, G.: 1955. Mineralogische Unterscheidung von Flysch- und Gosausedimenten im Raume von Windischgarsten. — Ibid., 267—273, Wien.
- Nördliche Kalkalpen:**
- AMPFERER, O.: 1918. Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. — Denkschr. Akad. d. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. 96, 1—56, Wien.
- BRAUMÜLLER, E., PREY, S. und RUTTNER, A.: 1958. Exkursion Molasse-Flysch-Kalkalpen. — Tagung Geol. Ges. Wien 1958, Exkursionsführer, 18 S., 2 Taf., Wien.
- CORNELIUS, H. P.: 1940. Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. — Ztschr. dtsh. geol. Ges. 92, 271—310, Berlin.
- CORNELIUS, H. P.: 1951. Die Geologie des Schneeberggebietes. — Jahrb. Geol. B.-A., Sonderband 2, 111 S., 1 Karte, Wien.
- HERTWECK, G.: 1960. Die Geologie der Ötscherdecke im Gebiet der Triesting und der Piesting und die Frage der alpin-karpatischen Abbiegung in den niederösterreichischen Kalkalpen. — Dissert. Phil. Fakult. Univ. Wien Nr. 20.199, 110 S., 3 Taf., 1 Karte, Wien.
- HOEMANN, E.: 1954. Die Lunzer Flora (Ober-Trias). Zusammenstellung von ausgesuchten Stücken aus den Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien. — 9 S. (vervielf. Manusk.), Wien.
- LEUCHS, K.: 1948. Orogenese im Kalkalpengebiet in Trias-, Jura- und Unterkreidezeit. — Sitzber. österr. Akad. d. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., I, 157, 39—53, Wien.
- KOBER, L.: 1912. Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. — Denkschr. d. K. Akad. d. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. 88, 345—396, 2 Taf., Wien.
- KOCKEL, C. W.: 1956. Der Umbau der östlichen Kalkalpen und seine Schwierigkeiten. — Verh. Geol. B.-A., 205—214, Wien.
- KRAUS, E.: 1956. Neue Überlegungen zum Bau der Alpen. — Mitt. Geol. Ges. 47, 141—158, Wien.
- KRISTAN, E.: 1956. Neues vom Puchberger Becken, Ödenhoffenster und Semmering-Mesozoikum. — Mitt. Ges. Geol. Bergbau-Stud. 4, 43—46, Wien.
- KRISTAN, E.: 1957. Ophthalmitidae und Tetrataxinae (Foraminifera) aus dem Rhät der Hohen Wand in Niederösterreich. — Jahrb. Geol. B.-A. 100, 269—297, 6 Taf., Wien.
- KRISTAN, E.: 1958. Geologie der Hohen Wand und des Miesenbachtals (Niederösterreich). — Ibid. 101, 249—291, 2 Taf., Wien.
- KÜHN, O.: 1947. Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. — Sitzber. d. österr. Akad. d. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. I, 156, 181—200, Wien.
- KÜPPER, H.: 1951. Exkursion in das südliche Wiener Becken und Randgebiete. — Verh. Geol. B.-A., Sonderheft A, 21—25, Wien.
- KÜPPER, H.: 1956. Zur Diskussion über die Decken-Tektonik der nördlichen Kalkalpen. — Verh. Geol. B.-A., 227—229, Wien.
- KÜPPER, H., PAPP, A. und ZIRKL, E. J.: 1950. Zur Kenntnis des Alpenabbruches am Westrand des Wiener Beckens. — Jahrb. Geol. B.-A. 94, 41—92, Wien.
- KÜPPER, H., ROSENBERG, G. und LICHTENBERGER, E.: 1954. Die Kalkalpen. — In: Erläut. z. geol. Karte d. Umgebung v. Wien, 1 : 75.000 (Ausgabe 1952), 10—43, Wien.
- OBERHAUSER, R.: 1956. Bericht über mikropaläontologische Untersuchungen im Herbst 1955. — Verh. Geol. B.-A., 118—119, Wien.
- PAPP, A.: 1955. Orbitoiden aus der Oberkreide der Ostalpen (Gosauschichten). — Sitzber. d. österr. Akad. d. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. I, 164, 303—315, 3 Taf., Wien.
- PLÖCHINGER, B.: 1956. Bericht 1955 über Aufnahmen auf Blatt Wiener Neustadt (76). — Verh. Geol. B.-A., 72—76, Wien.

- PLÖCHINGER, B.: 1957. Zur Geologie der Umgebung von Hirtenberg/Triesting. — *Ibid.*, 239—243, Wien.
- PLÖCHINGER, B.: 1958. Bericht 1957 über Aufnahmen auf den Blättern Puchberg/Schneeberg (75) und Neunkirchen (105). — *Ibid.* 243—246, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (mit Beiträgen v. R. OBERHAUSER, R. PRODINGER u. R. WEINHANDL): 1958. Der Haupttrandbruch des Wiener Beckens im Raume Perchtoldsdorf—Kalksburg. — *Verh. Geol. B.-A.*, 61—71, Wien.
- PLÖCHINGER, B.: 1960. Der Kalkalpenrand bei Alland im Schwedhatal. — *Ibid.*, 56—71, Wien.
- PLÖCHINGER, B.: 1960. Bericht 1959 über Aufnahmen auf den Blättern Neulengbach (57) und Baden (58). — *Ibid.*, A 61, Wien.
- PLÖCHINGER, B.: 1960. Bericht 1959 über Aufnahmen auf Blatt Puchberg/Schneeberg (75). — *Ibid.*, A 62—A 63, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (mit Beiträgen von G. BARDOSSY, R. OBERHAUSER u. A. PAPP): 1961. Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (NÖ.). — *Jahrb. Geol. B.-A.* 104, 359—441, Wien.
- PLÖCHINGER, B. und TOLLMANN, A.: 1958. Kalkalpen südlich Wien und Semmeringgebiet. — *Tagung Geol. Ges. Wien 1958, Exkursionsführer*, 11 S., 3 Taf., Wien.
- PODBRANY, I.: 1951. Die Gosauschichten der Ostalpen. Beiträge zur Geschichte der geologischen Erforschung Österreichs III. — *Dissert. Phil. Fakult. Univ. Wien*, Nr. 18.141, 296 S., Wien.
- POKORNY, G.: 1959. Die Actaeonellen der Gosauformation. — *Sitzber. d. österr. Akad. d. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. I*, 168, 945—978, 2 Taf., Wien.
- ROSENBERG, G.: 1953. Zur Kenntnis der Kreidebildungen des Allgäu-Ternberg-Frankenfeser Deckensystems. — *Kober-Festschr.*, 207—227, Wien.
- ROSENBERG, G.: 1956. Berichte aus den Nördlichen und Südlichen Kalkalpen. — *Verh. Geol. B.-A.*, 165—176, Wien.
- ROSENBERG, G.: 1959. Geleitwort zu den Tabellen der Nord- und Südalpinen Trias der Ostalpen. — *Jahrb. Geol. B.-A.*, 102, 477—479, 3 Taf., Wien.
- ROSENBERG, G.: 1960. Grundsätzliches zur Frage des Deckenbaues in den Weyerer Bögen. — *Verh. Geol. B.-A.*, 95—102, Wien.
- RUTTNER, A.: 1948. Querfaltung im Gebiet des oberen Ybbs- und Erlauftales (Niederösterreich. Kalkalpen). — *Jahrb. Geol. B.-A.* 93, 99—128, 1 Taf., Wien.
- RUTTNER, A.: 1952. Aufnahmen auf Blatt Gaming-Mariazell (4854) und verschiedene lagerstättenkundliche Arbeiten (Bericht 1951). — *Verh. Geol. B.-A.*, 37—40, Wien.
- RUTTNER, A.: 1958. Bericht über geologische Aufnahmen auf den Blättern Ybbsitz (71) und Mariazell (72). — *Ibid.*, 248—251, Wien.
- SOLOMONICA, P.: 1935. Zur Geologie der sog. Kieselkalkzone am Kalkalpenrande bei Wien und der angrenzenden Gebiete. — *Mitt. Geol. Ges.* 27, 1—119, 1 Karte, Wien.
- SPENGLER, E.: 1951. Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone. — In: F. X. SCHAFFER: *Geologie von Österreich*, 2. Aufl., 302—413, Wien.
- SPENGLER, E.: 1957. Bemerkungen zu A. THURNER: Die Puchberg- und Mariazeller Linie und zur tektonischen Übersichtskarte von Niederösterreich von P. BECK-MANNAGETTA. — *Verh. Geol. B.-A.*, 258—266, Wien.
- SPENGLER, E.: 1957. Zur Frage des Deckenbaues der Nördlichen Kalkalpen. — *Ibid.*, 201—212, Wien.
- SPENGLER, E.: 1953—1959. Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. — *Jahrb. Geol. B.-A.* 96, 1—64, 99, 1—74 u. 102, 193—312, 4 Taf., Wien.
- SPITZ, A.: 1910. Der Höllensteinzug. — *Mitt. Geol. Ges.* 3, 351—433, Wien.
- STEINHAUSEN, W.: 1959. Die Geologie der Ötscher Decke zwischen Unterberg und Furth (Niederösterreich). — *Mitt. Ges. Geol. Bergbau-Stud.* 10, 95—116, Wien.
- TIEDT, L.: 1958. Die Nerineen der österreichischen Gosauschichten. — *Sitzber. d. österr. Akad. d. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. I*, 167, 483—517, Wien.
- TRAUTH, F.: 1937. Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. — *Mitt. Geol. Ges.* 29, 473—573, Wien.
- TRAUTH, F.: 1954. Zur Geologie des Voralpengebietes zwischen Waidhofen a. d. Ybbs und Steinmühl östlich von Waidhofen. — *Verh. Geol. B.-A.*, 89—142, 1 Karte, Wien.
- ZAPFE, H.: 1957. Dachsteinkalk und „Dachsteinmuscheln“. — *Natur u. Volk* 87, 87—94, Frankfurt/Main.
- ZAPFE, H.: 1959. Faziesfragen des nordalpinen Mesozoikums. — *Verh. Geol. B.-A.*, 122—128, Wien.

## Grauwackenzone:

- CORNELIUS, H. P.: 1950. Zur Paläogeographie und Tektonik des alpinen Paläozoikums. — Sitzber. d. österr. Akad. d. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. I, 159, 281—290, Wien.
- CORNELIUS, H. P.: 1951. Bemerkungen zur Geologie der Riebeckitgneise in der Grauwackenzone des Semmeringgebietes. — Tscherm. miner.-petrogr. Mitt. (3) 2, 24—26, Wien.
- CORNELIUS, H. P.: 1952. Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpenstrand bis zum Aflenser Becken. — Mitt. Geol. Ges. 42/43, 1—234, 4 Taf., Wien.
- HAMPL, F.: 1953. Urzeitlicher Kupfererzbergbau im südöstlichen Niederösterreich. — Archaeol. Austriaca 13, 46—72, Wien.
- HAMPL, F.: 1956. Ausgrabung einer frühhallstattischen Bergbausiedlung in Priggwitz. — Kulturber. a. Niederösterreich, Jahrg. 1956, Folge 9, S. 70, Wien.
- METZ, K.: 1953. Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. — Mitt. Geol. Ges. 44, 1—84, 1 Taf., Wien.
- SCHWINNER, R.: 1951. Die Zentralzone der Ostalpen. — In: F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich, 2. Aufl., 105—232, Wien (F. Deuticke).
- WIESENER, H.: 1961. Über die Gesteinsbezeichnung Grauwacke. — Tscherm. miner.-petrogr. Mitt. (3), 7, 451—454, Wien.
- ZEMANN, J.: 1951. Zur Kenntnis der Riebeckitgneise des Ostendes der nordalpinen Grauwackenzone. — Tscherm. miner.-petrogr. Mitt. (3) 2, 1—23, Wien.

## Zentralzone:

- ANDRUSOV, D.: 1958. Geologie der tschechoslowakischen Karpaten I. — 303 S., 33 Taf., (slow. m. dtsh. Res.), Bratislava (Verlag slowak. Akad. Wiss.).
- ANDRUSOV, D.: 1959. Geologie der tschechoslowakischen Karpaten II. — 375 S. (tsched.). Prag.
- BECK, H. und VETTERS, H.: 1904. Zur Geologie der Kleinen Karpaten. — Beitr. Geol. Paläont. Österr.-Ung. 16, 1—106, 2 Taf., 1 Karte, Wien.
- BECK-MANNAGETTA, P.: 1960. Bemerkungen zu A. TOLLMANN's tektonischer Synthese der Ostalpen. — Geol. Rundschau 50, 517—524, Stuttgart.
- CLAR, E.: 1953. Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau. — Verh. Geol. B.-A., 93—104, Wien.
- ERICH, A.: 1945. Neue Untersuchungen in der Grauwackenzone von Bernstein im Burgenland. — Ibid., 66—70, Wien.
- ERICH, A.: 1961. Die Grauwackenzone von Bernstein (Burgenland, Niederösterreich). — Mitt. Geol. Ges. 53, 53—115, Wien.
- EXNER, CH.: 1951. Der rezente Sial-Tiefenwulst unter den östlichen Hohen Tauern. — Mitt. Geol. Ges. 39—41, 75—84, Wien.
- EXNER, CH.: 1958. Beobachtungen (1957) im Kristallin der Buckligen Welt und des Hochwechsels (Kartenblätter 105 u. 106). — Verh. Geol. Ges., 206—208, Wien.
- FLÜGEL, H.: 1960. Die tektonische Stellung des „Altkristallins“ östlich der Hohen Tauern. — N. Jahrb. Geol. Paläont., Mh., 202—220, Stuttgart.
- FRASL, G.: 1957. Der heutige Stand der Zentralgneisforschung in den Ostalpen. — Joanneum, miner. Mitt. Bl. 2, 41—63, Graz.
- FUCHS, G.: 1960. Bericht 1959 über geologische Aufnahmen des kristallinen Untergrundes im Raume Sauerbrunn-Forchtenau (Burgenland). — Verh. Geol. B.-A., A 30—A 32, Wien.
- KRISTAN, E. und TOLLMANN, A.: 1957. Zur Geologie des Semmering-Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergbau-Stud. 8, 75—90, Wien.
- KÜMEL, F.: 1935. Die Siegggrabener Deckscholle im Rosaliengebirge (N.-Ö. u. Burgenland). — Miner.-petrogr. Mitt. 47, 141—184, Leipzig.
- LECHNER, K.: 1957. Kristallines Grundgebirge. — In: Erläut. z. geol. Karte Mattersburg-Deutschkreutz, 1:50.000, 9—26, 1 Taf., Wien.
- MAHEL, M.: 1957. Stratigraphische Probleme in der Hüllenserie der Kleinen Karpaten. — Geol. Práce 15, 5—17, Prag.
- MOHR, H.: 1910. Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel. — Mitt. Geol. Ges. 3, 104—213, 4 Taf., 1 Karte, Wien.
- MOHR, H.: 1912. Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen. — Denkschr. d. K. Akad. d. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. I, 88, 633—652, Wien.
- PAHR, A.: 1955. Untersuchungen über den Bau und die tektonische Stellung der Rechnitzer Schieferinsel (Burgenland). — Dissert. Phil. Fakult. Univ. Wien, Nr. 19.296, 103 S., 3 Beilag., Wien.

