

Erläuterungen
zur geologischen Karte
der Umgebung von Wien

1 : 75.000

(Ausgabe 1952)

unter Mitarbeit von

Hofrat G. Götzinger, R. Grill, H. Küpper, E. Lichtenberger,
G. Rosenberg sowie einer **Arbeitsgemeinschaft zum Ent-**
wurf der Fossiltafeln

Redaktion: **R. Grill, H. Küpper**

Wien 1954

EIGENTUMER, HERAUSGEBER UND VERLEGER: GEOLOGISCHE BUNDES-
ANSTALT, WIEN. III., RASUMOFSKYGASSE 23
GESELLSCHAFTS-BUCHDRUCKEREI BRÜDER HOLLINEK

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. Vorwort zu Karte und Erläuterungen	5
2. Einführung (H. K ü p p e r)	7
3. Die Kalkalpen	10
3 a) Übersicht (H. K ü p p e r)	10
3 b) Erforschungsgeschichte, Stratigraphie und nutzbare Gesteine (G. R o s e n b e r g)	11
3 c) Tektonik der Kalkalpen (H. K ü p p e r und G. R o s e n b e r g)	30
3 d) Zur Geomorphologie des kalkalpinen Abschnittes (E. L i c h t e n b e r g e r)	37
4. Die Flyschzone	43
4 a) Gesteine und stratigraphische Stellung (G. G ö t z i n g e r)	43
4 b) Klippenzonen, Gesteine und stratigraphische Stellung (G. G ö t z i n g e r)	64
4 c) Die tektonischen Verhältnisse der Flyschzone (einschließlich der Klippen- zonen) (G. G ö t z i n g e r)	69
4 d) Bausteine (Flysch- und Klippenzonen) (G. G ö t z i n g e r)	85
4 e) Zur Geomorphologie der Flyschzone (G. G ö t z i n g e r)	88
5. Die Flyschausläufer nördlich der Donau (R. G r i l l)	93
6. Die Waschbergzone (R. G r i l l)	97
7. Die subalpine Molasse, Südrandzone (G. G ö t z i n g e r)	99
8. Die äußeren Molasseanteile (R. G r i l l)	117
9. Das Korneuburger Becken (R. G r i l l)	121
10. Das Inneralpine Wiener Becken südlich der Donau (H. K ü p p e r)	123
11. Das Inneralpine Wiener Becken nördlich der Donau (R. G r i l l)	132
12. Verzeichnis der auf der Karte vermerkten Bohrungen	138
Tabellen 1—4	
Tafeln 1—15	

1. Vorwort zu Karte und Erläuterungen.

Wenn nach einer Zeitspanne von rund 25 Jahren wiederum eine geologische Karte der Umgebung Wiens erscheint, so ist für den Gebrauch derselben eine Erläuterung am Platze, die andeutet, welche Stellung die Karte im Rahmen der bisherigen Entwicklung unserer geologischen Kenntnis einnimmt und die auch darlegt, welchen heute gestellten Ansprüchen sie gerecht werden kann.

Der Boden Wiens ist in den letzten hundert Jahren Gegenstand einer Reihe von geologischen Kartendarstellungen gewesen (Cžjžek, 1849, E. Sueß, 1862, Th. Fuchs, 1873, D. Stur, 1891, F. X. Schaffer, 1904, Waldmann-Bobies, 1928), so daß die heute vorgelegte Karte als vorläufig letztes Glied einer fortschreitenden Entwicklung sich an die vorhergehenden anschließt. So wie jene älteren Karten mit den dazugehörigen Erläuterungen in Art und Inhalt sich abheben von den größeren Darstellungen der Geologie von Wien in Buchform (E. Sueß, 1862, F. X. Schaffer, 1906, 1927, L. Kober, 1926, 1946), so behauptet auch unsere heutige Karte und Erläuterungen ihre Selbständigkeit neben der modernen Gesamtdarstellung des Wiener Raumes in der Geologie von Österreich (1951). Gerade im Zeitalter der immer weiter getriebenen Spezialisierung erfüllt die geologische Karte ihren besonderen Zweck insofern, als sie ein Darstellungsmittel ist, das Einblick in Fragenkreise und deren weitere Zusammenhänge eröffnen kann, ohne sämtliche spezialistischen Grundlagen als Vorbedingung für das Verständnis der Fragenkreise zu erfordern — vorausgesetzt, daß Karte und Erläuterungen zusammen gewertet und gebraucht werden.

Für den Gebrauch der Karte heute und in den nächsten Jahren ist es wesentlich, zu betonen, daß die Geologische Bundesanstalt sich bewußt ist, daß an die Karte von verschiedenen Berufsrichtungen sehr verschiedene Ansprüche gestellt werden; vom Unterrichtssektor wird die Frage nach einer übersichtlichen Orientierung gestellt, wobei die Ansprüche auf Details von den ersten Hochschulsemestern bis zu den letzten Mittelschuljahren verschieden sein müssen; vom Fachgeologen wird jenes Maximum an Informationen verlangt, das im Rahmen der technischen Ausführung der Karte gerade noch erreichbar ist; vom Praktiker schließlich auch noch Informationen über Lage und Ausdehnung der ihm gerade interessierenden Vorkommen nutzbarer Gesteine.

Ergibt sich aus dieser Vielfalt schon die Notwendigkeit, das Kartenbild als gemeinsamen Nenner verschiedenster Anforderungen anzusprechen, so ist vom geologischen Standpunkt zu betonen, daß die Karte der Umgebung Wiens drei Gebiete zur Darstellung bringt (Kalkalpenzone, Flyschzone und Tertiärgebiete), die geologisch so verschieden sind, daß allein schon ihre Darstellung auf einem gemeinsamen Maßstab einen verschiedenen Grad der Ausführlichkeit und Art der Darstellung mit sich bringt.

Wenn man beim Gebrauch der Karte diese Vielfalt von Erwägungen im Auge behält, so ist es deutlich, daß im Gegensatz zu früheren Ausgaben im Titel die Bezeichnung „geologische Spezialkarte“ durch die einfachere Fassung „geologische Karte“ ersetzt wurde, die für manche Gebiete sogar den Charakter einer „übersichtlichen Wanderkarte“ annehmen dürfte. Beim Gebrauch der Karte ersuchen wir, dies im Auge zu behalten; denn eine geologische Karte dieser Art kann nicht erst dann als gut und brauchbar angesprochen werden, wenn sie jeden Gesteins- oder Bodentyp darstellt, der an jeder Stelle beobachtbar ist. Sie erfüllt auch dann schon ihren Zweck, wenn sie das Verständnis vermittelt für den Rahmen, in den sich eine möglichst große Anzahl von Einzelbeobachtungen einfügen lassen und wenn sie in vielen Fällen den arbeitenden Geologen als Ausdeuter des letzten Details nicht ersetzen will, sondern seine niemals abgeschlossene Weiterarbeit begründet.

Allen, die durch fachliche Mitarbeit zu Text und Tafeln oder durch Druckkostenbeiträge zu den Tafeln das Entstehen von Karte und Erläuterungen ermöglicht haben, sei der Dank ausgesprochen namens aller Freunde der geologischen Arbeitskreise sowie auch der zukünftigen Benützer.

Wien, Frühjahr 1954.

Literatur.

Geologische Karten:

- Cžjžek, J., 1849: Geognostische Karte der Umgebungen Wiens. Mit Erläuterungen.
 Sueß, E., 1862: Bodenkarte der Stadt Wien. (In: „Der Boden der Stadt Wien“.)
 Fuchs, Th., 1873: Geologische Karte der Umgebung Wiens. Mit Erläuterungen.
 Stur, D., 1891: Geologische Spezialkarte der Umgebung von Wien. Mit Erläuterungen.
 Schaffer, F. X., 1904: Geologische Karte von Wien. (In: „Geologie von Wien“.)
 Bobies, C. A. u. Waldmann, L., 1928: Geologische Karte der Umgebung von Wien. Mit Erläuterungen.

Gesamtdarstellungen in Buchform:

- Sueß, E., 1862: Der Boden der Stadt Wien. Verlag W. Braumüller, Wien.
 Schaffer, F. X., 1906: Geologie von Wien. Verlag R. Lechner, Wien.
 Kober, L., 1926: Geologie der Landschaft um Wien. Verlag J. Springer, Wien.
 Schaffer, F. X., 1927: Geologische Geschichte und Bau der Umgebung von Wien. Verlag F. Deuticke, Wien.
 Hassinger, H., 1946: Boden und Lage Wiens. Wiener Geogr. Studien, Touristik-Verlag, Wien.
 Kober, L., 1947: Wiener Landschaft. Wiener Geogr. Studien, Touristik-Verlag, Wien.

2. Einführung.

Von H. Küpper.

(Mit zwei Textabbildungen, Fig. 1, 2.)