- PAHR, A.: 1960. Ein Beitrag zur Geologie des nordöstlichen Sporns der Zentralalpen. — Verh. Geol. B.-A., 274—283, Wien.
- PREY, S.: 1946. Zur Geologie der Nordwestabdachung des Leithagebirges zwischen Hof und Kaisersteinbruch. — *Ibid.*, 72—80, Wien.
- SCHMIDT, W. J.: 1952. Geologie des neuen Semmeringtunnels. — Denkschr. d. österr. Akad. d. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. 109, 2. Abh., 59 S., 8 Taf., 4 Karten, Wien.
- SCHMIDT, W. J.: 1955. Bericht über die Untersuchungen des Lagerungsverhältnisses zwischen der Schieferinsel von Meltern und dem umgebenden Kristallin. — Anz. österr. Akad. Wiss., Jahrg. 1955, 231—233, Wien.
- SCHMIDT, W. J.: 1956. Die Schieferinseln am Ostrand der Zentralalpen. — Mitt. Geol. Ges. 47, 360—365, Wien.
- STAUB, R.: 1958. Klippendecke und Zentralalpenbau. Beziehungen und Probleme. — Beitr. Geol. Karte Schweiz, n. F. 103, XXVIII + 188 S., Bern.
- TOLLMANN, A.: 1958. Semmering und Radstädter Tauern. Ein Vergleich in Schichtfolge und Bau. — Mitt. Geol. Ges. 50, 325—354, Wien.
- TOLLMANN, A.: 1959. Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpiner Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergbau-Stud. 10, 1—62, 1 Taf., Wien.
- TOLLMANN, A.: 1960. Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen auf Grund fazieller und tektonischer Untersuchungen. — Geol. Rundschau 50, 506—514, Stuttgart.
- VENDEL, M.: 1960. Über die Beziehungen des Kristallinuntergrundes Transdanubiens und der Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. 51, 281—294, Wien.
- WALDMANN, L.: 1930. Zur Geologie des Rosaliengebirges. — Anz. d. österr. Akad. d. Wiss., Jahrg. 1930, Nr. 17, 182—183, Wien.
- WIESENER, H.: 1932. Studien über die Metamorphose im Altkristallin d. Alpenostrandes. I. — Miner.-petrogr. Mitt., n. F. 42, 136—181, Leipzig.
- WIESENER, H.: 1937. Ergänzungen zu den Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpenostrandes. — *Ibid.*, 317—324, Leipzig.
- Quartär:
- BRANDTNER, F.: 1954. Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Niederösterreich. — Eiszeitalter u. Gegenwart 4/5, 49—82, Öhringen.
- BRANDTNER, F.: 1956. Lößstratigraphie und paläolithische Kulturabfolge in Niederösterreich und in den angrenzenden Gebieten. — *Ibid.* 7, 127—175, Öhringen.
- FINK, J.: 1955. Das Marchfeld. — Verh. Geol. B.-A., Sonderheft D, 88—116, Wien.
- FINK, J.: 1956. Zur Korrelation der Terrassen und Lössen in Österreich. — Eiszeitalter und Gegenwart 7, 49—77, Öhringen.
- FINK, J.: 1960. Bemerkungen zur Bodenkarte Niederösterreichs. — Mitt. österr. bodenkundl. Ges. 4, 45—58, Wien.
- FINK, J.: 1961. Leitlinien einer österreichischen Quartärstratigraphie. — Mitt. Geol. Ges. 53, 249—266, Wien.
- FINK, J., GRILL, R. und KÜPPER, H. (u. Mitarb.): 1955. Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich. Exkursionen zwischen Salzach und March. — Verh. Geol. B.-A., Sonderheft D, 157 S., 12 Taf., Wien.
- FINK, J., R. GRILL und H. KÜPPER: 1958. Exkursion Deutsch-Wagram—Marchegg—Schloßhofer Platte—Carnuntum (10. Mai 1956). — Mitt. Geol. Ges. 49, 426—431, Wien.
- FINK, J. und MAJDAN, H.: 1954. Zur Gliederung der pleistozänen Terrassen des Wiener Raumes. — Jahrb. Geol. B.-A. 97, 211—249, 2 Taf., Wien.
- FISCHER, H.: 1957. Über glaziale Bildungen aus dem Gebiet von Annaberg und dem mittleren Erlaufthal (N.-Ö.). — Verh. Geol. B.-A., 253—258, Wien.
- FRASL, E.: 1955. Schwermineraluntersuchungen an quartären Deckschichten des Marchfeldes. — *Ibid.*, Sonderheft D, 116—123, Wien.
- GROSS, H.: 1956. Das Göttweiger Interstadial, ein zweiter Leithorizont der letzten Vereisung. — Eiszeitalter u. Gegenwart 7, 87—101, Öhringen.
- HASSINGER, H.: 1905. Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seiner Randgebiete. — Penck's geogr. Abh. 8, H. 3, Wien.
- HOLZER, H.: 1953. Ein Beitrag zur Frage nach der Herkunft des Lösses. Auf sedimentpetrographischer Grundlage. — Z. Gletscherkunde u. Glazialgeol. 2, 80—90, 2 Taf., Innsbruck.
- KLAUS, W.: 1960. Pollendiagramme der Moore des niederösterreichischen Waldviertels. — Verh. Geol. B.-A., 72—77, Wien.
- KÜPPER, H.: 1950. Eiszeitspuren im Gebiet von Wien. — Sitzber. d. österr. Akad. d. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. I, 159, 199—206, Wien.
- KÜPPER, H.: 1951. Kalk- und Quarzschotter im Pleistozän aus dem Bereich des unteren Fischa-Tales (N.-Ö.). — Anz. d. österr. Akad. d. Wiss., Jahrg. 1951, Nr. 7, 171—179, Wien.

- KÜPPER, H. (mit Beitr. v. A. PAPP, B. PLÖCHINGER und G. WOLETZ): 1952. Neue Daten zur jüngsten Geschichte des Wiener Beckens. — Mitt. Geogr. Ges. 94, 10—30, Wien.
- KÜPPER, H.: 1955. Exkursion in das Wiener Becken südlich der Donau mit Ausblicken in den pannonischen Raum. — Verh. Geol. B.-A., Sonderheft D, 127—136, 1 Taf., Wien.
- KÜPPER, H.: 1955. Ausblick auf das Pleistozän des Raumes von Wien. — Ibid., Sonderheft D, 136—152, 2 Taf., Wien.
- KÜPPER, H.: 1958. Zur Geschichte der Wiener Pforte. — Mitt. Geogr. Ges. 100, 161—181, Wien.
- KÜPPER, H., PAPP, A. und ZAFFE, H.: 1954. Zur Kenntnis der Simmeringterrasse bei Fischamend. — Verh. Geol. B.-A., 153—161, Wien.
- LICHTENBERGER, J.: 1953. Die Marchfeldlandschaft im Wandel der Zeiten. — 4. Jahrb. Bundes-Gymn. Gänserndorf, 16—35, Gänserndorf.
- PENCK, A. und BRÜCKNER, E.: 1909. Die Alpen im Eiszeitalter. I—III. — XVI + 1197 S., Leipzig (C. H. Tauchnitz).
- PIFFL, L.: 1955. Die Exkursion von Krems bis Absberg. — Verh. Geol. B.-A. 70—78, Wien.
- PIFFL, L.: 1959. Eine altpleistozäne Schotterflur um Langenlois. — Ibid., 132—140, 1 Taf., Wien.
- PLÖCHINGER, B.: 1958. Schotteruntersuchungen von Proben aus der Mitterndorfer Senke (Inneralpines Wiener Becken). — Ibid., 108—113, Wien.
- RIEDL, H.: 1960. Beiträge zur Morphologie des Gebietes der Leiser Berge und des Falkensteiner Höhenzuges. — Mitt. österr. geograph. Ges. 102, 65—76, Wien.
- RUNGALDIER, R.: 1960. Der Löß in Niederösterreich, seine Bedeutung und Verbreitung. — Jahrb. Landeskunde Niederösterreich., n. F. 34, 20—35, 1 Karte, Wien.
- SCHADN, H. P.: 1953. Die Hausberge und verwandte Wehranlagen in Niederösterreich. — Prähistor. Forschg. 3, 268 S., 1 Karte, Horn-Wien (F. Berger).
- THENIUS, E.: 1956. Neue Wirbeltierfunde aus dem Ältestpleistozän von Niederösterreich. Zur Stratifizierung der pleistozänen Donauterrassen. — Jahrb. Geol. B.-A. 99, 259—271, 1 Taf., Wien.
- WESSELY, G.: 1961. Geologie der Hainburger Berge. — Jahrb. Geol. B.-A. 104, 273—349, 6 Taf., Wien.
- WOLDSTEDT, P.: 1958. Das Eiszeitalter II. Europa, Vorderasien und Nordafrika im Eiszeitalter. — 2. Aufl., VII + 438 S., 1 Taf., Stuttgart (Enke).
- Werden der Landschaft:
- CADISCH, J.: 1953. Geologie der Schweizer Alpen. — 2. Aufl., 480 S., Basel (Wepf & Co.).
- KÜPPER, H.: 1960. Erläuterungen zu einer tektonischen Übersichtsskizze des weiteren Wiener Raumes. — Mitt. Geol. Ges. 53, 1—33, 1 Taf., Wien.
- KÜPPER, H.: 1960. Ergebnisse aus dem Ostalpenorogen mit Ausblicken auf östlich anschließende Räume. — Geol. Rundschau 50, 457—465, Stuttgart.
- SUESS, F. E.: 1930. Grundsätzliches zur Entstehung der Landschaft von Wien. — Ztschr. dtsh. geol. Ges. 81, 177—236, Berlin.
- THENIUS, E.: 1955. Niederösterreich im Wandel der Zeiten. — 124 S., 14 Taf., 1 Karte, Wien (N.-Ö.-Landesmuseum).
- WINKLER-HERMADEN, A.: 1957. Geologisches Kräftespiel und Landformung. — XX + 822 S., 5 Taf., Wien (J. Springer).
- Ro h s t o f f e:
- CLAR, E.: 1954. Geologische Gefüge und Formenentwicklung von metasomatischen Karbonat-lagerstätten (Siderit und Magnesit) der Ostalpen. — C. R. 19. Congr. internat. géol. Alger 1952, Pt. X, 83—96, Alger.
- FRIEDL, K.: 1956. Die österreichischen Erdölvorkommen. — Erdöl-Ztg. 72, H. 6, Wien.
- GÖTZINGER, G.: 1954. Flyschzone. — Erläut. z. geol. Karte d. Umgebung v. Wien, 1:75.000 (Ausg. 1952), 43—93, Wien.
- GRILL, R.: 1956. Österreichs aufgeschlossene Erdölreserven und seine Erdölhoffungsgebiete. — Erdöl-Ztg. 72, 8 S., Wien.
- GRILL, R.: 1957. Die österreichischen Erdölgebiete. Überblick der erdölgeologischen Verhältnisse Österreichs. — In: Erdöl in Österreich., 47—54, Wien (Verlag Natur u. Technik).
- GRILL, R.: 1957. Die aufgeschlossenen Erdölreserven Österreichs und die Aussichten auf Entdeckung neuer Felder. — Ibid., 93—99, Wien.
- HOLZER, H. und RUTTNER, A.: 1960. Bericht über lagerstättenkundliche Arbeiten, 1959. — Verh. Geol. B.-A., A 99—A 101, Wien.

- KIESLINGER, A.: 1951. Gesteinskunde für Hochbau und Plastik. — Österr. Gewerbe-Buch, 200 S., Wien (Gewerbe-Verlag).
- LECHNER, K.: 1956. Bericht 1955 über lagerstättenkundliche Aufnahmen. — Verh. Geol. B.-A., 62—65, Wien.
- LECHNER, K. und RUTTNER, A.: 1958. Verzeichnis der in der Lagerstättenkarte von Niederösterreich und der angrenzenden Gebiete eingetragenen Lagerstätten. — Atlas von Niederösterr., Bl. 11 (Rückseite), Wien.
- SCHIPPEK, F.: 1959. Die Entwicklung der Erdgasproduktion in Österreich. — Atti Conv. Milano I, Accad. Nazion. Lincei Ente-Nazion. Idrocarb. 1957, 283—332, Rom.
- WIESENER, H.: 1956. Zur Kenntnis der neuen Erdöl- und Erdgasvorkommen im Wiener Becken. — Erdöl u. Kohle 9, 357—363, Hamburg.
- WIESENER, H.: 1960. Erdgas in Österreich. — Die Umschau 60, S. 56, Frankfurt/Main.

### Hydrogeologie:

- GERABEK, K.: 1947. Grundwasserverhältnisse und Quellen Niederösterreichs und ihre Bedeutung für die Wasserwirtschaft. — Dissert. Hochschule f. Bodenkultur D 508, 1—86 (Manusk.), Wien.
- GÖTZINGER, G.: 1956. Der voralpine Karst und seine Gesetzmäßigkeiten. — Mitt. Geol. Ges. 48, 33—47, 4 Taf., Wien.
- GRUBINGER, H.: 1951. Gespannte Grundwässer im südlichen Wiener Becken. — Österr. Wasserwirtsch. 3, 241—246, 267—274, Wien.
- HOCK, R.: 1954. Das Meerauge und seine benachbarte Mineralquelle bei Sulzbach im Triestingtal. — Unsere Heimat 25, 160—164, Wien.
- KÜPPER, H.: 1948—50. Die hydrogeologische Situation des Wiener Beckens südlich der Donau I—III. — Gas, Wasser, Wärme, Jahrg. 1948, Heft 12, Jahrg. 1949, Heft 10 und Jahrg. 1950, Heft 3, Wien.
- KÜPPER, H.: 1952. Die Grundwasserverhältnisse im Schwarzatal zwischen Neunkirchen und Gloggnitz (N.-Ö.). — Österr. Wasserwirtsch. 4, 259—263, Wien.
- KÜPPER, H.: 1954. Geologie und Grundwasservorkommen im südlichen Wiener Becken (mit Beitr. v. W. PRODINGER u. G. WOLETZ). — Jahrb. Geol. B.-A. 97, 161—210, 5 Taf., Wien.
- KÜPPER, H. (mit Beiträgen von W. PRODINGER und R. WEINHANDL): 1961. Geologie der Heilquelle Deutsch-Altenburg (NÖ.). — Ibid. 104, 351—358, Wien.
- KIESLINGER, A.: 1957. Höhlen und Steinbrüche. — Die Höhle 8, 89—99, Wien.
- PIRKER, R. und TRIMMEL, H. (Herausgeber): 1954. Karst und Höhlen in Wien und Niederösterreich. Mit einem Höhlenverzeichnis. — 182 S., 1 Karte, Wien (Verlag f. Jugend u. Volk).
- RIEDL, H.: 1957. Der Karst der Juraklippen in der niederösterreichischen Waschbergzone. Versuch einer morphographischen Darstellung. — Die Höhle 8, 1—8, Wien.
- RIEDL, H.: 1958. Die Verkarstung des mesozoischen Bereiches der niederösterreichischen Waschbergzone (Leiser Berge). II. Bericht. — Ibid. 9, 80—84, Wien.
- SCHAUBERGER, O. und TRIMMEL, H.: 1952. Das österreichische Höhlenverzeichnis. — Die Höhle 3, 33—36, Wien.
- SOLAR, E.: 1957. Die Hackermauerneishöhle am Scheiblingstein bei Lunz a. See (N.-Ö.). — Ibid. 8, 13—14, Wien.
- TRIMMEL, H.: 1955. Ergänzungen 1955 des Höhlenverzeichnisses von Niederösterreich. — Ibid. 6, 71—74, Wien.
- TRIMMEL, H.: 1958. Fortschritte in der Kenntnis der Höhlen Niederösterreichs. 2. Ergänzung des Höhlenverzeichnisses von Niederösterreich. — Ibid. 9, 73—80, Wien.
- WALDNER, F.: 1942. Die Hermannshöhle und die übrigen Höhlen im Eulenberge bei Kirchberg a. W. — Niederdonau, Natur u. Kultur, Heft 15, 23 S., 4 Taf., Wien.
- WICHE, K.: 1952. Almwirtschaft und Verkarstung. — Mitt. Höhlenkomm., 14—19, Wien.