Wenn der im Bereich der Geologie und geologischen Heimatkunde Interessierte nach der geologischen Karte der Umgebung Wiens und nach den dazugehörigen textlichen Erläuterungen greift, so wird dieses Interesse wohl meist von einem konkreten Anlaß ausgehen: etwa, daß eine Wanderung auf den Schöpfl, Anninger oder auf den Eichkogel ausgeführt wurde oder in Aussicht steht. Beim Blick auf die geologische Karte wird es klar, daß die jedem intuitiv bewußte Kenntnis der Verschiedenheiten unseres Landschaftsbildes darin ihren Grund hat, daß die verschiedenen Landschaften verschiedenen regionalgeologisch unterscheidbaren Einheiten zugehören. Die moderne Bearbeitung dieser Einheiten mit der in sie eingeschlossenen Berücksichtigung einer sehr großen Anzahl von Einzelheiten bringt es mit sich, daß diese Gebiete durch verschiedene Sachbearbeiter zur Darstellung gelangten (Göttinger — Sandsteinzone, Grill — Sandsteinzone und Tertiärgebiete, Küpper und Rosenberg — Kalkalpen, Küpper — Tertiär- und Quartärgebiete). Die Behandlung des Stoffes in verschiedenen Abschnitten durch verschiedene Bearbeiter wird daher dem Benützer der Karte in sehr vielen Fällen als naturgegeben erscheinen, da ihn seine Wanderung sehr oft nur in einen Landschaftskreis führen wird und Grenzgebiete als solche auf der Karte ersichtlich sind.

Trotz dieser Aufgliederung ist die Karte das Abbild eines ganzen, geschlossenen, aus Teilen zusammengesetzten geologischen Bildes, und dieses Bild führt in Landschaft, Erd- und Menschheitsgeschichte weit über die Grenzen des in der Karte abgesteckten Rahmens hinaus. Obwohl, wie gesagt, vom Standpunkt der Bearbeitung die Aufgliederung gegeben ist, sollte hierdurch der Blick auf die großen Zusammenhänge nicht in den Hintergrund gedrängt werden, denn eine ganze Reihe von auch unscheinbaren Details sind nur aus einer weiteren Perspektive verständlich und deutbar.

Eine doppelte Orientierung dieser größeren Zusammenhänge in Raum und Zeit sei deshalb als Einführung vorangestellt, die aber ebensogut als Fluchtpunkt aufgefaßt werden kann, in dem die Fäden aller Einzeldaten letzten Endes wieder zusammenführen.

Das Gebiet unserer Karte bedeckt jenen Teil des Alpen-Karpaten-Bogens, wo das Umschwenken aus der Alpen- in die Karpatenrichtung stattfindet (Fig. 1). In diesem Gebiet liegt die Wiener Pforte, jene geographische Grenze, wo die Hügelreihen vom Westen her bis zur Donau noch als Alpenausläufer bezeichnet werden, von da jedoch ostwärts die Hügel schon als Beginn der Karpaten gelten. Im geologischen Bild ist eine tiefreichende Quertrennung nicht vorhanden: die Sandsteinzüge des Wienerwaldflysches

Geologische Skizze
der weiteren
Umgebung von Wien.

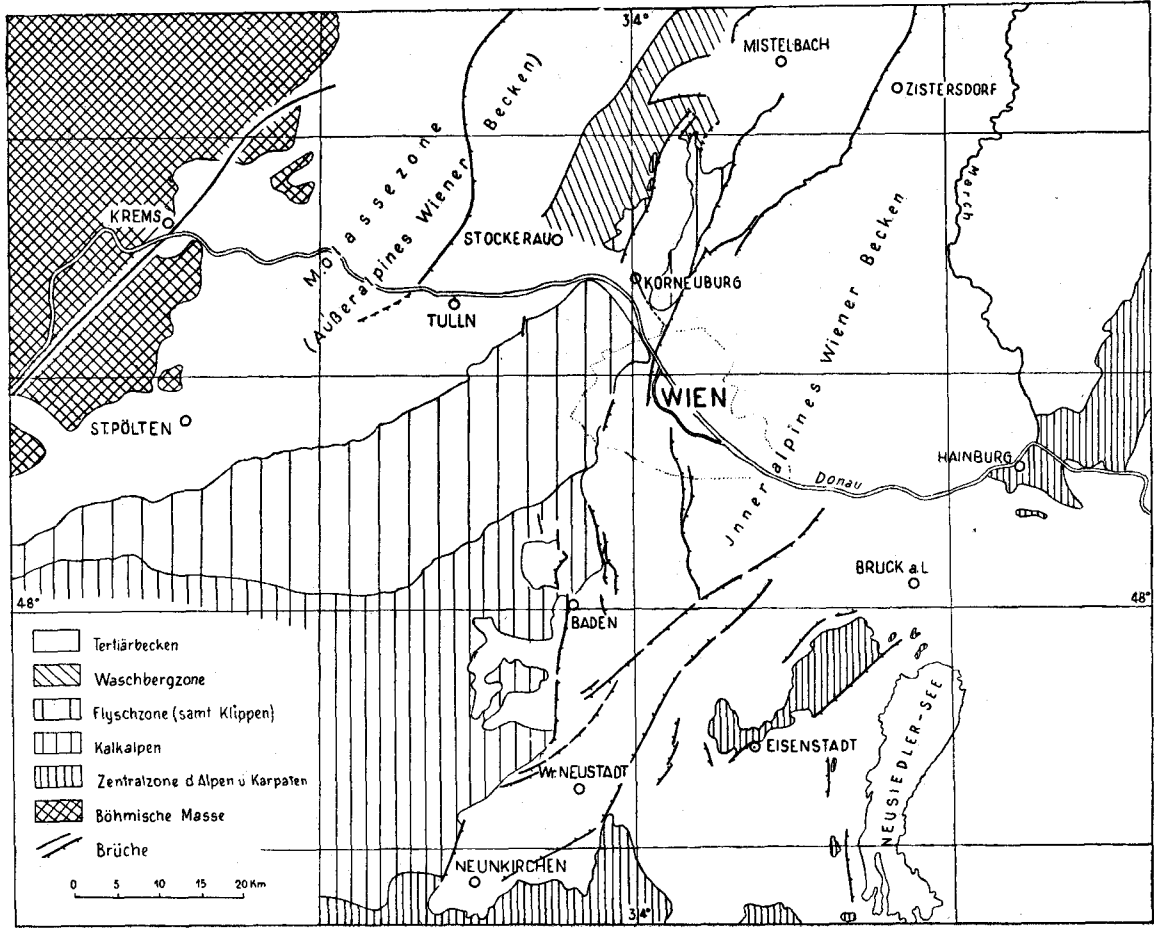


Fig. 1.

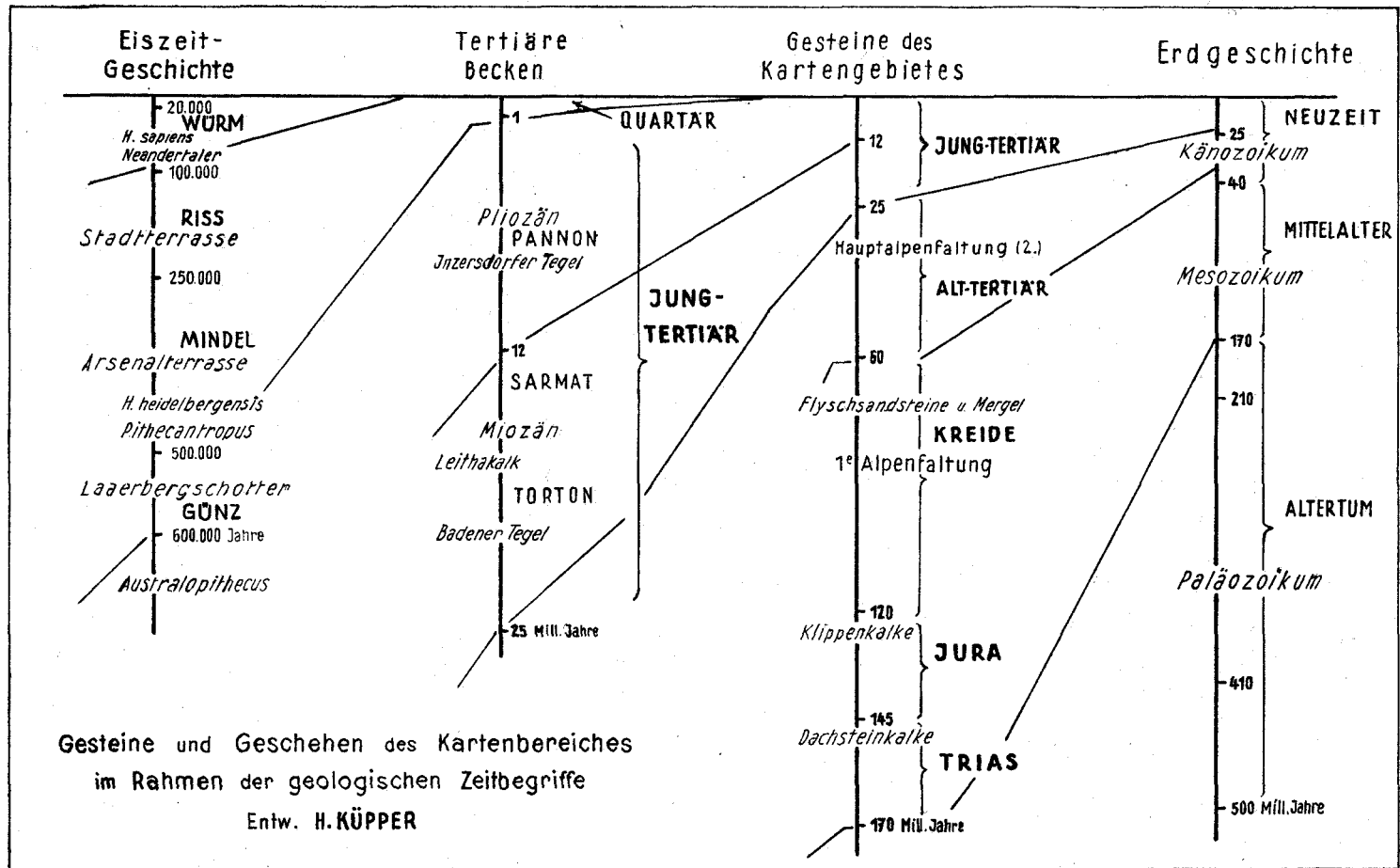


Fig. 2.

setzen sich am Bisamberg fort, die tektonische Grenze Kalkalpen/Flyschzone läßt sich im Untergrund des Wiener Beckens bis über die Donau nach NO belegen. Es bestand demnach ursprünglich eine geschlossene Gebirgskette Alpen—Karpaten. Erst dadurch, daß Teile dieses Stranges im Zuge der geologischen Entwicklung niedergebrosen sind (Korneuburger Becken, Inneralpines Wiener Becken), sind Unterbrechungen entstanden. Diese werden von der Donau auf ihrem Weg vom außeralpinen in den pannonischen Raum heute benützt und sind als solche in der geologischen Vorgeschichte seit dem Tertiär begründet.

Die geologische Übersichtsskizze zeigt im außeralpinen Raum Böhmisches Masse und Molassezone: im alpinkarpatischen Fal tungsstrang die Sandsteinzone mit den Klippenzonen und die Kalkalpen; in diesen Strang eingebrosen und ausgefüllt mit tertiären Sedimenten das Korneuburger und Inneralpine Wiener Becken.

Das hier skizzierte Mosaik ist nun nicht durch Aneinanderfügung fertiger Bausteine entstanden, es ist ein in geologischen Zeiträumen im Kraft- und Spannungsfeld der Erdkruste entstandenes Gefügebild eines Teiles der Erdrinde. Für das Verständnis des gefüglichen Zusammenhanges ist das Verständnis der enormen Zeiträume wesentlich, in denen sich das heutige Bild formen konnte, doch auch für das Verständnis der Methode, die zur Aufhellung des Gefüges führte. Sind es doch die Veränderungen in Fauna und Flora, abgebildet und festgehalten im Gestein, aus denen wir wiederum Hinweise für die Deutung des erdgeschichtlichen Geschehens ableiten. Die Relation dieser Zeiträume, soweit sie auf den Kartenbereich Bezug haben, ist aus Fig. 2 ersichtlich. Sie soll auf die Zusammenhänge hinweisen, die als Unterlagen für das Verständnis eines geologischen Karten- und Weltbildes im modernen Sinne mit herangezogen werden müssen.

3. Die Kalkalpen.

3a. Übersicht.

Von H. Küpper.

Die Nördlichen Kalkalpen sind aus Gesteinen aufgebaut, deren Entstehung in das Erdmittelalter fällt, was einem Zeitraum von 170 Millionen Jahren (Untere Trias) bis 60 Millionen Jahren (Obere Kreide) vor unserer Zeitrechnung entsprechen dürfte. An der geologischen Erforschung dieses kompliziert gebauten Gebietes wird seit mehr als 100 Jahren gearbeitet, wobei zuerst die Einstufung der verschiedenen Schichtglieder mit Hilfe von Fossilien angestrebt wurde und nach der Jahrhundertwende Fragen des Bauplanes selbst nähere Beachtung fanden.

Die Gesteine der Triasformation sind ein mächtiges Paket von ohne wesentliche Unterbrechung abgesetzten Gesteinen. Die sandig-rötliche Untertrias (Werfener Schichten) und die tonig-sandige Basis der Obertrias (Lunzer Schichten) sind im Gelände jene Leithorizonte, durch welche man Anhaltspunkte über die Hauptzüge der Lagerung der mitteltriadischen, überwiegend dunklen Kalke und Dolomite gegenüber den obertriadischen, meist helleren Dolomiten und gebankten Kalken ableiten kann. Für eine Übersicht über diese Gesteine und die dafür typischen Fossilien verweisen wir auf Tab. 1 und Taf. 1—2.

Die Gesteine des Jura sind keine geschlossene Absatzfolge. Trotz der oft lokalen geringen Mächtigkeit sind fast alle in anderen Gebieten auftretenden Jurastufen durch Fossile in meist bunten kalkigen, oder tonig-mergeligen Gesteinen auch in unserem Raume vertreten (Tab. 2).

Dem Zeitraum der Kreide ist, im großen gesehen, der Stempel jenes Ereignisses aufgeprägt, das als die früh-oberkretazische Gebirgsbildung bezeichnet wird. Schon in den Gesteinen des Jura und der tieferen Unterkreide zeichnet sich die kommende Unruhe ab; der Absatz der vorwiegend als Aptychen-Mergel oder -Kalk entwickelten tieferen und mittleren Unterkreide reißt in der höheren Unterkreide ab; die Oberkreide (Cenoman) legt sich als fein- bis grobklastische Gesteinsserie auf gefaltetes, voroberkretazisches Mesozoikum, wohl derart, daß das damalige Relief auch durch die heutigen Lagerungsverhältnisse noch durchschimmert, auch so, daß nach der früh-oberkretazischen Gebirgsbildung sich das Abklingen derselben noch lange nicht einstellen kann und sich so eine Überleitung ergibt zu jenen gebirgsbildenden Vorgängen, die an der Wende Mesozoikum-Känozoikum und im älteren Tertiär als zweiter Bauabschnitt im Baue unseres Alpenteiles bezeichnet werden können. Zur letzten baulichen Ausgestaltung gehören „Querstörungen“, die im Rahmen eines späteren Abschnittes eingegliedert sind (Tab. 3, 4).

Während man in früherer Zeit an die Auflösung des Baues unserer Alpen herangegangen ist mit dem Bilde einer „Faltung“ („Alpenfaltung“) vor Augen, so hat das fortschreitende genauere Vertrautwerden mit den Bauformen an den Tag gebracht, daß der Bauplan zurückgeht auf eine Gliederung in, in der Alpen-Karpatenrichtung längsgestreckte Überschiebungseinheiten, die als Decken bezeichnet werden. Die zusätzliche Erkenntnis, daß der Bau nicht in einem „Arbeitsgang“ entstanden sei, steht in Einklang mit der Tatsache, daß die Decken nicht einfache Abbilder eines Vorganges, sondern Spuren mehrfacher, oft zeitlich auseinanderliegender und auch verschiedenartiger Beanspruchung zeigen. Ist damit angedeutet, daß die Auflösung der Tektonik oft nicht so einfach ist, daß man eine Decke einfach „besichtigen“ könne, so darf doch betont werden, daß die Unterschiede im Bau der enggefalteten Randketten (Frankenfesler und Lunzer Decke) zum Bau der weitgespannten Hauptkette (Otscher Decke) so überzeugend sind, daß sie zusammen mit den Verhältnissen des „Schwechatfensters“ oder mit den Schwärmen tektonischer Linsen an der regionalen Hauptstörung der Kalkalpen-Flyschgrenze dafür sprechen, daß das bauliche Gesamtbild sich annähernd so darstellen dürfte, wie es auf dem unter der Karte gegebenen Übersichtsprofil entworfen ist.

3b. Erforschungsgeschichte, Stratigraphie und Nutzbare Gesteine.

Von G. Rosenberg.

Erforschungsgeschichte.

Der Kalkalpen-Nordostsporn, im Umschwenken von der „Alpidischen“ in die „Karpatische Richtung“ und an der Westgrenze des „Inneralpinen Wiener Beckens“ gelegen, gehört zu den schwierigsten Gebieten der Nördlichen Kalkalpen.

Daß es, wegen der Nähe der Hauptstadt, ohnedies und längst besonders gut, ja ausreichend bekannt sei, ist ein sich von Generation zu Generation

vererbender Irrtum; oft besucht, waren (und sind) indessen systematische Untersuchungen selten, vielfach begrenzt und durch lange Zeiten getrennt.