### Geologische und pedologische Karten:

#### Geologische Übersichtskarte:

- VETTERS, H.: 1933. Geologische Karte der Republik Österreich und ihrer Nachbargebiete. 1:500.000, Wien (Geol. B.-A.), (s. a. Atlas von Niederösterreich, Bl. 8, Wien 1954).

#### Geologische (und pedologische) Karten 1:500.000:

- ARNBERGER, E. (Redakt.): 1951—1958. Atlas von Niederösterreich und Wien. 142 Blätter. — Kartograph. Anst. Freytag, Berndt & Artaria, Wien.
- BECK-MANNAGETTA, P.: 1955. Tektonische Übersichtskarte von Niederösterreich. — Atlas v. Niederösterreich, Bl. 10. Wien.

- FINK, J.: 1958. Die Bodentypen Niederösterreichs. — Ibid., Bl. 22, Wien.  
 FINK, J.: 1958. Profile und Legende zur Bodentypenkarte Niederösterreichs. — Ibid., Bl. 23, Wien.  
 LECHNER, K., RUTTNER, A. und GRILL, R.: 1958. Lagerstättenkarte von Niederösterreich und der angrenzenden Gebiete. — Ibid., Bl. 11, Wien.  
 MEISINGER, A.: 1955. Naturdenkmale, Natur- und Landschaftsschutzgebiete in Niederösterreich. — Ibid., Bl. 132, Wien.

**Geologische Karten 1:200.000:**

- FRIEDL, K.: 1957. Geologische Karte des Inner- und Außeralpinen Wiener Beckens (Quartär abgedeckt). — Wien (ÖMV).

**Geologische Spezialkarten 1:75.000:**

- GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H. und VETTERS, H.: 1952. Geologische Karte der Umgebung von Wien. — Wien (Geol. B.-A.).  
 Geologische Spezialkarte der Republik Österreich: Blätter Auspitz-Nikolsburg (1907), Drosendorf (1925), Enns-Steyr (1913), Gänserndorf (1954), Gaming-Mariazell (1907), Litschau-Gmünd (1950), Mürzzuschlag (1936), St. Pölten (1907), Schneeberg-St. Aegyd a. N. (1931), Nordöstl. Weinviertel (1961), Wiener Neustadt (1916), Znaim (1898). — Wien (Geol. B.-A.).

**Geologische Karten 1:50.000:**

- GRILL, R. (mit Beiträgen von G. GÖTZINGER u. F. BACHMAYER): 1937. Geologische Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau. — Wien (Geol. B.-A.).

**Geologische Karten 1:25.000:**

- CORNELIUS, H. P.: 1936. Geologische Karte der Rax. — Wien (Geol. B.-A.).  
 CORNELIUS, H. P.: 1951. Geologische Karte des Schneeberggebietes. — Wien (Geol. B.-A.).

## VIII. Erläuterungen zur Kartenbeilage

*Übersicht des geologischen Baues sowie des Fossilinhaltes der Gesteine (Quartär abgedeckt):*

Böhmische Masse mit dem Kristallin des Moldanubikums (Granite und Gneis-Glimmerschieferzone) und Moravikums (Granite und Schieferzone) sowie Unterperm von Zöbiling bei Langenlois (Fossilien vgl. Tafel I). Molassezone mit ungefalteter und gefalteter (= subalpiner) Molasse am Nordrand der Alpen (Tertiärfossilien vgl. Tafel IV u. V). Waschbergzone mit Jura-, Kreide- und Tertiärsedimenten und -fossilien (vgl. Tafel III u. IV). Flyschzone mit Molassefenstern und Rogatsboden, Texing etc., Buntmergelerde und Klippenzonen (Grestener bzw. Hauptklippenzone und St. Veiter Klippenzone). Teildeckengliederung des Flysches nur im östlichen Abschnitt möglich. Flyschfossilien (vgl. Tafel IV) und Fossilien der Klippenzonen (vgl. Tafel III). Nördliche Kalkalpen mit Flyschfenster von Brettl und den Decken: Frankenfels-, Lunzer-, Ötscher-, Hallstätter-(=Hohe Wand-) und Schneebergdecke. Trias-, Jura- und Kreidofossilien (vgl. Tafel II—IV). Grauwackenzone mit Ober-Karbon von Klamm-Schottwien (Fossilien vgl. Tafel I). Zentralzone mit Wechselkristallin, Rechnitzer- und Grobgneisserie, Semmeringmesozoikum und Siegrabener Schollen (von Siegraben und Schäffern). Inneralpin- (-karpatische) Molasse: Inneralpines Wiener Becken mit Gaadener Bucht, Korneuburger Becken, Kirchberg am Wechsel etc. mit Tertiärfossilien (vgl. Tafel V—VII). Quartär abgedeckt (Pleistozänfossilien vgl. Tafel VII).

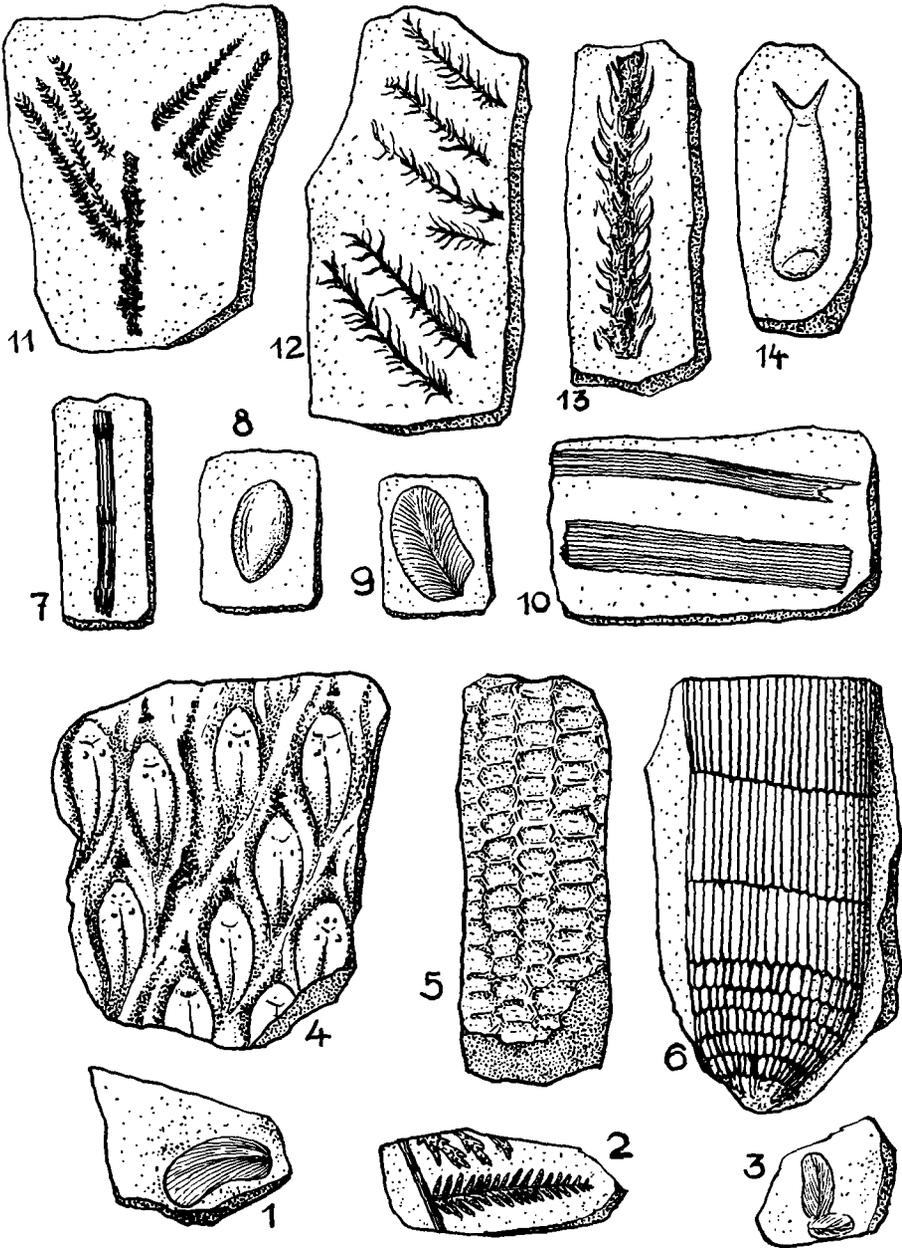
Profile: NW—SE-Profil vom Rand der Böhmischen Masse (Retz) bis zur Zentralzone (Bruck a. d. L.) (Profil mehrfach gebrochen): Autochthone Molassesedimente auf Kristallin der Böhmischen Masse bzw. (im Osten) auf mächtiger Serie mesozoischer Gesteine (vgl. Tiefbohrung von Staatz etc.). Molassesedimente im Osten durch die Waschbergzone gestaut und überschoben. Waschbergzone stark geschuppt; stellenweise Molasse eingesenkt (Bucht von Niederleis, Korneuburger Becken). Die an die Waschbergzone an- und aufgeschobene, obertags

zurücktretende Flyschzone bildet den Untergrund im westlichen inneralpinen Wiener Becken, aus dem auch Pikrite und damit Klippengesteine nachgewiesen sind. Im zentralen und östlichen Wiener Becken bilden die abgesunkenen nördlichen Kalkalpen und die Grauwackenzone den Untergrund der tertiären Sedimente des Beckens, das im Osten von den Gesteinen der Zentralzone begrenzt wird (Original H. KÜPPER).

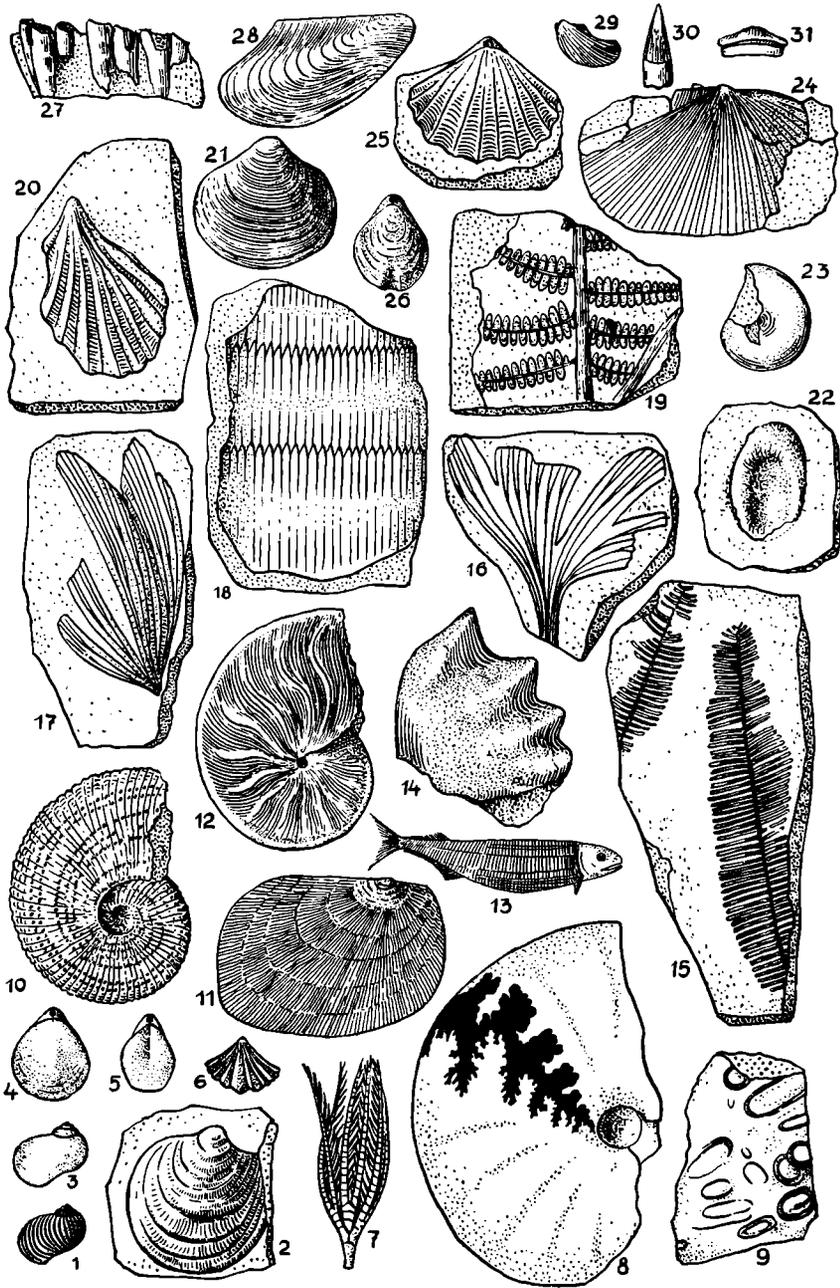
N—S-Profil von der Böhmisches Masse (Moldanubikum) bis zur Grauwacken- bzw. Zentralzone in der Steiermark (vereinfacht). Beachte die vom (parautochthonen) Flysch und den (allochthonen) Kalkalpen weit überschobene (autochthone) Molasse auf dem Kristallin der Böhmisches Masse. Ältere (= alttertiäre), mit Sedimenten der Buntmergelerde, Klippen- und Flyschzone verschuppte Molasse im Fenster von Rogatsboden auftauchend. Flyschfenster von Brettl mit Flysch- und Klippengesteinen (Pikrit etc.) nicht direkt vom Profilschnitt getroffen. Fenster von Urmannsau (Frankenfesler Decke unter Lunzer Decke auftauchend) im Bereich der Lunzer Decke. Im Süden Ötcher- und Schneebergdecke, die auf der Grauwackenzone liegt, welche auf Gesteine der Zentralzone (Semmeringmesozoikum etc.) überschoben ist (Original S. PREY & A. RUTTNER, mit Ergänzungen H. KÜPPER).