Auf die klassische Zeit, die im Blattgebiete einen Stur, einen Bittner an der Arbeit gesehen hatte, folgt die Ära Toula, den Heutigen vor allem als Periode des Fossilienfindens im zudem auch noch als versteinungsarm verrufenen, kalkalpinen Wienerwald vor Augen. Zu einer geschlossenen Darstellung des begangenen Gebietes durch Toula ist es nie gekommen.

1905 entschloß man sich innerhalb der Uhlig-Schule zunächst das Höllensteingebiet dem genialen Spitz anzuvertrauen. Seine beiden Arbeiten (Lit. 11 und 36) sind die modernen monographischen Darstellungen des Gebietes, die Grundlagen unserer heutigen Kenntnis, und werden sie wohl noch für Jahrzehnte bleiben.

In die Ära Spitz fällt auch die erste Anwendung moderner regional-tektonischer Betrachtungsweisen auf unser Gebiet durch Kober (zitiert in Lit. 36, S. 25 und 68). Seine heute schon klassisch gewordene Deckengliederung hat sich auch da als heuristisches Prinzip bewährt; inzwischen nötig gewordene Zurechtrückungen (besonders an der N-Front) haben Kobers Gesamtbild nicht berührt.

1926 bringt dann die Arbeit Küppers über das Anningergebiet (Lit. 12) und die Mariners (Lit. 13) über die Tektonik des Höllensteinzuges, vor allem wertvoll durch die Sammel-Schnittdarstellungen des N—O-Abschnittes, die sich gegen Späteres gehalten haben und die Mitteilungen über die Gosau von Gießhübl.

Die „Geologische Karte der Umgebung von Wien“ des Geologischen Institutes der Universität Wien (Bobies-Waldmann, Lit. 48 und 49) verarbeitet Spitz und Küpper. Der Versuch zur Eintragung einer Deckengrenze zwischen Lunzer und Frankfurter Decke im Raume Kalksburg—Kaltenleutgeben geht auf Friedl zurück.

1928 wurde die Klippenregion von Ober-St. Veit und des Lainzer Tiergartens durch Trauth (Lit. 1) monographisch dargestellt.

Für das geschlossene Kalkalpengebiet also, im ganzen, eine Zeit der Ruhe nach Spitz. Es war daher fast ein Ausnahmefall, als sich F. E. Suesß entschloß, seinen Schüler Solomonica in der kalkalpinen nächsten Wiener Umgebung einzusetzen (1934, Lit. 14). Die Arbeit ist eine förmliche Monographie ihres Kartengebietes, eine unerschöpfliche und unentbehrliche Fundgrube stratigraphischer Angaben; die Karte ist jedoch teilweise in ihrer tektonischen Auffassung wenig überzeugend.

Der Raum Kalksburg—Kaltenleutgeben ist durch die Arbeiten des Verfassers (Lit. 22, 24, 25, 26, 27, 30, 31, 33 und 58 [A]) gedeckt. Über die Ausdehnung seiner Übersichtsbegehungen bis zum Sulzberg (für dieses Blatt) existiert ein Vorbericht (Lit. 31).

Neubegehungen des gesamten West- und Südabschnittes in beschränkter Zeit waren H. Küpper anvertraut (Lit. 37, 40, 41 und 42), vor allem in Hinblick auf die Zusammenstellung der zahlreichen Einzelarbeiten zum Kartenbilde.

Stratigraphie.

Trias.

Die triadischen Äquivalente des Blattgebietes sind vornehmlich in der Bayerischen Fazies (Hauptdolomitfazies, Vorarlberger—Nord-

tiroler—Lunzer Fazies) ausgebildet. Die Schwäbische (Halden-)Fazies Kössener Schichten s. l. des Rhäts der Pienidischen (Grestner-)Klippenzone des Gebietes fügt sich dieser Ausbildungsweise zwanglos an. Nur die der Lunzer Decke im oberen Triestingtal und der Ötscher-Decke zeigen auch Anklänge an die Berchtesgadener-Dachsteinkalkfazies (Gesäusefazies) (siehe Spengler, Geol. von Österreich, S. 315 ff.).

Untertrias.

Skythische Hauptstufe, Skyth, Werfenien.

Werfener Schichten (Fossilbeispiel: Taf. I, Fig. 1) treten im Gebiete nur in der Ötscher-Decke oder aus ihr stammenden tektonischen Elementen in den bekannten Ausbildungen auf; ihr allerdings auf lange Strecken unterbrochener „Zug“ „Brühl—Altenmarkt“ ist ein Hauptelement der „Brühl—Altenmarkter „Aufbruchs“-Linie“ Bittners, die wir heute als Basiszone der Ötscher-Decke auffassen.

Die Vorkommen von Werfener Quarziten, die tief eingestuft werden (neuerdings tritt sogar Perm in Frage), deuten darauf hin, daß das tiefere skythische Niveau auch vertreten zu sein scheint. Auf das höhere weist das nicht ganz sicher zu bestimmen gewesene Vorkommen von *Naticella costata* Münst. (Taf. 1, Fig. 2). Die Erhaltung von Gips, vor allem an den Stellen „vor“ der geschlossenen Ötscher-Decke, ist vielleicht nicht nur durch Einwickelung in das (?) Haselgebirge, sondern auch durch Einstopfungen dieses Komplexes in überfahrenes Relief, als Reliefplomben zu erklären. Eine Unterteilung des skythischen Niveaus kommt, wie überall in den Nord-Kalkalpen, nicht in Frage. Die Stellung der glimmerbestreuten Netz- und Flaserkalke (Spitz, Lit. 36, S. 3) wäre zu untersuchen; Alternative: Ein oberstes, bereits kalkiges Niveau der skythischen Hauptstufe oder Anis.

Mitteltrias.

Aniso-ladinischer Alpiner Muschelkalk s. l.,

Anisische Hauptstufe, Anis, Alpiner Muschelkalk s. str., Virglor-(ien), Dinarien.

An der Wende Skyth/Anis treten Rauhacken auf; sie gehören dem in den Nord- und Südkalkalpen regional verbreiteten Horizont dieser Position an, der bald als oberskythisch, bald als unteranisisch angegeben wird, die „Reichenhaller Rauhacke“ der älteren Autoren, die Saalfeldener Rauhacke Pias (auch Gutensteiner Rauhacke).

Hierher gehören wohl auch die Zellendolomite Laabbach—Steinbachgraben (Küpper, Lit. 37, S. 118)¹⁾.

Die Saalfeldener Rauhacke ist wohl eine gipslagunäre Bildung, deren enge stratigraphische Verknüpfung mit anisischen Kalk-Dolomitbildungen ihre Einstufung in das unterste Anis (Pia) rechtfertigt.

Im Anis herrscht weithin die Lunzer Fazies.

Einem mehr südlichen Faziesbereich gehören die Schichten mit *Natica stanensis* Pichl. (Taf. 1, Fig. 4) der Stanensis-„Zone“ der

¹⁾ Bezüglich der in Lit. 33, S. 174, Anmerkung 22, für hier in Aussicht gestellten Erörterung der Rauhackenfrage (Referat über die Entstehung von Gipsrauhacken usw.) wird auf Lit. 58 (B) verwiesen.

älteren Autoren, Unterhydasp (p. p. Reichenhaller Schichten — Reichenhaller Kalk) an, die demgemäß auch nur in der Basiszone der Ötscher-Decke nachgewiesen worden sind (Großer Rauchkogel, Liechtenstein, wohl auch Nöstach—Hafnerberg [Solomonica, Lit. 14, S. 7]).

Reichenhaller Schichten und Gutensteinerschichten sind, bis zu einem gewissen Grade, historische Synonyma.

Wenn auch das Auftreten massigerer Kalke und Dolomite in der (ganzen) Mitteltrias (besonders wenn sie dunkel sind und nicht allzuweit durchgehen) faziell keine weitere Bedeutung hat, so soll doch festgehalten werden, daß in der Ötscher-Decke des Gebietes vielfach schon im Anis (lokal auch direkt über den Werfener Schichten) massige Entwicklung eine gewisse Rolle spielt (Lindkogel, Peilstein, Altenmarkt—Taschhof [Spitz, Lit. 36, S. 6 und 8, Fig. 1]).

„Weiße“, „indifferente“ Kalke (l. c., S. 6) des Anis, besonders aber anisischer Wettersteinkalk (l. c., S. 7) wären als Steinalmkalk zu bezeichnen.

Bei dieser Ausbildungsweise der anisischen Äquivalente im westlichen und südlichen Teil der Ötscher-Decke des Kartengebietes nähme es nicht wunder, wenn die Trinodosuslage dort bereits in der Fazies des Schusterbergkalks aufträte, der inmitten derartiger schwer zu gliedernder Elemente oft allein als Leithorizont zu sehen ist. Auf ihn deuten die „gelben, rötlichgelben und blutroten Kalklagen in der oberen Abteilung des Muschelkalkes“ (l. c., S. 6 und 28) und als (bisher) beste Stütze, die „gelben Kalke“ von „P. 512 südöstlich des Festenberges“, die „einen unbestimmbaren Ceratiten geliefert“ haben (l. c., S. 6).