**FOSSILTAFELN I—VII**

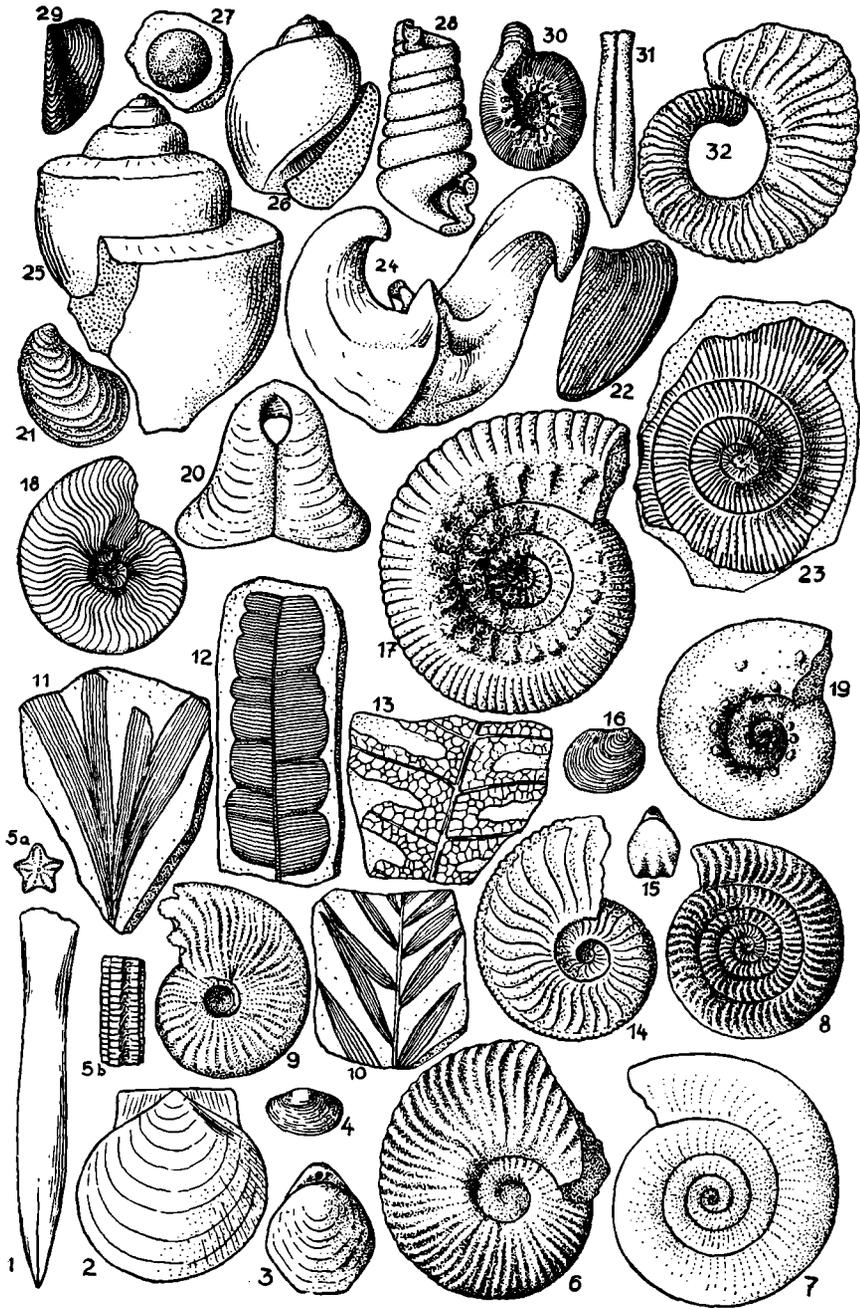
Tafel I. Fossilien aus dem Paläozoikum der Grauwackenzone (Ober-Karbon von Klamm-Schotr Wien, Fig. 1—6) und der Böhmisches Masse (Unter-Perm von Zöbing, Fig. 7—14). Fig. 1 und 3. Fiederblättchen von *Neuropteris* (Farnsamer), Fig. 2. Farnblatt (*Asterotheca-Pecopteris*), Fig. 4. *Lepidodendron* (Rindenabdruck), Fig. 5. *Sigillaria* (Rindenabdruck), Fig. 6. *Stylocalamites* (Riesenschachtelhalm), Fig. 7. *Calamites*, Fig. 8. *Rhabdocarpus*-Same (Nacktsamer), Fig. 9. *Neuropteris* (Farnsamer), Fig. 10. *Cordaites* (Nacktsamer), Fig. 11.—12. *Lebachia piniformis* (Nacktsamer), Fig. 14. *Gomphostrobus*-Zapfenschuppe (Nacktsamer). Alle Fig. außer 8 und 14 verkleinert.



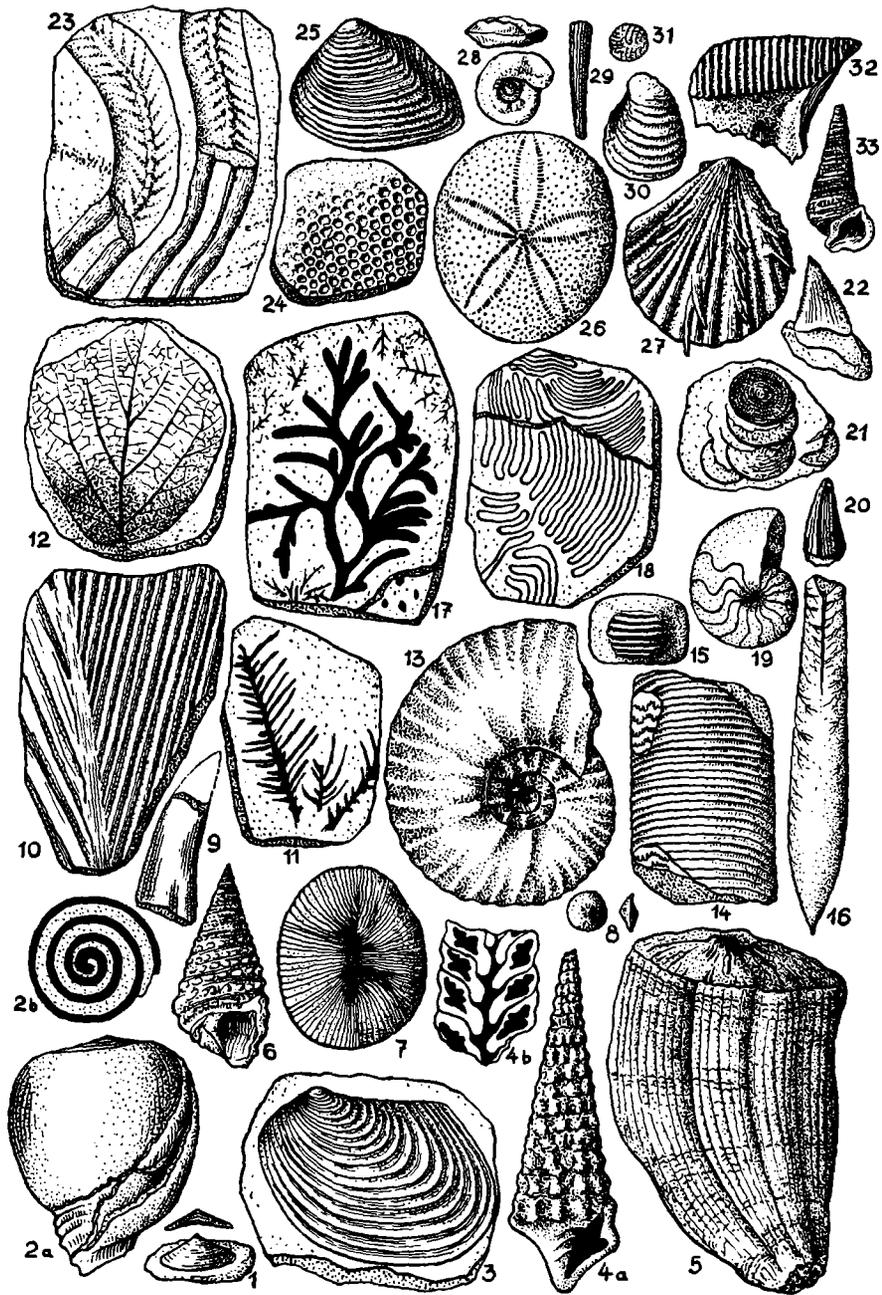
Tafel II. Fossilien aus den Nördlichen Kalkalpen (Trias). Fig. 1. *Natiria* (= *Naticella*) *costata* von Rosental bei Grünbach,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 2. *Pseudomonotis* (*Claraia*) *clarai* von Unter-Höflein bei Grünbach,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 3. *Natica stanensis* vom Rauchkogel bei Mödling,  $\frac{1}{1}$ , Fig. 4. *Terebratula vulgaris* von der Waldmühle bei Kaltenleutgeben,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 5. *Waldheimia angusta* aus der anisischen Stufe,  $\frac{1}{1}$ , Fig. 6. *Rhynchonella decurtata* von der Waldmühle bei K.,  $\frac{1}{1}$ , Fig. 7. *Dadocrinus gracilis* aus der anis. Stufe,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 8. *Ptychites studeri* aus dem Reiflinger-kalk,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 9. Diploporenkalk vom Schneeberg,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 10. *Trachyceras aonoides* aus der karnischen Stufe,  $\frac{1}{1}$ , Fig. 11. *Halobia rugosa* aus der karnischen Stufe,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 12. *Carnites floridus* aus der karnischen Stufe,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 13. *Pholidopleurus typus* aus Lunz,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 14. *Ceratodus sturii* (Lungenfisch), Einzelzahn aus Lunz,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 15. *Pterophyllum longifolium* aus Lunz,  $\frac{1}{3}$ , Fig. 16. *Ginkgoites* (= *Clathrophyllum*) *lunzensis* von Lunz,  $\frac{1}{3}$ , Fig. 17. *Glossophyllum florini* von Lunz,  $\frac{1}{3}$ , Fig. 18. *Equisetites arenarius* von Lunz,  $\frac{1}{3}$ , Fig. 19. *Asterotheca meriani* von Lunz,  $\frac{1}{4}$ , Fig. 20. *Alectryonia montis caprilis* von Kleinzell,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 21. *Schafhaentlia mellingi* aus dem Opponitzerkalk,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 22. *Placochelys* (Reptil), Einzelzahn aus dem Prießnitztal bei Mödling,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 23. *Megaphyllites insectum* vom Mühlthal bei Piesting,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 24. *Monotis salinaria* vom Mühlthal bei Piesting,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 25. *Halorella amphitoma*, Hohe Wand bei Dürnbach,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 26. *Terebratula* (*Rhätina*) *gregaria* vom Kitzberg,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 27. Thecosmilienstock von Sittendorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 28. *Gervilleia inflata* von Alland,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 29. *Avicula* (*Pteria*) *contorta* von Alland,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 30. *Saurichthys acuminatus* (Ganoidfisch), Einzelzahn von Kaumberg, vergrößert, Fig. 31. *Acrodus minimus* (Ganoidfisch), Einzelzahn von Piesting,  $\frac{1}{1}$ . — Fig 1 u. 2 = skythische Stufe, Fig. 3—8 = anisische Stufe, Fig. 9 = ladinische Stufe, Fig. 10—21 = karnische Stufe, Fig. 22—25 = norische Stufe und Fig. 26—31 = rhätische Stufe.



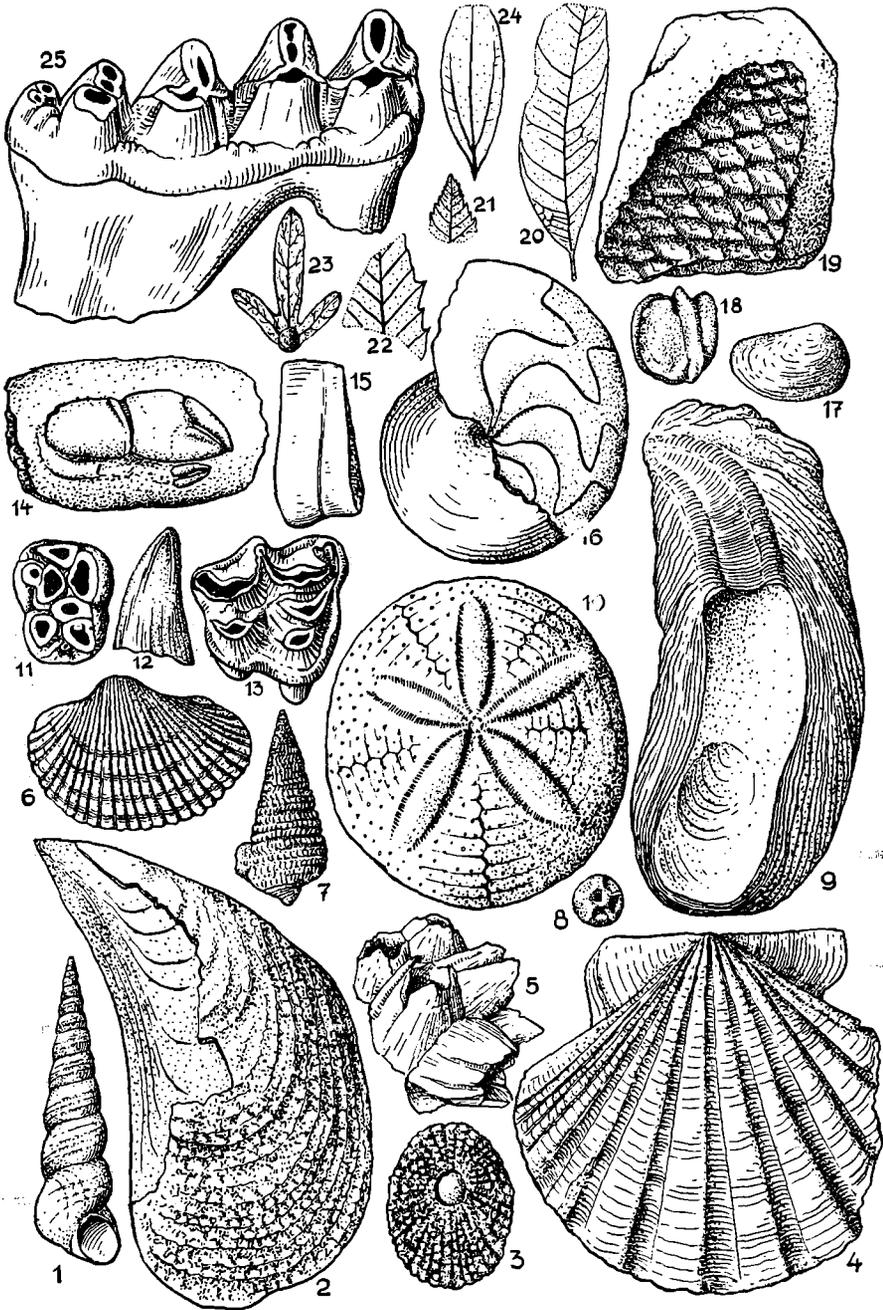
Tafel III. Fossilien aus den Nördlichen Kalkalpen (Fig. 5—9, 14—16, 18—20, 30—32), den Klippen- (Fig. 1—4, 10—13, 17, 22, 29) und der Waschberg-Zone (Fig. 21, 23—28) (Jura und Unter-Kreide). Fig. 1. *Belemnites (Passaloteuthis) paxillosus* aus den Grestener Schichten,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 2. *Pecten liasinus* aus den Grestener Schichten,  $\frac{1}{4}$ , Fig. 3. *Terebratula grestenensis* von Bernreuth,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 4. *Cardinia crassiuscula* von Bernreuth,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 5. *Pentacrinus* (Stielglieder in zwei Ansichten),  $\frac{1}{2}$ , Fig. 6. *Schlotheimia marmorea* von der Kammerkaralpe,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 7. *Psiloceras planorbis* aus dem Lias,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 8. *Arietites (Proarietites) proaries* von Schreinbach,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 9. *Oxynoticeras oxynotum* aus dem Lias,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 10. *Podozamites lanceolatum* von Hinterholz,  $\frac{1}{4}$ , Fig. 11. *Baiera taeniata* von Hinterholz,  $\frac{1}{4}$ , Fig. 12. *Nils-sonia* von Hinterholz,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 13. *Dictyophyllum* von Hinterholz,  $\frac{1}{4}$ , Fig. 14. *Amaltheus margaritatus* aus dem Lias,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 15. *Terebratula antiplecta* von Ederlehen bei Ybbsitz,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 16. *Posidonomya alpina* von Windischgarsten,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 17. *Stephanoceras humphriesianum* von Ober-St. Veit,  $\frac{1}{4}$ , Fig. 18. *Leioceras opalinum* aus dem Dogger,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 19. *Physodoceras acanthicum* von Gießhübl,  $\frac{1}{3}$ , Fig. 20. *Pygope diphya* aus dem Malm,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 21. *Aucella pallasii* von Nieder-Fellabrunn (Neppeltal),  $\frac{1}{2}$ , Fig. 22. *Punctaptychus punctatus* von Ober-St. Veit,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 23. *Virgatosphinctes transitorius* von Ernstbrunn (Abdruck),  $\frac{1}{2}$ , Fig. 24. *Diceras bubalinum* von Dörfles (Steinkern),  $\frac{1}{2}$ , Fig. 25. *Purpuroidea subnodosa* von Ernstbrunn (Steinkern),  $\frac{1}{4}$ , Fig. 26. *Globularia prophetica* von Ernstbrunn (Steinkern),  $\frac{1}{2}$ , Fig. 27. *Lepidotus* (Ganoidfisch), Einzelzahn von Ernstbrunn,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 28. *Nerinea hoheneggeri* von Dörfles (Steinkern),  $\frac{1}{2}$ , Fig. 29. *Lamellaptychus angulocostatus* v. d. Antonshöhe bei Mauer,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 30. *Holcostephanus (Astieria) astieri* von Kaltenleutgeben (etwas verquetscht),  $\frac{1}{2}$ , Fig. 31. *Duvalia lata* a. d. Neokom,  $\frac{1}{4}$ , Fig. 32. *Crioceras* a. d. Neokom,  $\frac{1}{4}$ . Fig. 1—14 = Lias, Fig. 15—18 = Dogger, Fig. 19—28 = Malm, Fig. 29—32 = Neokom.



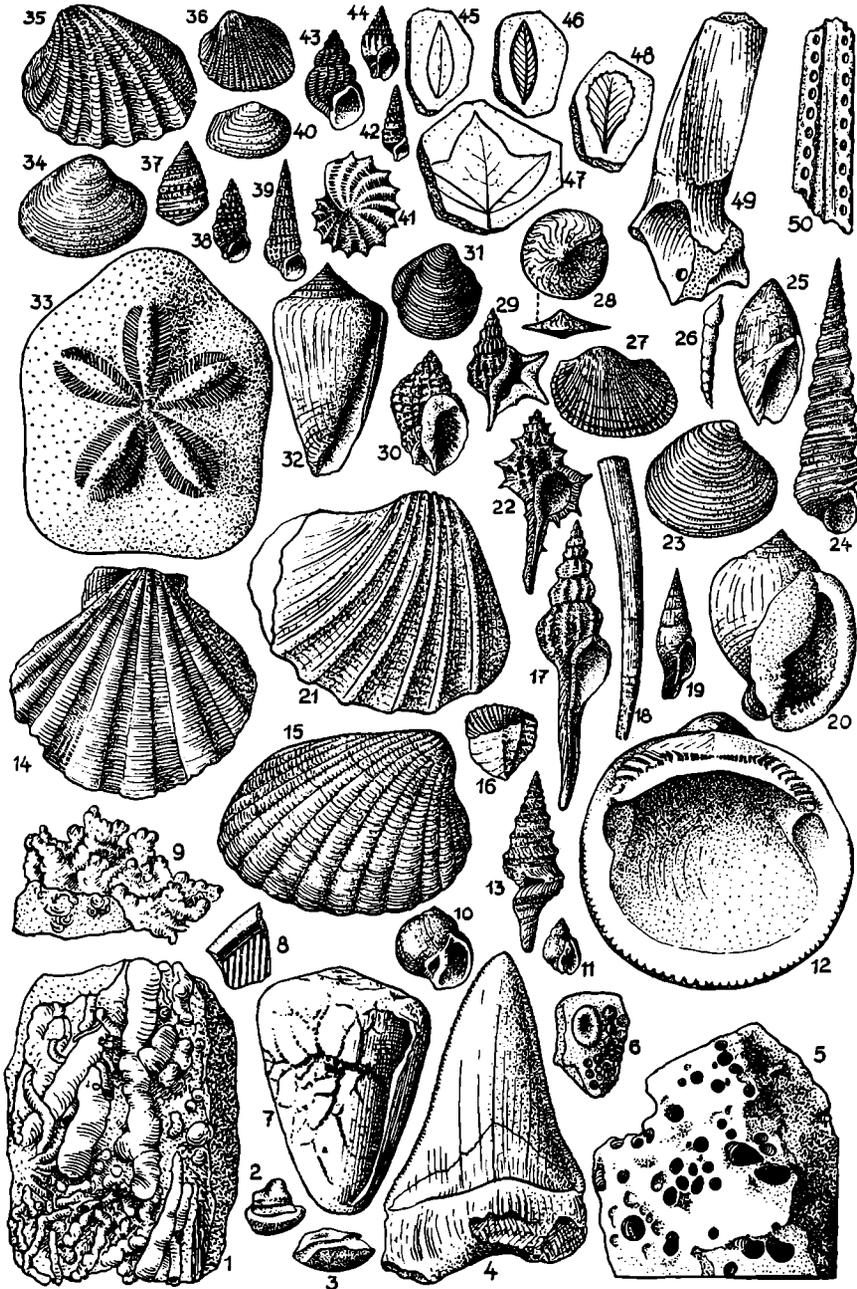
Tafel IV. Fossilien aus den Nördlichen Kalkalpen (Ober-Kreide, Fig. 1—15), der Flysch- (Fig. 17, 18, 23, 24) und der Waschberg-Zone (Ober-Kreide und Alttertiär, Fig. 16, 19—22, 25—30) sowie der Molassezone (Alttertiär, Fig. 31—33). Fig. 1. *Orbitolina concava* von Alland,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 2. *Actaeonella giganta* samt Querschnitt („Würfelfein“) von Dreistetten,  $\frac{1}{3}$ , Fig. 3. *Inoceramus* von Muthmannsdorf,  $\frac{1}{4}$ , Fig. 4. *Nerinea buchi* (Gesamtansicht und basaler Längsschliff) von Grünbach,  $\frac{1}{3}$ , Fig. 5. *Hippurites gosaviensis* von Grünbach,  $\frac{1}{3}$ , Fig. 6. *Glaukonkia kefersteini* a. d. Grünbacher Becken,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 7. *Cyclolites* (= *Cunulites*) *ellipticus* aus dem Neue Welt-Becken,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 8. *Orbitoides* von Grünbach, in zwei Ansichten, ca.  $\frac{1}{4}$ , Fig. 9. *Megalosaurus panonicus* („Dinosaurier“), Einzelzahn von Grünbach,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 10. „*Flabellaria*“ *longirhachis* von Grünbach,  $\frac{1}{4}$ , Fig. 11. *Geinitzia cretatica* aus Grünbach,  $\frac{1}{4}$ , Fig. 12. „*Credneria*“ aus Grünbach,  $\frac{1}{8}$ , Fig. 13. *Pachydiscus neubergicus* aus dem Neue Welt-Becken,  $\frac{1}{4}$ , Fig. 14. *Hamites cylindraceus* aus dem Senon,  $\frac{1}{4}$ , Fig. 15. *Ptychodus* aus der Einöd bei Pfaffstätten,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 16. *Belemnitella mucronata* aus dem Senon,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 17. Kalkmergel mit Fucoiden und Chondriten aus Tullnerbach-Preßbaum,  $\frac{1}{4}$ , Fig. 18. Helminthoideen (mäanderförmig verlaufende Wurmspuren) aus Purkersdorf,  $\frac{1}{4}$ , Fig. 19. *Hercoglossa danica* aus Bruderndorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 20. Krokodilzahn vom Waschberg bei Stockerau,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 21. Nummulitensandstein vom Waschberg,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 22. *Carcharodon* (Haifischzahn) vom Waschberg,  $\frac{1}{4}$ , Fig. 23. Sandsteinplatte mit Schneckenfährten (*Palaeobullia*- und *Subphyllochorda*-Typ) von Kierling,  $\frac{1}{4}$ , Fig. 24. *Palaeodictyon* (wabenförmige Lebensspur) von Kierling,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 25. *Crassatella* cfr. *sinuosa* von Bruderndorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 26. *Echinolampas subaffinis* von Bruderndorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 27. *Spondylus buchi* von Bruderndorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 28. *Serpula* (*Rotularia*) *spirulea* von Bruderndorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 29. *Dentalium tenuistriatum* von Bruderndorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 30. *Chama squamosa* von Bruderndorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 31. *Clupea* (= „*Meletta*“) -Schuppe aus dem Schlier von St. Pölten,  $\frac{1}{4}$ , Fig. 32. *Perna* (= *Pedalion*) *sandbergeri* (Bruchstück) aus dem Melker Sand,  $\frac{1}{4}$ , Fig. 33. *Tympanotonus submargaritaceus* aus den Melker Sanden,  $\frac{1}{4}$ . — Fig. 1—19 = Ober-Kreide, Fig. 20—30 = Eozän, Fig. 31—33 = Oligozän.



Tafel V. Fossilien aus der Molassezone (Miozän: Burdigal und „Helvet“) dem Korneuburger (Miozän: „Helvet“) und dem Wiener Becken (Miozän). Fig. 1. *Turritella terebralis* von Nondorf bei Horn,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 2. *Mytilus haidingeri* von Niederkreuzstetten,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 3. *Patella spinosocostata* von Roggendorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 4. *Pecten* (= *Chlamys*) *holgeri* von Eggenburg,  $\frac{1}{4}$ , Fig. 5. *Balanus concavus* von Burgschleinitz,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 6. *Arca* (*Anadara*) *fichteli* von Loibersdorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 7. *Tympanotonus margaritaceus* von Nondorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 8. *Discometra* („*Antedon*“) *eggenburgensis* von Eggenburg (Kalvarienberg),  $\frac{1}{4}$ , Fig. 9. *Ostrea* (*Crassostrea*) *crassissima* vom Teiritzberg,  $\frac{1}{4}$ , Fig. 10. *Echinolampas laurillardi* von Eggenburg,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 11. *Metaxytherium krabuletzki* (Sirene), Zahn aus Eggenburg,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 12. *Tomistoma* (*Gavialosuchus*) *eggenburgensis* (Krokodil), Zahn aus Eggenburg,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 13. *Brachyodus onoides* (Huftier), Zahn aus Eggenburg,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 14. Krabbengrabbgangausfüllung mit Scherenresten von „*Callianassa*“ aus Burgschleinitz,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 15. *Testudo antiqua noviciensis* (Schildkröte), Panzerplatte aus Roggendorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 16. *Nautilus* (*Aturia*) *aturi* aus dem Schlier, ca.  $\frac{1}{3}$ , Fig. 17. *Oncophora* (= *Rzehakia*) aus dem Schlier des Tullner Beckens,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 18. *Juglans* (Walnuß), Steinkern aus Neudorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 19. Koniferenzapfen (Abdruck) aus dem Leithakalk von Kalksburg,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 20. *Sapindus falcifolius*, Blattabdruck aus Neudorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 21. *Zelkova* von Neudorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 22. *Castanea atavia* von Neudorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 23. *Engelhardtia* (Flügel Frucht) aus dem Miozän,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 24. *Cinnamomum scheuchzeri*, Zimtbaumblatt vom Teiritzberg,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 25. *Mastodon* (*Bunolophodon*) *angustidens*, Unterkieferzahn aus dem Wiener Becken,  $\frac{1}{3}$ . — Fig. 1, 3—8, 10—15 = Burdigal, Fig. 2, 9, 16, 17, 24 = „Helvet“, Fig. 18—23 u. 25 = „Torton“.