All das, vor allem auch die „stumpfen Pentacrinen“ vom „Kalkberge bei Alland“ (l. c., S. 6) wären zu untersuchen, dabei auf ladinischen „Pseudo“-Hallstätter Kalk (Cornelius) zu achten.

In Gebieten mit typischer Lunzer Fazies halten sich die anisischen Äquivalente in der Variationsbreite Gutensteiner Schichten (Gutensteiner Kalk)—Reiflinger Schichten (Reiflinger Kalk) mit Einschaltungen meist dunkler, dickbankiger oder massiger, dolomitischer Elemente (Gutensteiner Dolomit).

Dolomitierte Reiflinger Schichten (also nicht Dolomithorizonte im Reiflinger Komplex) kann man heute, wo ein Mißverständnis über die Existenz eines speziellen Dolomithorizontes „der Reiflinger Schichten“ nicht mehr zu befürchten ist, wieder als Reiflinger Dolomit bezeichnen.

Daß die Gutensteiner und die Reiflinger Fazies ineinander übergehen und daher schwer zu trennen sind, ist altbekannt; macht doch die Kontroverse, ob ein Schichtstoß dahin oder dorthin zu stellen ist, selbst vor Groß Reifling nicht halt (auf der Karte konnte nur der Gutensteiner Dolomit getrennt gehalten werden. An sich ist die Unterscheidung schichtenkundlich und tektonisch keineswegs nebensächlich!). Als Faustregel gilt eine Beobachtung, die schon Bittner gemacht hat, daß die Gutensteiner- im Niveau der Pelsonischen Brachiopodenbank in die Reiflinger Fazies umzuschlagen pflegt; d. h. dort, wo sich die Hauptmasse der im unteren Oberanis (Pias) beginnenden Brachiopoden einstellt. Das hat sich auch im Kartengebiet bestätigt.

Im Dürrliesingtal, um Kaltenleutgeben, findet sich ja die altbekannte „klassisch“ gewordene Mitteltriasentwicklung im Lunzer Fazies (Kern der „Höllensteinantikline“ [Spitz] der Lunzer Decke). Leider sind

die „klassischen“ Angaben über das Anis sehr knapp gehalten; knapp bis zur Unzulänglichkeit! Als sich Toulou, 1905, entschloß, sein Profil von Waldmühle (aus einem Notizbuch von 1879) wiederzugeben (Lit. 10, S. 265, Fig. 6, Beschreibung: S. 264 und 265) — auch diese summarisch gehalten —, war es im Grunde schon zu spät.

So ist, z. B., die l. c. profilierte (heute verstürzte und verwachsene) Steinbruchstelle „oberhalb der Waldmühle“ (l. c., S. 264), an der rechten Talseite, knapp oberhalb der Mündung des Zaintales (Fossilz. der Spitz-Karte, Lit. 11), eine der ganz wenigen Stellen in den gesamten Nord- und Süd-Kalkalpen, an der *Rhynchonella decurtata* und *Rhynchonella trinodosi* in einem Profil zu finden gewesen sind; das ist nicht auszuwerten, weil die Angaben darüber unzureichend sind.

„Wurstelbänke“ in den Gutensteiner Schichten dieser Region deuten auf das Hydasp, Brachiopodenlagen (Beispiel daraus: Taf. 1, Fig. 8 und 8a und b) und Ammoniten auf Pelson-Illyr; die Pelsonische Brachiopodenbank (Brachiopodenschichten) mit *Dadocrinus gracilis* Buch (s. l. Gasche) (Taf. I, Fig. 7) ist zu lokalisieren (Rosenberg, Lit. 33, S. 166, 167 und 170); *Rhynchonella decurtata* Gir. ist zwar nicht absolut auf das „Pelson“ beschränkt, doch erscheint, im ganzen, der Nachweis von Pelson, (Binodosus-)Decurtata-„Zone“ erbracht. Paläontologisch ist auch das Unterillyr, Trinodosus-„Zone“ durch *Rhynchonella trinodosi* Bittn. (Taf. 1, Fig. 6a und b) sichergestellt.

Bei (ober?-)anisischen Äquivalenten des Gaisberges (Kaltenleutgeben) tauchte, zum ersten Mal im Gebiete des Blattes, Verdacht auf Kalkalgen auf. (Näheres Rosenberg und Kamptner, Lit. 33, S. 170).

Die Gutensteiner Schichten als „Marmor des Privatnberges“ bei Heiligenkreuz sind ein Gegenstück zum „Marmor von Türritz“, zum „Bludenzer Marmor“ (von Bürs bei Bludenz), zu dem von Egg im Brengnerwald und zum schwarzen Marmor von Spital am Pyhrn.

Ladinische Hauptstufe, Ladin.

Im Ladin sind zweifellos Faziesdifferenzen zwischen der Lunzer- und der Otscher Decke vorhanden.

In Gebieten, in denen die Reiflinger Fazies in beiden Einheiten in die höhere mitteltriadische Hauptstufe aufsteigt oder in ihr vorkommt, und an Stellen der Lunzer Decke mit einer Ausbildungsweise, die in einem Gebiete mit Wettersteinkalk (Dolomit-)Entwicklung nicht auffallen würde (die Einstufung dieser Vorkommnisse ist allerdings nicht gesichert!), sind sie überbrückt.

Im Ladin der Lunzer Decke treten die altbekannten Partnachschichten (Partnachmergel) von Waldmühle bei Kaltenleutgeben auf. Ob die für das Cordevol bezeichnende *Koninckina leonhardi* Wissm. (Taf. I, Fig. 9a und b) in den Mergelkonkretionen oder in den (an der klassischen Fundstelle den Mergeln eingelagerten) Partnachkalken bzw. Partnachdolomiten gefunden worden ist, geht aus Bittners Schilderung (Zitat in Lit. 10, S. 254) nicht einwandfrei hervor. Entgegen Spitz (Lit. 11, S. 360 und 361), liegt die „klassische“ Stelle unmittelbar östlich des Zaintaleinganges und ist noch heute ausgezeichnet aufgeschlossen.

Etwas weiter westlich, im Gebiete des Großen Flössels (P. 578) und des Gaisberges bei Kaltenleutgeben, herrscht mit Partnachmergelkalken, vor allem aber mit weitverbreiteten Hellen Partnachkalken (Bittner, Neubauer) eine kalkreichere Entwicklung der Partnachschiechten, die stark an die gleiche Ausbildung im Ladin der Lunzer Decke von Lilienfeld—Schrambach anklingt (Rosenberg, Lit. 33, S. 168 und 171).

In der Otscher Decke des Kartengebietes fehlen entgegen Spitz (Lit. 36, S. 7) Partnachschiechten nicht, denn die Teilausbildung der Colospongien-schiechten „als dünnplattige schwarze Mergel“...„mit Zwischenlagen von schwarzen Tonschiefern vom Reingrabener Typus“ (i. c., selbe Seite) muß als typische Partnachschiechten bezeichnet werden.

Gerade weil auch er ein dunkles Element ist, könnte man als (dolomiti-schen?) Partnachkalk auch den Colospongienkalk, Jägerhauskalk selbst, bezeichnen, der die bekannte Fauna des Cordevols geliefert hat und noch heute schenswert ist. (Toula, Zitat in Lit. 12, S. 64; Beispiel aus der Fauna: Taf. 1, Fig. 10 a und b).

Der Ramsaudolomit s. str. (eventuell auch s. l.) der Otscher Decke ist ein Element der Gesäusefazies, Wettersteinkalk s. str. und s. l. und Wettersteindolomit deuten bereits auf die Hochschwabfazies der Schneeberg Decke.

Ladinische Kalkalgen sind zwar im Kartengebiet noch nicht gefunden worden, um aber den mit der Materie weniger Vertrauten doch eine gewisse Vorstellung davon zu geben, wie derartige Bildungen aussehen, sei auf Taf. I, Fig. 11 und 12 a und b verwiesen.

Obertrias.

Karnische Hauptstufe, Karinth, Karn, Karnium.

Unterkarinth, Jul.

Trachycerasschiechten, Aonoidesschiechten, Trachyceras-, „Aon“-Schiefer des Unterjul treten im Kartengebiet nur in der Otscher Decke auf.

Hingegen sind die Reingrabener Schichten, Reingrabener Schiefer, Halobia rugosa-Schiefer, das höher hinaufreichende oder höhere Element der gleichen Unterstufe, in beiden südlichen Einheiten weit verbreitet.

In der Otscher Decke des Gebietes wurde lokal in den Reingrabener Schichten eine unterjulische Echinodermenlage beobachtet.

Die gleiche Verbreitung wie die Reingrabener Schichten hat im Oberjul der Lunzer Sandstein der Lunzer Schichten, s. str.; es handelt sich meistens um den Hauptsandstein. Pflanzenführende Tonschiefer-Schiefertone der Flözregion mit kleinen Kohleausbissen sind beobachtet worden. Darunter die winzigen Lagen von Kohlenmulm im großen Steinbruch der rechten Seite des Wienergrabens bei Kaltenleutgeben. Ein Vorkommen von Hangendsandstein in der Lunzer Decke ist gesichert; über Gaumannmüllerkogel bei Weissenbach (Mödling) (Otscher-Decke): Zitat in Lit. 11, S. 353, und Kühn, Lit. 56, S. 274.

In der Otscher-Decke treten auch julische Oolithe auf.

Oberkarinth, Tuval.

Ein schwieriges Kapitel sind die Äquivalente des Oberkarinths, die Opponitzer Schichten; Opponitzer Kalk, Opponitzer Dolomit; letzterer ein umstrittener Schichtename (Stur, Pia), weil er ja nur distinkte Dolomite des Tuvals umfassen dürfte und der Hauptdolomit in das Oberkarinth hinabreichen kann, sowie Opponitzer Mergel (Trauth).

Wenn Spitz (Lit. 11, S. 363) diese Schichtgruppe nur mit „...die Opponitzer Kalke, schwarze bis hellrötlichgraue Kalke, gelegentlich mit Hornsteinen...“ bezeichnet und *Solomonica* (Lit. 14, S. 8 und 9) nur angibt, „der Opponitzer Kalk“...sei...„ein gelblicher oder dunkelgraubrauner, häufig hornsteinknollenführender Kalk...“ und die Rauh- wacken aus dem Komplex verweisen möchte (l. c., S. 9 und 10), so ist das doch zu eng gefaßt.

Allerdings ist die wahre Abfolge in tektonisch stark verschliffenen Gebieten, wie das der Karte, meist verschleiert.

Elemente der Ötzer Decke (Toula, Lit. 10, S. 269 und 286) sind: „Graue, dichte, zum Teil dünnbankige Kalke“, u. a. mit *Gonodon* (*Schafhaeutlia*) *mellingi* Hauer (Taf. 1, Fig. 13 a und b) und „dünnplattige, etwas mergelige Kalke“ ...„von hellrötlichgrauer Färbung“, u. a. mit *Entolium filosus* von Hauer (Taf. 1, Fig. 14 [das abgebildete Exemplar ist aus einem anderen Komplex]). 1919 (Lit. 36, S. 8) sind Spitz aus der gleichen Einheit bereits „braungelbe, auch schwarzgefärbte plattige Mergellagen“ bekannt, die er, mit Recht, „bezeichnend“ nennt. In der Lunzer Decke ist das eine Serie plattiger, dichter, „bunter“ Mergelkalke; rötliche und gelbliche Tönungen leiten, vor dem verbreiteten Grau. Hierher bräunliche, „streifige“ Kalke der gleichen Einheit.

Im großen Steinbruch der rechten Seite des Wienergrabens bei Kaltenleutgeben tritt ein abweichend entwickeltes Schichtglied auf: Stark geschieferte, lichtmattgraue, tonige Kalke, die an Zementmergel erinnern; im Schliff: Feines Korn, Erzbestäubung, vereinzelte Foraminiferen. Hiezu: Zementmergel von Erpfendorf W Lofer und Zementschichten von Kirchdorf a. d. Krems.

„Sandig“ anwitternde, dünnplattige, feinoolithische, ?dolomitische, bituminöse Kalke gehören vielleicht zum Tuvalischen Gastropodenoolith ([Gastropoden-]Lumachellen der Opponitzer Schichten). Auch helle („weiße“) Dolomite können ganz, oder zum Teil, noch dem Tuval angehören.

Rauh wacken, Bunte Rauh wacken -Opponitzer Rauh wacke stehen offensichtlich vielfach in einem Lageverhältnis zu Opponitzer Schichten („Rauh wackenfazies der oberen Raibler“ [-schichten] der bayrischen Geologen). Ihre Einreihung wird (allgemein) verschieden angegeben; bald an der Basis des Tuvals, bald in dessen oberstem Teil, doch scheint beides vorzukommen.

Wenn sie über Opponitzer Schichten ansetzen oder in Dolomitkomplexen liegen, läßt sich freilich nicht sagen, wo da eine Formationsgrenze durchläuft; noch weniger, wenn stratigraphisch Liegendes fehlt.

Bunte Elemente („Bunte Mergel“), Rauh wacken und Gips werden allenthalben aus dem Oberkarinth der Nördlichen und Südlichen Kalkalpen angegeben (Gips in der „Oberen Abteilung“ der Karnischen Stufe der Lechtal-

Decke in den nördlichen Hohenschwangauer Bergen); besonders sei aber auf die, die ursprünglichen stratigraphischen Verhältnisse noch so deutlich wiedergebende Fazies der obertuvalischen Plätzwiesschichten der Dolomiten, des Nonsbergischen und der Lombardei verwiesen, mit noch erhaltener Wechsellagerung von Dolomit und Gips und ihren Mischgesteinen von Dolomit und Gips (!).

Offenbar ist nicht nur diese südalpine Abfolge (mit den nötigen Einschränkungen) ein Äquivalent des Gipskeupers (Pia), sondern auch ihre anderen alpinen Korrelate.

Gipsrauhwacken können daher auch in den Opponitzerschichten vermutet werden.

Norische Hauptstufe, Nor, Norium.

In der Frankenfelder- und in der Lunzer Decke herrscht der Hauptdolomit. Die verbreiteten Rauhwacken liegen wohl auch zum Teil im Nor.

Asphaltschiefer erscheinen angedeutet (Glanzschiefer von Alland). Da sie „an der Grenze gegen das Rhät“ beobachtet worden sind (Spitz, Lit. 36, S. 9), liegen sie im höheren Nor, wie der Fischmergel (Asphaltschiefer) von Wiestal (Hallein).

Gegen das Rhät zu stellen sich kalkige Gitterdolomite ein.

Daß Dachsteinkalk im östlichen Teile der Lunzer Decke des Gebietes nicht auftritt, hat, in abgeschwächter Form, schon Solomonica (Lit. 14, S. 12) vermerkt. Im oberen Triestingtal ist Übergangsbildung Hauptdolomit-Dachsteinkalkfazies schon in dieser Einheit zu beobachten (Küpper-Lit. 37, S. 19).

In den nördlichen Schuppen der Frankenfelder Decke („Kieselkalkzone“) tritt die Frage auf, ob die Kieselkalkfazies nicht in die Norische Hauptstufe hinabgereicht — eingekieselter Hauptdolomit.

Ein klassisches Objekt regional-fazieller Erwägungen ist der „Bunte Keuper“ der Frankenfelder- und der Lunzer Decke um Kalksburg — Kaltenleutgeben gewesen. Die bunten Blättchentschiefer von Kalksburg haben sich indessen als an die Basis des Hettangien gehörig erwiesen (Rosenberg, Lit. 22, S. 190 ff; Lit. 24, S. 171 und 173) und bei den bunten Zwischenmittelschieferlagen karnisch-norischer Komplexe ist jeweils Frage, was Sediment und was „tektonisch entmischte“ Tonanhäufung (Kalkabfuhr!) an Schubflächen oder in Schubflächenwinkeln ist. (So ist tektonische [oder auch tektonische] Entstehung bei dem bekannten Vorkommen im Gützental [Kalksburg] [Frankenfelder Decke] nicht mit Sicherheit auszuschließen, während das „grüne Band“ im Hauptdolomit der Lunzer Decke von Neumühle sicher sedimentären Ursprungs ist; schon das nächsthöhere dort, das „schwarze“, ist Bonebed der Rhätbasis.) Ungeklärt sind Verband und Stellung der hier gestellten Sandsteine (Spitz, Lit. 11, S. 364 und 402).

In der Ötscher Decke unterlagert der Hauptdolomit (Dachsteindolomit [Ruttner]) den Dachsteinkalk.

An der Basis des Hauptdolomits dieser Einheit (Unternor, Lacische Stufe unterer Teil, Lagen mit *Megalodus triquetus dolomiticus*) steht der *Megalodus*-(*Megalodonten*-)dolomit von Vöslau (Zapfe, Lit. 39; Fossilbeispiel: Taf. 2, Fig. 15 a und b).

Rhätische Hauptstufe, Rhät.

Noch bis in die ersten Dezennien unseres Jahrhunderts hat sich die Rhätstratigraphie an die Schichtfolge eines klassischen Musterprofils gehalten, das eben nur ein Ausschnitt aus der Abfolge dieser obertriadischen „Becken“- („Halden“-) und „Schwellen“- („Riff“-) Fazies eines Riesenterrains ist. Die neuere Rhätforschung (Vortisch, Sickenberg, Sieber) war zunächst Stratigraphie des Riffs. Ihre Charakterfazies — und Faunen, Gegenstücke und stratigraphische Fassungen der klassischen Stockwerksgliederung, greifen aber in den Beckenbereichen weit über die Rifflogen hinaus.