Tafel VI. Fossilien aus dem Wiener Becken (Miozän: „Torton“ und Sarmat). Fig. 1. Bohrgangsausfüllung von „*Teredo*“ (*Schiffsbohrwürmer*) aus Kalksburg,  $\frac{1}{4}$ , Fig. 2. *Macrurus rotundatus* (Fischotolith) aus Walbersdorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 3. *Box insignis* (Fischotolith) aus Vöslau,  $2,5\times$ , Fig. 4. *Carcharodon megalodon* (Haifischzahn) aus Baden,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 5. Triaskalk mit Bohrlöchern von Bohrmuscheln (*Lithophaga*) aus der Schelmenhöhle bei Baden,  $\frac{1}{6}$ , Fig. 6. *Chrysophrys* (Knochenfisch), Kiefer mit Pflasterzähnen aus Neudorf,  $\frac{3}{4}$ , Fig. 7. Ätzspuren eines Schwammes (*Vioa*) an einer Kegelschnecke, ca.  $\frac{1}{3}$ , Fig. 8. *Myliobatis* (Rothen), Zahnplattenfragment aus Neudorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 9. Lithothamnienkalk aus Baden (Rauchstallbrunngraben),  $\frac{1}{3}$ , Fig. 10. *Lunatia catena helicina* von Vöslau,  $\frac{3}{4}$ , Fig. 11. *Arcularia* (= „*Buccinum*“) *dujardini* von Vöslau,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 12. *Glycymeris* (= „*Pectunculus*“) *pilosus deshayesi* von Vöslau,  $\frac{1}{3}$ , Fig. 13. *Turris* (= „*Pleurotoma*“) *badensis* von Vöslau,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 14. *Chlamys* (= „*Pecten*“) *latissima nodosiformis* von Vöslau,  $\frac{1}{4}$ , Fig. 15. *Cardita* (*Megacardita*) *jouanneti* aus Enzesfeld,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 16. Einzelkoralle (*Flabellum*) aus Baden,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 17. *Fusus* (*Fusinus*) *hössii* von Baden,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 18. *Dentalium badense* von Baden,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 19. *Mitrella* (*Atilia*) *fallax* (= „*Columbella subulata*“) von Baden,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 20. *Semicassis miolaevigata* (= „*Cassis saburon*“) von Vöslau,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 21. *Cardium* (*Ringicardium*) *hians danubianum* (Steinkern) aus Kalksburg,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 22. *Murex* (*Tubicauda*) *spinicosta* von Vöslau,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 23. *Venus* (*Ventricola*) *multilamella* von Vöslau,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 24. *Turritella* (*Haustator*) *badensis* (= „*turris*“) von Vöslau,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 25. *Ancilla* (*Baryspira*) *glandiformis* von Gainfarn,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 26. *Dentalina pauperata* von Vöslau, vergr. Fig. 27. *Arca* (*Anadara*) *diluvii* von Gainfarn,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 28. *Amphistegina haueri* vom Grünen Kreuz (Wien-Nußdorf). vergr., Fig. 29. *Aporrhais alata* von Vöslau,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 30. *Cellularia cancellata* von Enzesfeld,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 31. *Linga* (= „*Lucina*“) *columbella* von Vöslau,  $\frac{3}{4}$ , Fig. 32. *Conus* (*Rhizoconus*) *ponderosus* von Steinabrunn,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 33. *Clypeaster* aus Kalksburg,  $\frac{1}{3}$ , Fig. 34. *Mastra vitaliana* von Hautzendorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 35. *Limnocardium latissulcum* von Hölles,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 36. *Limnocardium obsoletum* von Hölles,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 37. *Calliostoma podolicoforme* von Wiesen,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 38. *Cerithium* (*Theridium*) *rubiginosum* von Hautzendorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 39. *Pirenella disjuncta* von Hautzendorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 40. *Ervilia dissita podolica* von Hölles,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 41. *Elphidium aculeatum* von Wien-Nußdorf, vergr., Fig. 42. *Pirenella picta* von Hauskirchen,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 43. *Mohrensternia* („*Rissoa*“) *inflata* von Heiligenstadt, ca.  $2,5\times$ , Fig. 44. *Dorsanum duplicatum* von Wien-Nußdorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 45 u. 46. Leguminosenblättchen von der Türkenschanze,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 47. *Acer decipiens* von der Türkenschanze,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 48. *Myrsine microphylla* von der Türkenschanze,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 49. *Protragocerus chantrei* (Antilope) von Nexing,  $\frac{1}{3}$ , Fig. 50. *Acrodelphis letochae* (Delphin) von Wien-Nußdorf,  $\frac{1}{2}$ . — Fig. 1—33 = „Torton“, Fig. 34—50 = Sarmat.

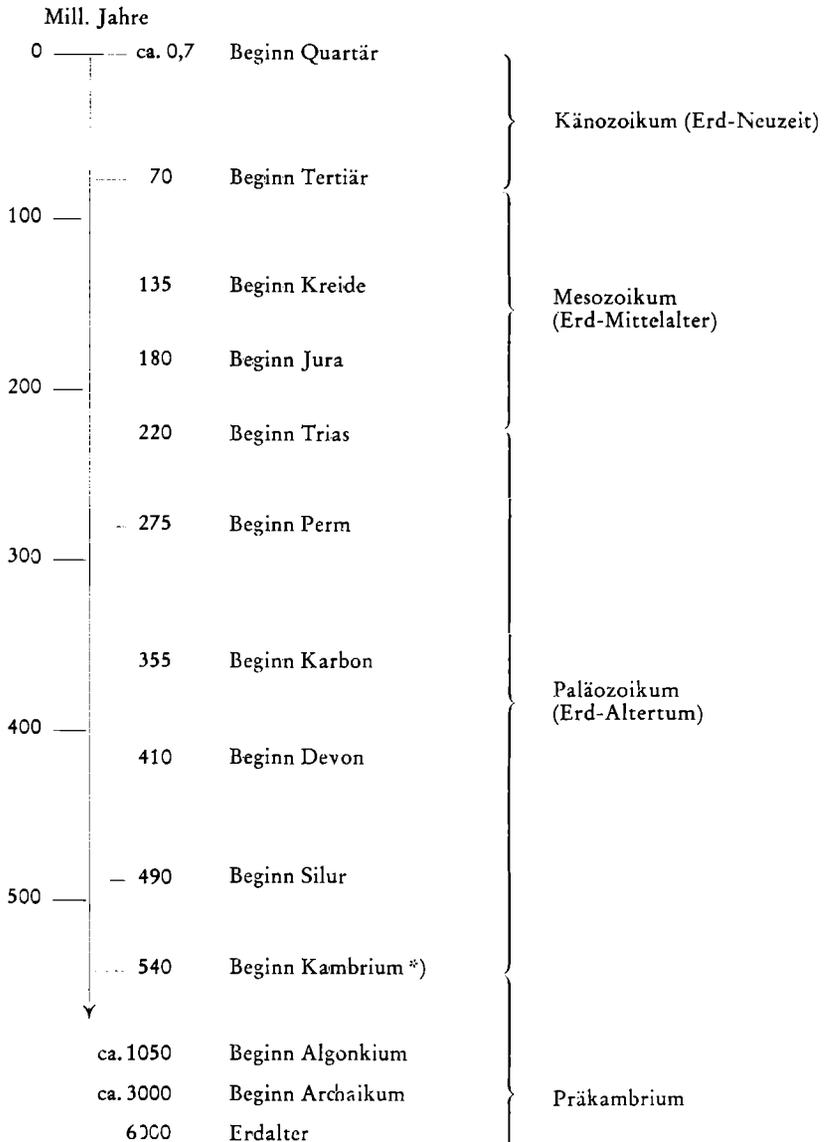


Tafel VII. Fossilien aus dem Wiener Becken (Pliozän, Fig. 1—31) und aus pleistozänen Ablagerungen Niederösterreichs (Fig. 32—45). Fig. 1. *Congeria subglobosa* aus Vösendorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 2. *Melanopsis fossilis* (= „martiniana“) von Leobersdorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 3. *Linnocardium schedelianum* von Vösendorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 4. *Congeria ornithopsis* von Leobersdorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 5. *Melanopsis vindobonensis* von Guntramsdorf (Eichkogelsiedlung),  $\frac{1}{2}$ , Fig. 6. *Melanopsis bowei affinis* von Vösendorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 7. *Brotia (Tinnyea) escheri* von Leobersdorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 8. *Congeria spathulata* von Vösendorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 9. *Linnocardium promultistriatum* von Leobersdorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 10. *Theodoxus leobersdorfensis* von Leobersdorf, ca.  $\frac{2}{3}$ , Fig. 11. *Psilunio atavus* von Vösendorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 12. *Carpinus grandis*, a) Blatt, b) Cupula von Vösendorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 13. *Glyptostrobos europaeus* von Vösendorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 14. *Liquidambar* (abgerollter Fruchtstand) aus Vösendorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 15. *Zelkova praelonga* von Vösendorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 16. *Myrica lignitum* von Vösendorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 17. *Castanea atavia* von Vösendorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 18. *Pterocarya denticulata* von Vösendorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 19. *Liriodendron procaccinii* von Vösendorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 20. Kiefernzapfen aus Wien-Meidling,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 20a. *Hipparion gracile* (Wildpferd) aus Vösendorf,  $\frac{1}{3}$ , Fig. 21. *Sciaena angulata* (Fischotolith) aus Vösendorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 22. *Leuciscus haueri* (Fischschlundzahn) aus Vösendorf,  $\frac{1}{4}$ , Fig. 23. *Heterobanchus austriacus* (Wels-Schädelknochen) aus Vösendorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 24. *Viviparus loxostomus* von Moosbrunn,  $\frac{2}{4}$ , Fig. 25. *Umbra praekrameri* (Fischotolith) vom Eichkogel bei Mödling,  $2,5 \times$ , Fig. 26. *Tectochara meriani* (Frucht, Oogonium) vom Eichkogel b. M.,  $\frac{2}{4}$ , Fig. 27. *Tropidomphalus toulai* vom Eichkogel b. M.,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 28. *Potamon* cfr. *potamios* (Schere einer Süßwasserkrabbe) vom Eichkogel b. M.,  $\frac{3}{4}$ , Fig. 29. *Cepaea leobersdorfensis* von Leobersdorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 30. *Planorbarius thiollieri* von Leobersdorf,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 31. Raubtierfährte aus dem Rohrbacher Konglomerat,  $\frac{1}{2}$ , Fig. 32. *Dicerorhinus etruscus hundsheimensis* (Nashorn) von Hundsheim,  $\frac{1}{3}$ , Fig. 33. *Equus mosbachensis* (Wildpferd) aus Hundsheim,  $\frac{1}{4}$ , Fig. 34. *Epimachuirodus* (= *Homotherium*) *latidens* (Säbelzahnkatze) aus Hundsheim,  $\frac{1}{4}$ , Fig. 35. *Cuon alpinus priscus* (Rotwolf) aus Hundsheim,  $\frac{1}{3}$ , Fig. 36. *Hemitragus stehlini* (Wildziege) aus Hundsheim,  $\frac{1}{4}$ , Fig. 37. *Bison* (Wildrind) aus Hundsheim,  $\frac{1}{4}$ , Fig. 38. *Pupa (Pupilla) muscorum* vom Laaerberg,  $1,5 \times$ , Fig. 39. *Succinea oblonga* vom Laaerberg, ca.  $\frac{1}{4}$ , Fig. 40. *Helix (Trichia) hispida* vom Laaerberg,  $\frac{1}{4}$ , Fig. 41. *Dicrostonyx* (Lemming) aus der Merkensteiner Höhle bei Vöslau,  $\frac{1}{4}$ , Fig. 42. *Rangifer tarandus* (Rentier) vom Gängsgraben bei Limberg,  $\frac{1}{4}$ , Fig. 43. *Elephas* (= *Mammonteus*) *primigenius* (Mammut) aus dem Löß von Krems,  $\frac{1}{3}$ , Fig. 44. Oberarmknochen eines Fellnashorns (*Coelodonta antiquitatis*) mit typischem Hyänenfraß; Löß von Zellerndorf,  $\frac{1}{4}$ , Fig. 45. *Ursus spelaeus* (Höhlenbär) a. d. Merkensteiner Höhle,  $\frac{1}{2}$ . — Fig. 1—31 = Pliozän, Fig. 32—37 = Altquartär, Fig. 38 bis 45 = Jungpleistozän.



# Erdgeschichtliche Formations- und Alterstabelle

(Daten nach J. L. KULP, Pittsburgh 1959)



\*) Zahl gilt für die Basis des Mittelkambriums.

## Register<sup>48)</sup>

### A

Acanthicus-Schichten 50, 56  
Aderklaaer Konglomerat 25, 26  
Adlitzschuppe 89  
Adneter Kalke 55  
„Äußere Klippenzone“ = Waschbergzone  
Agathakalk 56  
Albitgneise 65  
Alpen-Karpatenvorland = Molassezone  
Alpenüberschiebung 14  
Alpinotype Bewegungen 77  
Altenglbacher Schichten 38, 39  
Amphisteginenmergel 26  
Amstettener Bergland 8  
Annaberger Fenster 59  
Annaberger Teildecke 48  
Annaberger Verwerfung 13  
Anzenbach-Schichten 50, 57  
Aon(-oides)-Schichten 50, 52  
Aplitgneis 66  
Aptychenkalke und -mergel 50, 56  
Arsenal-Terrasse 72, 73  
Artesisches Wasser 84, 85  
Arzberg-Mergel 42, 43  
Aspanger Granit 66  
Asphaltschiefer, Seefelder 53  
Asterocyclinen-Sandstein 38, 40  
Atzgersdorfer (Sand-) Stein 28, 80  
Augensteinschotter 61, 77  
Augitgneise 10  
Auspitzer Mergel 32, 35, 80  
Außeralpines Wiener Becken 15  
Austriische Phase 60  
Auwaldschotter 23

### B

Bactryllien-Mergel 50  
Badener Bruch 24, 29  
Badener Konglomerat 26  
Badener Marmor 80  
Badener Tegel 25, 26  
„Ballensteinerkalk“ 69, 82  
Basiskonglomerate,  
der Gosauschichten 50, 57  
des „Tortons“ 30  
Bau- und Dekorationssteine der

Böhmischen Masse 79  
Flyschzone 81  
Grauwackenzone 82  
Molassezone 80  
Nördlichen Kalkalpen 81  
Waschbergzone 80  
Zentralzone 82  
Bauxite 58  
Bergbaue, prähistorische 62, 75  
Beskidikum 37  
Binnentertiär der Böhmischen Masse 12  
Bisamberg-Bruch 24  
Bisamberg, Gipfelschotter vom 27  
Bittescher Gneis 9, 10, 11  
Blaseneckgneis 62  
Blaseneck-Porphyroide 62  
Blassenstein-Schichten 42, 43  
Blockschichten der Waschbergzone 35  
Bodenbildung 78  
Böhmische Masse  
Paläozoikum 12  
Tektonik 12 ff.  
Übersicht 7 ff.  
Boskowitz Furche 12, 13  
Bononiensis-Zone (-Schichten) 25, 30  
Brandungsterrassen, tertiäre 27, 88, 89  
Brennberger Blockstrom 23  
Bretonische Phase 13  
Brettl, Flyschfenster von 44, 45  
Brodellböden 71  
Bruderndorfer Schichten 32, 34  
Bründlgraben bei Krems 20  
Buchberg-Konglomerat 16, 18  
Budweiser Becken 12  
Buliminen-Bolivinen-Zone 25, 27  
Bunter Keuper 67  
Buntmergelserie (= Helvetikum) 38, 43 ff., 46

### C

Carditaschichten 50, 53  
Cenoman-Klippenzone 44  
Cerithienkalk 80  
Cerithienschichten 28  
Cetischer Rücken 46  
Cidaritenschichten 53

<sup>48)</sup> Fossil- und Autorennamen nicht berücksichtigt.