Von solchen Blickpunkten aus, wird man die Fülle der Einzelbeobachtungen im Blattgebiete zu sichten und zusammenzufassen versuchen.

Das Rhät der Pienidischen (Grestener-) Klippen- und der „Kieselkalkzone“ ist tektonisch zerstückelt, schon letzteres gestattet jedoch lokal die Beobachtung, daß schwächere Rifflogen mit Stock- und Einzelkorallen bis unmittelbar an die heutige Flyschgrenze hin zu finden sind.

Die südlicheren Einheiten weisen, wohl schon primär mächtigere Gesteinsverbände auf; dem tektonischen Stile der „Randkette“ entsprechend, zeigen in der Frankenfeser und Lunzer Decke, länger hinziehende Ausstriche die tektonische Engschlichtung dieser obertriadischen Küstensäume.

In der Ötscher Decke mag schwierigere, undurchgeführt gebliebene Abgliederung rhätischer Äquivalente Einblick dieser Art erschweren.

Sparliche Fossilführung von „Zwischenmitteln“ im hangendsten Hauptdolomit der Frankenfeser Decke weist (lokal) auf rhätisches Alter oberster Partien desselben. In den Kössener-Schichten s.l. dieser Einheit dominiert die „Becken“- („Halden“-) Fazies, die untrennbar verbundene „schwäbisch“- „karpathische“ „Fazies“ der älteren Autoren mit ihrer Riffhaldenfauna (Sieber). Sie steht im Unterrhät bis Mittelrhät (Fossilbeispiel: Taf. 2, Fig. 18 und 29).

Anklänge an die Grestener Fazies des Lias werden gemeldet. Die Bactryllienmergel von Kalksburg und die Mergellagen einer rhätischen Kieselkalkentwicklung nehmen die gleichartige Mergelfazies des Lias vorweg. Das Verhältnis des Kieselkalkes selbst, von dem wahrscheinlich gemacht werden konnte, daß er mit seinem Liegendanteil auch das Rhät vertritt (Solomonica, Lit. 14, S. 16, 17 und 38), zu den Kössener Schichten s.l. der „Kieselkalkzone“ ist aber ungeklärt geblieben.

In der Lunzer Decke ist massigere Entwicklung zu sehen, auf die Existenz von Riffinseln: Rhätischer Riffkalk, Lithodendronkalk, Korallenkalke (Kühn) kann geschlossen werden; Kössener Schichten s. str., Brachiopodenkalke (Kühn), die Riffkernbegleitfauna (Sieber) stellt sich ein (Fossilbeispiel: Taf. 2, Fig. 24), im ganzen ist das: Mittelrhät-Oberrhät.

Zur Beckenfazies im weiteren Sinne gehört die Wattenfazies von Alland (Küpper, Zapfe, Lit. 38) (Fossilbeispiel: Taf. II, Fig. 19). Schon hier und bei Neumühle (Rodaun) ist das basale Bonebed südlicher Einheiten angedeutet.

„Kössener Schichten“ werden auch aus der Ötscher Decke angegeben.

Gliederung und Fazieswechselfrage (zu dieser: Küpper, Lit. 12, S. 65) im Bereiche dieser Einheit sind in Schwebel; für Helental—Siegen-

feld scheint es sich um Kössener Schichten s. str. (Oberes Rhät) zu handeln (Zapfe, Lit. 39, S. 4 und 5).

Die charaktergebende Ausbildung der Ötcher-Decke des Blattgebietes ist das Rhät in Dachsteinkalkfazies, Oberer Dachsteinkalk s. l., Rhätkalk, hier mehr Sammelbegriff für eine recht variable Gesteinsgesellschaft (Küpper, Lit. 12, S. 64 ff., Zapfe, Lit. 39, S. 3 ff.), als ein stratigraphischer Hinweis auf den rhätischen Anteil im Dachsteinkalk der Dachsteingruppe.

Das Bonebed (Unteres Rhät) ist entwickelt. Der Gelbe konglomeratische oder schieferige Dachsteinkalk hat im Gebiete seinen Namen erhalten (Stur).

Es handelt sich (bei der konglomeratischen Ausbildung) um einen jener klastischen Horizonte, die in neuerer Zeit aus dem Rhät und aus Lagen um die untere Liasgrenze vielfach angegeben werden; in den Nordkalkalpen: die Konglomerate aus dem „Bunten Rhät“ Hahns. Nach dem Profil Küppers (Lit. 12, S. 65) läge die Entwicklung (am Beginn der Straße nach Siegenfeld) etwa im Unteren Rhät.

Die Fazies der Starhemberger Schichten beginnt sich abzuzeichnen; sie sind ein kalkiges Äquivalent der Kössener Schichten s. str., und zwar der Bank mit *Spirigera oxycolpos*, *Oxycolpos*bank des Oberen Rhäts.

Eine sehr bemerkenswerte Erscheinung in so vielen triadischen Schichten, auch denen des Gebietes, ist ihre ausgedehnte Dolomitisierung.

Wie ein (störender) Schleier liegt sie über dem Bilde der von ihr ergriffenen Ablagerungen. Es ist wohl Cornelius beizupflichten, daß es sich um einen dem Absatz jeweils sehr bald nachgefolgten Vorgang gehandelt haben muß (Raxarbeit, Jahrb. Geol. B.-A. 1937, S. 148).

Jura.

Während im Sedimentationsraum der östlichen Frankenfelder Decke der Absatz ungebrochen vom Rhät in den Lias hinauf angehalten hat, zeigen tektonisch ganz nahe an diese Einheit herangerückte rhätische Lagen der östlichen Lunzer Decke eine Verkarstungsphase, über der Klaussschichten mit Diskordanz erscheinen (Schnitt Kalksburg — Neumühle).

Über die Verbandsverhältnisse der Hierlatzschichten der beiden südlichen Einheiten mit ihrem Liegenden (präliassische Verkarstungsphase) ist Sicheres nicht bekannt geworden.

Im Jura besteht keine geschlossene Absatzfolge mehr; Beweise für Unkonformitäten sind aber, vor allem wohl auch wegen der den primären Bau überprägenden Gleichschichtung, nur schwer zu erbringen. Sie ist es, die ein gewisses Maß an tektonischer Umformung der jurassischen Straten bedingt.

Trotz der so oft erwähnten primären und sekundären „Lückenhaftigkeit“ des alpinen Juras, ist die Vertretung zahlreicher Niveaus und Ausbildungsweisen dieser Formation (Periode) im Blattgebiete nachgewiesen oder wahrscheinlich gemacht worden. So sind, z. B. von den 15 für den Lias der Übersichtstabelle 2 ausgesuchten „leitenden“ Ammonitengenera der „Zonen“ der älteren Autoren immerhin nicht weniger als 7 durch die leitende bzw. eine der leitenden Spezies im Gebiete vertreten, wobei nur eine Bestimmung als fraglich angegeben worden ist.

Lias.

In der Pienidischen (Grestener-) Klippenzone ist der Lias fast ausschließlich in der Fazies der Grestener Schichten entwickelt. Sie vertreten (im Blattgebiete) die Unterliasische Hauptstufe, den Unterlias (Sinémur[ien] im weitesten Sinne), und gliedern sich in die tiefere Grestener Arkose (Arkosesandstein, „Quarzitkonglomerat“, „Quarzsandstein“) des unteren Lias α , Hettang (ien) und den höheren Grestener Kalk, zu ihm der Grestener Crinoidenkalk und Kalksandstein des oberen Lias α , Sinémur (ien) s. str. und des Lias β , Lotharing (ien); (Fossilbeispiel aus dem höheren Komplex: Taf. 3, Fig. 3, 4 und 6 a und b).

Fleckenmergel in Fazieswechsel mit dem Grestener Kalk werden dem Lias zugeschrieben.

Auch in Klippen der Oberostalpinen Klippenzone treten Liasfleckenmergel auf; Mittellias ist nachgewiesen.

Im Nordteil der Frankenfeser Decke, den man, in Überschätzung einer auffälligen Teilausbildung, mit einem heute überholten Ausdruck „Kieselschichtzone“ genannt hat, herrscht im Lias die Feinsand-Tonschlammfazies mit einer kalkigen Ausbildung, der Kieselschichtentwicklung. Die sandige kehrt, gleichartig, in der Region der sogenannten „Inneren (Halb-)Fenster“ von Groißbach—Nöstach wieder.

Der aus dem Rhät herausreichende Kieselschicht wird im Lias als eine Vertretung des unteren Lias α , Hettang (ien) angesehen; seine Obergrenze ist hypothetisch. Die Ursache dieser Art von Einkieselung ist unbekannt.

Er steht in engster Verbindung mit milden Mergelschiefen, zu Griffelschiefen verwitternden Kalktonschiefen und sandigen Kalkschiefen, bei denen die Trennung in einen rhätischen und einen liasischen Anteil auch nicht möglich ist.

Seine „Fleckschiefer“ stellt Spitz in den Unterlias.