Cieszkowicer Sandstein 40  
Colospongienkalke 50, 52  
Congerien-Schichten 25  
Cordieritgneise 11  
Cryptoceras-Mergel 50, 57  
Cyclamina-Bathysiphon-Schlier 25, 30

## D

Dachsteinkalk 50, 53  
Dachsteinkalk-Fazies 49  
Deckenschotter 72, 74  
Decken, tektonische 6, 39, 47 ff.  
Diabas 65  
Diaphthorose 13  
Diaphthorite (der Grauwackenzone) 64  
Diatomeenschiefer von Limberg 16, 19  
Diendorf, Scholle von 12  
Diendorfer Störung 13  
Diorit 9  
Dioritporphyr 11  
Discocyclinensandsteine 34  
Doblerbergstörung 36  
Dogger-Fleckenmergel 55  
Dolinen 47, 86, 87  
Donaubruch 13  
Donauterrassen 72 ff.  
Dreistettener Konglomerat 57  
Dunkelsteiner Wald 8, 9

## E

Eggenburger Bucht 8, 17 ff.  
Eggenburger Schichten 16, 17, 18  
Eggenburger Serie 25  
Eichberg-Konglomerat 16, 19  
Eichkogel-Bruch 24, 29  
Eisenquellen 85  
Eisenschüssige Sande und Tone 32, 35  
Eisenstädter Becken 27  
Eiskeile 71  
Eklogitamphibolit 68  
Elphidium-Cibicides-Schlier 25, 30  
Elphidium-hauerinum-Zone 25, 28  
Elphidium-reginum-Zone 25, 28  
Engelsberger „Marmor“ 50, 54, 81  
Enzesfelder Kalke 50, 55  
Erdgasvorkommen  
  der Molassezone 80  
  des Wiener Beckens 80  
Erdölvorkommen, Wiener Becken 31, 80  
Erlaufseegletscher 71  
Ernstbrunner Kalk 32, 33  
Erratische Blöcke 70  
Ervilien-Schichten 25, 28  
„Erzführende Kalke“ (der Grauwackenzone)  
  62  
Erzvorkommen  
  der Böhmisches Masse 79  
  der Nördlichen Kalkalpen 81  
  der Grauwackenzone 82  
  der Zentralzone 82  
Exotika 61  
Exotische Gerölle 46, 57, 59

## F

Falkensteiner Bruch 24, 29  
Falkensteiner Störung 12, 13  
Fazies, Begriff 6  
Feldebene 72, 74  
Fenstermolasse von  
  Rogatsboden 16  
  Texing 16  
Findlinge 70  
Fischschiefer, bunte 25, 30  
Fjälltundra 78  
„Fjordtheorie“ der Gosauablagerungen 60  
Fleckenmergel 42  
Floreni-Schichten 63  
Flugsande 73  
Flysch, Definition 37  
Flyschfenster von Brettl 44, 45, 59  
Flyschdeckschollen 36, 45  
Flyschklippenzone 42  
Flyschzone  
  Tektonik 45  
  Übersicht 37 ff.  
  „Forellenstein“ 62  
Frankenfesler Decke 48, 49

## G

Gaadener Becken 26  
Gabbro 9  
Gablitzer Schichten 38, 40  
Gänslerndorfer Terrasse 71, 72, 74  
Galgenberg-Kalk 32, 33  
Gauderndorfer Sande 16, 17, 18  
Gault-Flysch 38  
Gebirgsbildungen  
  alpidische 6, 60, 63  
  assyntische 13, 76  
  hercynische 76  
  kaledonische 6, 76  
  prä-variszische 12, 13  
  variszische 6, 10, 12, 13, 63, 76  
Gedersdorfer Lößlandschaft 71  
Germanotype Bewegungen 77  
Geschiebe, gekritzte 71  
Gföhler Gneis 9, 10, 11, 12  
Gipsdolin 51  
Gipsvorkommen  
  der Nördlichen Kalkalpen 81  
  der Zentralzone 82  
Glaukoniteozän 40  
Glaukonitreiche Foraminiferenmergel 32, 33  
Glaukonitsandstein (Serie) 38, 40  
Gletscherschiffe 70  
Glimmerschiefer  
  der Böhmisches Masse 10  
  der Zentralzone 66 ff.  
Globigerinenschichten 32, 34  
Gmünder Schichten 12  
Gobelsburger Niveau 72, 74  
Göller-Teildecke 48  
Göttweiger Bodenbildung 72, 74  
„Gosauflysch“ 49  
Gosaukonglomerate 57

- Gosauschichten 50, 57  
 Granit  
   Aspanger 66  
   Eggenburger 9, 10  
   Eisgarner 9, 10, 11, 12  
   Eselberger 66  
   Gmünder 9  
   Kirchberger 66  
   Maissauer 9, 10  
   Mauthausener 9, 10, 11, 12  
   Rastemberger 9, 11  
   Retzer 10  
   Thaya 9  
   Weinsberger 9, 10, 11  
   Wolfstaler 69  
 „Granitgneise“ der Zentralzone 66  
 Granulite 9, 10  
 Graphit  
   der Böhmisches Masse 79  
   der Grauwackenzone 82  
 Graphitphyllite, der Grauwackenzone 63  
 Graphitschiefer der Böhmisches Masse 10, 11  
 Grauwacke, Definition 61  
 Grauwackenzone  
   Lagerstätten 62  
   Tektonik 63  
   Übersicht 61 ff.  
 Greifensteiner Sandstein 38, 39, 40  
 Greifensteiner Teildecke 38, 39  
 Grestener Arkose 42  
 Grestener Klippenzone 41, 42  
 Grestener Schichten 41, 42  
 Grillenberg, Kohlen von 25  
 Grobgneissserie 64, 66  
 Grödener Schichten 62  
 Großbach, Fenster von 59  
 Grünschiefer  
   der Grauwackenzone 62  
   der Zentralzone 65  
 Grunder Schichten 16, 19, 20, 24, 25  
 Grundwasser 84 ff.  
 Gryphaenkalk 42  
 Gutensteiner Schichten 50, 51
- H**
- Hajdofschichten 32, 34  
 Hainburger Berge 69  
 Haller Schlier 16, 17, 18  
 Hallstätter Decke = Hohe-Wand-Decke  
 Hallstätter Kalke 50, 54  
 Halobien-schiefer 50, 52  
 Haselgebirge 51  
 Hasselbergkalke und -mergel 50, 56  
 Hauptdolomit 50, 53  
 Hauptdolomit-Fazies 49  
 Hauptkette der Kalkalpen 48  
 Hauptklippenzone 42, 43  
 Hauptmuldenzone 29  
 Helfens, Teilbecken von 23  
 Helvetikum (Definition) 7  
 „Helvetische“ Ablagerungen 26  
 Hengstfenster 49, 59  
 Hernalser Tegel 28
- Hinterriß-Schichten 50, 56  
 Hippuritenriffkalk 50, 58  
 Hirlatzkalke 50, 55  
 Hochterrasse 72, 74  
 Höbersdorfer Terrasse 72, 74  
 Höflein, Fenster von 59  
 Hohe-Wand-Decke 48, 49  
 Hollabrunner Schotterkegel 16, 20  
 Hollabrunn-Laaer-Senke 21  
 Hollenburg-Karlstettner Konglomerat  
   16, 20, 80  
 Hollingsteinkalk 32, 34  
 Horner Bucht 8  
 Hornsteinkalke 43, 50, 56  
 Hütteldorfer Sandstein 38, 40  
 Hydrogeologie 83 ff.  
   Böhmische Masse 84  
   Flyschzone 86  
   Grauwackenzone 88  
   Kalkalpen 86  
   Molassezone 84  
   Waschbergzone 85  
   Wiener Becken 85  
   Zentralzone 88
- I**
- Inneralpines Tertiär 22 ff.  
 Inneralpines Wiener Becken  
   Stratigraphie 25  
   Tektonik 29  
   Übersicht 24 ff.  
 „Innere Klippenzone“ 31, 41  
 Inoceramenschichten  
   der Gosau 50, 58  
   des Flysch 38, 40  
 Ivensischer Rücken 46
- J**
- Jurensis-Schichten 50, 55  
 Juvavische Massen 48
- K**
- Kahlenberger Schichten 38, 40  
 Kahlenberg-Teildecke 38, 40  
 Kalkalpen, nördliche  
   Querstrukturen 60, 61  
   Stratigraphie 61  
   Tektonik 59  
 Kalksbürger Schichten 50, 55  
 Kampalpendecke 66, 89  
 Kaolin 8, 79, 82  
 Karbonflora von Klamm 63  
 Karnabrunner Kirchberg 36, 89  
 Karpatische Fazies der Kössener Schichten 54  
 Karpatenvortiefe = Molassezone  
 Karrenfelder 47  
 Karsterscheinungen 47, 86 ff.  
 Karsthöhlen 86, 87, 88  
 Kaumberger Schichten 38, 41, 45  
 Kern- oder Grobgneissserie 64, 66  
 Kieselgur 80  
 Kieselkalke 42, 50, 55

- Kieselkalkzone 48  
 Kirchberg am Wechsel 23  
 Kirchstettener Mergel 39  
 Klammer Zone 63  
 Klauskalke 50, 56  
 Klementer Schichten 32, 33  
 Klentnitzer Schichten 32, 33  
 „Klippen“ 45, 46  
   der Waschbergzone 36  
   im Flysch 37, 39  
   von Klausen-Leopoldsdorf 44  
   von Sulz 44  
 Klippenberge der Waschbergzone 31 ff.  
 „Klippenhüllflysch“ 42, 43  
 Klippenraum 40  
 Klippenzonen  
   „äußere“ 31  
   Grestener 41, 42, 44  
   innere 41  
   Piennidische 42, 44  
   St. Veiter 42, 44  
   subalpine 42, 44  
   Tiergarten 42, 44  
 Kössener Schichten 41, 42, 50, 54  
 Kohlenvorkommen  
   der Kalkalpen 52, 53, 82  
   der Klippenzonen 42, 80  
   der Molasse 15, 79  
   der Waschbergzone 80  
   des Wiener Beckens 23, 26, 28  
 Konglomeratserie (*Friedl*) 26  
 Konradshheimer Schichten 42, 43  
 Korneuburger Becken 23  
 Kratogen 13  
 Kremser Bodenbildung 72, 74  
 Kremsfeld-Niveau 72, 74  
 Kristallinrücken  
   cetischer 46  
   ivensischer 46  
   rumunischer 46  
   südultralhelvetischer 46  
   von Raipoltenbach 21  
 Kristallsandstein 16, 80  
 Križna-Einheit 69  
 Krumbacher Schotter 23  
 Krumbacher Störung 70  
 Kryoturbationen 71
- L**
- Laaber Schichten 38, 40  
 Laaber Teildecke 38, 40  
 Laaberberg-Terrasse 72, 73  
 Laaer Schichten 16, 19, 24  
 „Lachalpen-Decke“ 49  
 Lageniden-Zone 25, 27  
 Lagerstätten 78 ff.  
 Laimenzonen 71  
 Lainzer-Tiergarten-Klippenzone = Pienniden  
 Laramische Phase 60  
 Lasseer Senke 75, 85  
 Laterit 77  
 Laubensteinkalk 50, 55
- Leiser Berge 31 ff.  
 Leithagebirge 68 ff.  
 Leithakalke  
   autochthone 25  
   der Molassezone 20, 89  
   des Wiener Beckens 26  
   detritäre 25, 26  
 Leithakonglomerat 80  
 Leopoldsdorfer Verwurf 29  
 Leukophyllit 66, 82  
 Lias-Fleckenmergel 55  
 Liegendtonschichten 15, 16  
 „Lindkogler Marmor“ 81  
 Lithothamnienkalk  
   der Molassezone 20  
   der Waschbergzone 34  
   des Wiener Beckens 26  
 Löß 71, 82  
 Loibersdorfer Schichten 17  
 Lunzer Decke 48  
 Lunzer Fazies 49  
 Lunzer Sandstein 50, 52  
 Lunzer Schichten 50, 52  
 Lunzerseegletscher 71  
 Lydite 62, 63
- M**
- Mactra-Schichten 25, 28  
 Maguradecke 46  
 Mailberger Abbruchzone 13, 14, 21  
 Maisberg-Niveau 72, 74  
 Mannwörther Zwischenterrasse 72, 74  
 Mariazell-Puchberg-Hernsteiner Linie 48  
 „Marmor“  
   Engelsberger 54, 81  
   Enzesfelder 81  
   Lindkogler 81  
   Merkensteiner 81  
   vom Privatomburg 51, 81  
   Willendorfer 54, 81  
 Matzener Sand 27  
 Maustrenker Schlierbasisschutt 30  
 „Meletta“-Schlier 17, 19  
 Melker Sande 16  
 Mergel  
   von Enzesfeld 26  
   von Gainfarn 26  
   von Steinabrunn 26  
   von Wöllersdorf 26  
 Merkensteiner „Marmor“ 81  
 Metamorphe Gesteine  
   der Böhmisches Masse 9  
   der Grauwackenzone 62  
   der Zentralzone 64 ff.  
 Michelstettener Schichten 32, 35  
 Mineralquellen 85, 87  
 Mischgesteine 11  
 Mistelbacher Scholle 29  
 Mistelbacher Schotterkegel 25, 29  
 „Mittelostalpin(e Einheit)“ 67, 68  
 Mitterndorfer Senke 31, 75  
 Mödling-Brühl-Altenmarkter Linie 48  
 Mödlinger Scholle 29

Mönchkirchner Blockstrom 23

Molasse

autochthone 21

Definition 13

gefaltete 15

subalpine 15, 21

Tektonik 21

ungefaltete 15

Untergrund 8, 14, 21

Molasse „fenster“

von Texing 14, 22

von Rogatsboden 22

Molassezone 13 ff.

Moldanubikum (= moldanubische Zone)  
9, 11 ff.

Molter Schichten 16, 17

Moosbierbaumer Kristallin-Konglomerat  
15, 16

Moosbierbaumer Untergrundrücken 21

Moränen (-wälle), eiszeitliche 70

Moravikum (= moravische Zone) 9 ff.

Moravisches Fenster 10

Mucronatenschichten 32, 34

Mürbsandsteinführende Oberkreide 38, 41

Mühlbergkalk 50, 56

Mühlfeld, Fenster von 59

Mürz-Tachenberg-Decke 66

„Mürztaler Deckschollen“ 49

Mürztaler Fazies 49

Mürztaler Kalke und Mergel 50, 53

„Musterfalten“ von Lunz 48

N

Naßgallen 37

Neokom-Flysch 38

Neuhauser Schichten 42

Niederkreuzstetten, Bucht von 23

Niederleis, Bucht von 26

Niederterrasse 72, 74

Niemtschitzer Schichten 32, 34

Nierentaler Schichten 58

Nördliche Kalkalpen

Tektonik 59

Übersicht 47 ff.

Nöstach, Fenster von 59

Nonion-granosum-Zone 25, 28

Norische Decke 63

Norische Linie 63

Norische Überschiebung 63

Nummulitensandsteine 34

Nußbergterrasse 27, 88

Nußdorfer Bruch 24

O

Obersiebenbrunner Senke 75

Oedenhoffenster 49, 59

Ötscher Decke 48, 49

Ollersbacher Konglomerat 15, 16

Oncophora-Schichten 16, 19

Ophiolithe 65

Opponitzer Schichten 50, 53

Orbitoiden-Sandsteine 39, 50, 58

Orbitolinen-Schichten 50, 57

Orogenese = Gebirgsbildung s. d.

Orthogesteine 10

Definition 9

der Böhmisches Masse 10, 11

der Zentralzone 65

Ostalpine Einheiten

„mittel-ostalpin“ 7

ober-ostalpin 7

unter-ostalpin 7

P

Paleozänflysch 38

Pannon-See 28

Paragesteine

Definition 9

der Böhmisches Masse 10, 11

der Zentralzone 65

Parndorfer Platte 73

Partnach-Schichten 50, 52

Patellensande von Roggendorf 18

Pausramer Mergel 32, 35

Penninikum 7

Perm von Zöbing 12

Pielacher Tegel 16

Piennidische Klippenzone 42, 44

Piestingschotter 29

Pikrit 46

„Pilzfalte“ vom Leopoldsberg 45

Plassenkalk 50, 56

Plateauberge 47, 89

Plattenkalk 53

Pleissinger Masse (Serie) 10

Pollauer Berge 31

Porta hungarica 78, 88

Posidonienschichten 42

Poysbrunner Scholle 29

Prater-Terrasse 72, 73

Prebichlschichten 50, 51, 62

Preßburger Masse 69

Pretul-Kirchberg-Decke 66

Privatonberg, „Marmor“ vom 51

Pseudosenmeringquarzit 67, 68

Puchberger Terrassenschotter 74

Pyrenäische Phase 60

Q

Quartäre Tektonik 75

Quellen 84 ff.

Quellhorizonte 87

Querströmungen

der Molasse 21

der Waschbergzone 36

des Alpen-Karpatenbogens 21

R

Racheln (im Löß) 73, 85

Radio-Karbon-Methode 73

Radiolarite 42, 43, 50, 56

Ramsaudoelmit 50, 52

Randketten der Kalkalpen 48

Rannachschiefer 66, 67

- Rauchenwarther Platte 73  
 Rauhwaacke 50, 51  
 „Raxlandschaft“ 47, 77  
 Rechnitzer Serie 65, 67  
 Reiflinger Schichten 50, 51  
 Reingrabener Schiefer 50, 52  
 Reingruber Serie 32, 34  
 Reisalpen-Teildecke 48  
 Reiselsberger Sandstein 38, 41  
 Reisperbachtal bei Spitz 20  
 Retzer Sande 16, 18  
 Richardshofterrasse 27, 88  
 Riebeckirgneis 62  
 Rissoen-Schichten 20, 25, 28  
 Rohrbacher Konglomerat 25, 29  
 Rohrer Fazies 49  
 Rosaliengebirge 66  
 Rosalienserie 66  
 Rotalien-Zone 25, 27  
 Rotenberg-Schichten 42, 43  
 Rote Schiefer vom Schottenhof 38  
 Rothneusiedler Konglomerat 25, 26  
 Rotlehm vom Laaerberg 72, 74  
 Rotliegendes, von Zöbing 12  
 Ruinenmarmor 40, 81  
 Rumunischer Rücken 46, 61  
 Rzehakia-Schichten = Oncophora-Schichten  
     19  
 Rzehakina-Schiefer 38, 40
- S**
- Sande von  
   Braunsdorf 16, 19  
   Haugsdorf 16, 19  
   Laa/Thaya 16, 19  
   Neudorf a. d. M. 26  
   Pötzleinsdorf 26  
   Stronsdorf 16, 19  
 Sandschaler-Zone 25, 27  
 Sandsteinzone = Flyschzone  
 St. Pöltner Störung 21  
 Sarmatmeer 28  
 Savische Phase 60  
 Scharfeneckarkose 68  
 Schattwalder Schichten 54  
 Scheibsbach-Schichten 42, 43  
 „Scherlinge“ 35, 44, 45, 46  
 Schlier  
   Definition 15  
   von Platt 16, 19  
   von Zellerndorf 16, 19  
 Schlierbasis-Schutt 25, 30  
 Schmidasteirrand 8  
 Schneckengartl bei Dreistetten 58  
 Schneeberg-Decke 49  
 Schöpflklippen 44  
 Schrambach-Schichten 50, 57  
 Schrattenberg-Bruchsystem 29  
 Schuppenstruktur von Perwang (O.-Ö.) 36  
 Schwäbische Fazies der Kössener Schichten 54  
 Schwechatfenster von Sattelbach 59  
 Schwefelquellen 85  
 Schwermineralanalyse 6
- Scutellensande von Dreieichen 16, 18  
 Sedimentationströge (alpine) 7, 46  
 Seichtwasserkreide 42, 43  
 Semmering-„Mesozoikum“ 66, 67  
 Semmeringquarzit 66, 67, 69  
 Semmeringsystem 64  
 Serpentin  
   der Böhmisches Masse 9  
   der Werfener Schichten 51  
   der Zentralzone 65, 68  
 Seyringer Terrassen 72, 73  
 Siegggrabener Bruch 70  
 Siegggrabener Scholle (Serie) 67, 68  
 Sieveringer Schichten 38, 40  
 Silbersberggrauwacke 62  
 Silbersbergkonglomerat 62  
 Silbersbergschiefer 62  
 Silbersbergserie 62  
 Sannersdorfer Konglomerat 23  
 Sitzendorfer Scholle 21  
 Spiroplectammina-Zone 25, 27  
 Spitzer Gneis 9, 11  
 Spongien-Lias 55  
 Stadt-Terrasse 72, 73  
 Starhemberg-Schichten 50, 54  
 Steinberg-Bruchsystem 29, 30  
 Steinbergflysch 38, 40  
 Steinitzer Serie 31  
 Steinhühlskalke 50, 56  
 Stillfrieder Bodenbildung 72, 74  
 Störung  
   von Aggsbach 13  
   von Vitis 13  
 Stollbergsschichten 42  
 Strengberge 8  
 Strudengau 9  
 Subbeskidische Zone 31  
 Subhercynische Phase 60  
 Südalpine Einheiten 7  
 Südultralhelvetischer Rücken 46  
 Süßwasserkalke des Wiener Beckens 29
- T**
- Tachert 17  
 Tattermannschiefer 67, 68  
 Ternitzer Nagelfluh 74  
 Terrassen, eiszeitliche 72 ff.  
 Tethys 76  
 Thayabatholith 10, 11, 90  
 Thayakuppel 9, 10, 13  
 Thebener Pforte 78  
 Thermen 85  
 „Thermenlinie“ 24  
 Thörl Kalk 67, 68  
 Tiefbohrungen von  
   Absdorf 8, 17  
   Fallbach 2: 21  
   Geretsberg 14  
   Mailberg 8  
   Perwang 14  
   Porrau 14  
   Puchkirchen 14  
   Staat 1: 14, 21

- Tiefbohrungen von  
 Texing 8, 14  
 Wildendürnbach 80
- Tiefengesteine  
 der Böhmisches Masse 11
- Tiefscholle, des Wiener Beckens 29, 30
- Tobeln 37, 86
- Torf 82
- „Tortonische“ Ablagerungen 26 ff.
- Traisentrog 8, 14
- Triestingschotter 26
- Trofaiach-Linie 64
- Tullner Becken 8, 21
- U
- Ultrahelvetikum 7
- Ultrahelvetisch 37
- Unterberg-Teildecke 48
- Unterostalpin(e Einheit) 7, 66, 67, 69
- Urdonau 77 ff.
- Urmannsau, Fenster von 59
- V
- Variszische Gebirgsbildung 6, 10, 12, 63, 76
- „Veitscher Decke“ 63
- Verarmungszone 25, 28
- Vergletscherung, eiszeitliche 70
- Verlehmungszonen 71
- Vilser Kalke 42, 50, 56
- Vindelizische Südschwelle 46
- Vorcenomane Phase 60
- Vorfaltungszone 21
- Vorgosauische Phase 60
- Vulkanismus 46
- W
- Wachau 9
- „Wackelsteine“ 8, 90
- Wagram 72, 74
- Wandkalke der Hohen Wand 50, 54
- Waschbergkalk 32, 34
- Waschberg-Nikolsburger Zone = Waschberg-Zone
- Waschberg-Zone
- Tektonik 36
- Übersicht 31 ff.
- Wechselfenster 65
- Wechselserie 64, 65
- Weitersfelder Stengelgneis 10, 11
- Werfener Schichten 50, 51
- Wettersteindolomit 50, 52
- Wettersteinkalk 50, 52
- Weyerer Bögen 60
- Wiener Becken  
 außeralpines 15  
 inneralpines 24 ff.  
 Gaslagerstätten 30 ff., 80  
 Ollagerstätten 30 ff., 80  
 Tektonik 29  
 Untergrund 30
- Wienerberg-Terrasse 72, 73
- Wiener Pforte 78, 89
- Wiesmather Aplitgneis 66
- Willendorf bei Bad Fischau 23
- Willendorfer „Marmor“ 54, 81
- Wimpassing a. L., Eozän 23
- Windischgarstener Fenster (O.-Ö.) 59
- Wittingauer Becken 12
- Wölblingler Bucht 15
- Wöllersdorfer Schotterkegel 74
- Wörderner Sandstein 38, 39
- Wolfpassinger Schichten 38, 39
- Wolfpassing-Spannberger Rücken 30
- Wollsackverwitterung des Granites 8, 90
- Z
- Zeller Schichten 42
- Zementmergel 50, 57, 81
- Zementmergelserie 38, 41
- Zentralzone  
 Tektonik 69  
 Übersicht 64 ff.
- Zliner Schichten 40
- Zöberner Breccie 23
- Zöbing, Perm von 12
- Zogelsdorfer Stein 18, 80
- Zweiersdorfer Schichten 50, 58

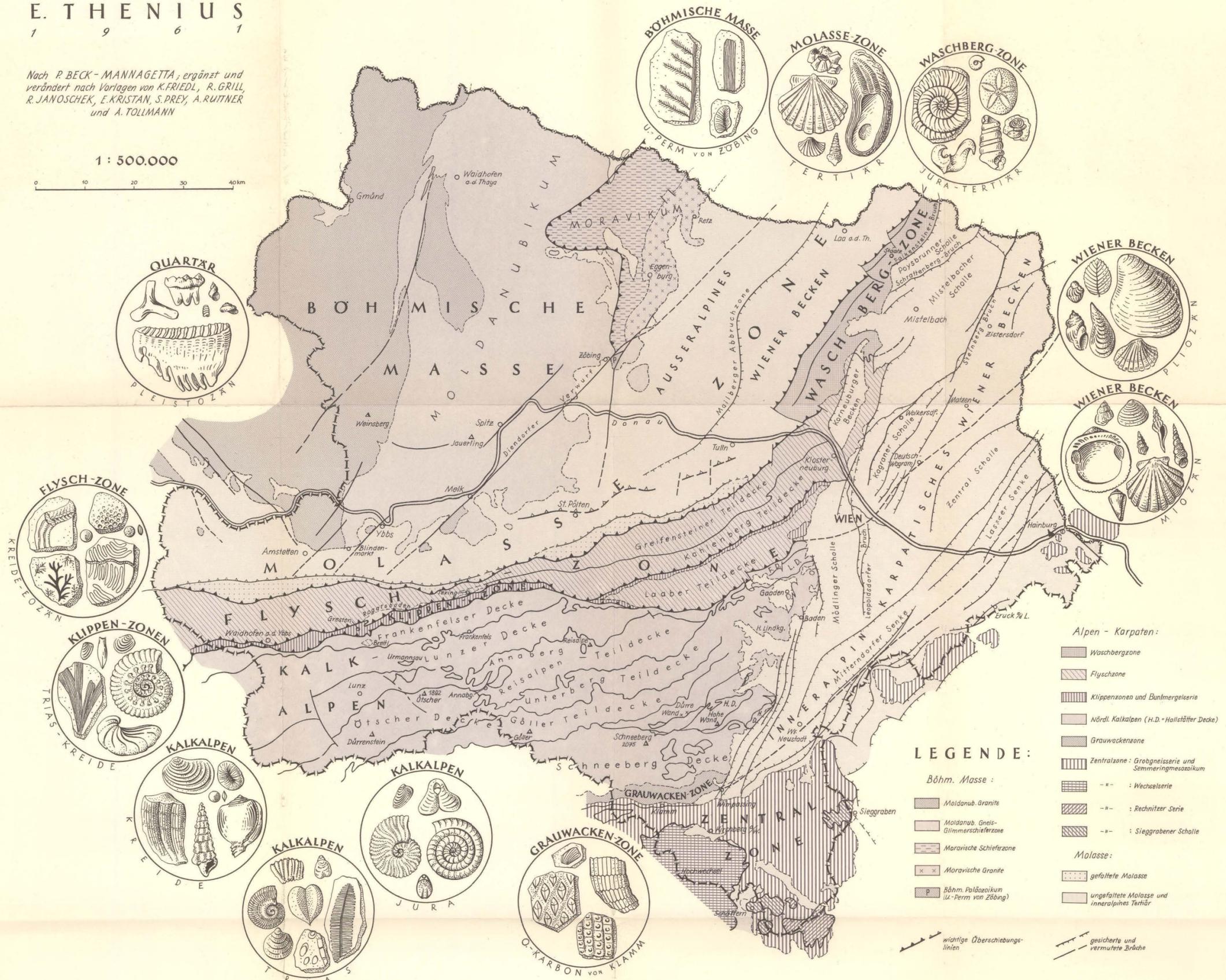
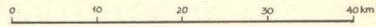
# NIEDERÖSTERREICH *Übersicht des geologischen Baues sowie des Fossilinhaltes der Gesteine*

E. T H E N I U S

1 9 6 1

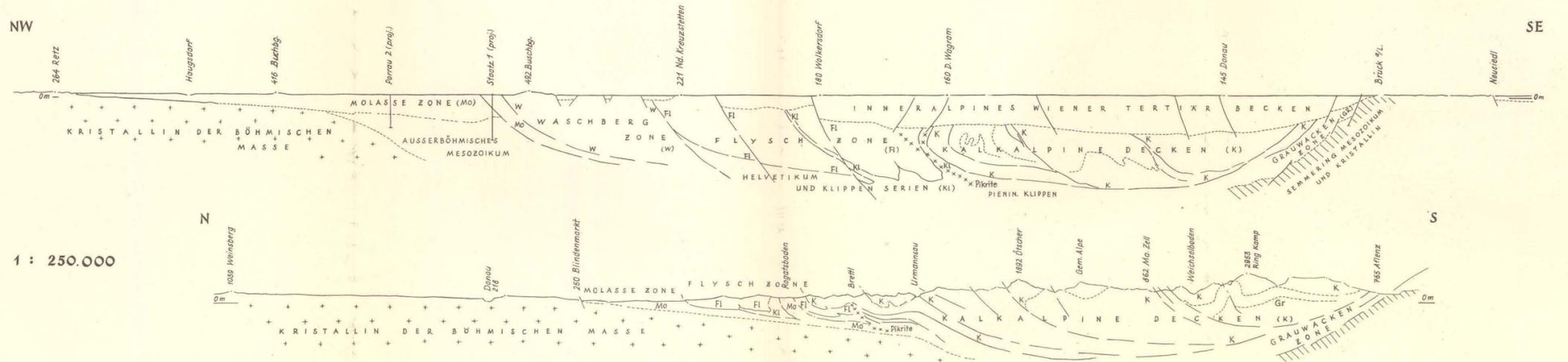
Nach P. BECK-MANNAGETTA, ergänzt und verändert nach Vorlagen von K. FRIEDL, R. GRILL, R. JANOSCHEK, E. KRISTAN, S. PREY, A. RUITNER und A. TOLLMANN

1 : 500.000



## GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSPROFILE DURCH DIE ÖSTLICHEN UND ZENTRALEN TEILE VON NIEDERÖSTERREICH *Entwurf H. Kupper 1961*

(Zusammenfassung nach der geol. Literatur)



1 : 250.000