Die Kalksbürger Schichten, die (Grestener-) Kalk-Feinsandfazies des Unterlias der Zone, haben im Raum Kalksburg—Sparbachtal eine weitere Verbreitung, als ihnen Solomonica zugeschrieben hat; in langen Streifen begleiten sie den Kieselschicht und die Fleckenmergel des „Außensaumes“ von Kalksburg bis Neuweg. Ihr Leitgestein, ein tief ockerbraun anwitternder „Blaukernsandstein“, leitet in fossilbelegte echte Grestener Kalksandsteine („Grestenerartiger Kalksandstein [Trauth]) über; auch sonst ist seine Zugehörigkeit zum Komplex sichergestellt.

Kalksbürger Schichten gibt es auch in den sogenannten „Inneren Fenstern“ von Groißbach—Nöstach.

Um Kalksburg folgen über den gelben und roten Blättchentonschiefen des untersten Hettangiens („Hettangienschiefer“), Grestener Kalke der Kalksbürger Schichten und wohl über diesen die Cardinienmergel, Cardinienchiefer („Cardinienlias“); in diesem Kalk-Mergelkomplex gelang der Nachweis der „Zone“ des *Psiloceras calliphyllum* p.p. = „Zone“ des *Psiloceras planorbis* des untersten Hettangiens (Fossilbeispiel: Taf. 3, Fig. 1, 2 und 3).

Die Fleckenmergel, Liasfleckenmergel (p.p. Allgäuschichten-schiefer-mergelschiefer) der Zone sind vom Unter-

lias (i. A.), sicher vom Lias β , Lotharing (ien) bis in den Lias δ , Domèr (ien) belegt.

Liasfleckenmergel setzen theoretisch von unten erst mit der „Zone“ des *Coroniceras bucklandi* des oberen Lias α , Sinémur (ien) s. str., dem „Arieten-lias“, an, weil tiefere Niveaus als das *Coroniceras bucklandi* in der Fleckenmergelfazies bisher allgemein nur ganz lokal nachgewiesen worden sind.

Im ganzen liegt, grob gesehen, im „Außensaum“ der östlichen Frankenfesler Decke des Blattes eine Schichtfolge: Kieselkalk-Kalksburger Schichten-Liasfleckenmergel vor. Diese Ausbildungen sind durch mannigfache Übergänge verbunden. Hornstein tritt lokal in Übergangstypen Kieselkalk-Fleckenmergel auf.

Hinsichtlich ihrer Fazies leider nicht mehr genauer zu umreißen, sind die Äquivalente des Lias β , Lotharing (ien) von Kalksburg (Stur, Toulà, Solomonica, Lit. 14, S. 40); um „roten“ kalkigen Lias hat es sich aber jedenfalls gehandelt. Ganz lokal ein dunkler „schwarzer“ kieselreicher Kalk der „Zone“ des *Coroniceras rotiformis* bzw. des *Coroniceras bucklandi* des unteren Sinémur (iens) s. str. (Spitz).

Im Südteil der östlichen Frankenfesler Decke folgen über dem Rhät fossilreiche Fleckenmergel (-Kalke), in denen Vertretungen des Lias β , Lotharing (ien) (Fossilbeispiel: Taf. 3, Fig. 7) wahrscheinlich gemacht, bzw. sichergestellt werden konnten. Diesem Niveau gehören zum Teil auch unmittelbar benachbarte Adneter Schichten, Adneter Kalk an, so daß in diesem Falle ein (bescheidener) „echter“ Fazieswechsel vermutet wird. In den höheren Adneter Schichten des gleichen Stoßes ist eine Vertretung des Lias γ , Pliensbach (ien) angedeutet und die des Lias δ , Domèr (ien) ziemlich gesichert.

In der Frankenfesler Decke des westlichen Blattabschnittes sind die meisten der im Ostabschnitte dieser Einheit auftretenden Elemente ebenfalls vertreten.

Im Lias der östlichen Lunzer Decke des Gebietes herrscht die Entwicklung der Hierlatzschichten, Hierlatzkalk s. l., die Brachiopoden-Crinoiden-Kalkfazies dieser Serie, im wesentlichen eine Vertretung des oberen Unterlias, Lias β , Lotharing (ien) und des Mittellias (Hierlatzkalk s. str.) (Fossilbeispiel: Taf. 3, Fig. 9 a und b).

In der südlichen Lunzer Decke des Gebietes scheint Hornsteinfazies schon im höheren Lias (über Hierlatzkalk) aufzutreten — Liashornsteinkalk (der [Lias-] „Kieselkalk“ der bayrischen Autoren).

Im Westen greift die Fleckenmergelfazies auch auf die Lunzer Decke über; in dieser Ausbildung sind dort das obere Hettang (ien), der Lias β Lotharing (ien) und der untere Lias δ , Domèr (ien) nachgewiesen oder deren Vertretung wahrscheinlich gemacht.

Sichere Adneter Schichten sind in der Lunzer Decke nicht zu verzeichnen.

In den Jurensisschichten von Gießhübl des Lias ϵ , oberes Toarc (ien), erscheint die Klausfazies bereits im Oberlias.

Es ist möglich, daß auch in sicherer Otscher Decke Kalksburger Schichten auftreten: „Maierhof“ (Toulà), wohl Ober Maierhof, NW von Rohrbach (Toulà, Lit. 34, S. 714). Hierher übrigens auch das Vorkommen SW

von Sulzbach (Toula, Lit. 34, S. 705 und 706), dort sogar mit *Gryphaea arcuata*.

Fleckenmergel, unbestimmten Niveaus, und Hierlatzschichten werden auch aus dem Lias der Ötscher Decke angegeben.

Klastische Elemente der Liasbasis, „Konglomeratischer Lias“, hat Küpper (Lit. 12, S. 66 und 68) vom Anninger beschrieben. Sie gehören zweifellos zu den in neuerer Zeit aus den Lagen um die untere Liasgrenze (der Südkalkalpen) beschriebenen Trümmerhorizonte und leiten zu dem bekannten unterliasischen Spongienkieselskalk, „Spongienlias“ der Ötscher Decke des Gebietes über.

Liegendlagen des Lias von Rohrbach spricht Toula (Lit. 34, S. 712 ff.) als Enzesfelder Schichten, Enzesfelder Kalk, einer Fazies des Lias α , oberes Hettang (ien)—unteres Sinémur (ien) s. str., an.

Bunte Cephalopodenkalke, ganzer Lias, deuten sich an, auch Admeter Kalk wird angegeben.

Beispiele für liasische Belemniten (nicht aus dem Blattgebietel): Taf. 3, Fig. 5 und 8.

Dogger.

In der Pienidischen-(Grestener-)Klippenzone des Blattes ist der Dogger in der, der liasischen Grestener Fazies entsprechenden Ausbildung der Neuhäuser Schichten des Mitteldogger bis unterer Oberdogger (Fossilbeispiele: Taf. 4, Fig. 1, 2a und b, 3a und b), ferner als dunkle Schiefertone und Mergel des ?Bath(oniens), als feinsandige Mergel und Mergelkalke des ?Unterdoggers, Aalén(ien) und Bajocien bis unteres Bath(oniens), weiters als Kieselskalk des mittleren und oberen Bath(oniens) bis eventuell noch unteres Callovien, Kelloway des Oberdoggers und schließlich als ?Vilser Kalk des Calloviens vertreten.

Im „Außensaum“ der Frankenfeser Decke ist die Frage offen, ob die Hornsteinfleckenmergelzüge, p. p. „Hornsteinjura“, p. p. „Jura-Radiolarit“, p. p. Radiolaritschichten s. l., ganz, oder zum Teil, Äquivalente des Doggers sind; Dogger + Malm sind wahrscheinlich gemacht worden (Solomonica, Lit. 14, S. 52). Das Vorkommen von Klaus- und Vilser Kalk in der Frankenfeser Decke des Blattgebietes ist nicht gesichert.

In der östlichen Lunzer Decke treten Klaus-schichten, Klauskalk auf; ihr genereller Umfang ist Oberdogger, im Blattgebiete ist Bath(oniens) nachgewiesen.

Dogger, in undefinierter Kalkfazies, scheint ferner im östlichen Flösselquellgraben bei Kaltenleutgeben aufzutreten, aber auch in der Fleckenmergelentwicklung der westlichen Lunzer Decke des Blattgebietes ist er, und zwar sicher, nachgewiesen (Brennhoferkogel [Küpper, Lit. 37, S. 119]).

In der sogenannten „Mauthauszone“ dieser Einheit (Dürlliesingtal zwischen Waldmühle und Neumühle) fand sich in neuerer Zeit lokal weißer *Posidonomya alpina*-Kalk des Bath(oniens)-Calloviens.

Der „Hornsteinjura“, „Jura-Radiolarit“, Radiolaritschichten s.l., ist in der Lunzer Decke weit verbreitet; auch da läßt sich nicht sagen, ob diese Schichtgruppe ganz oder zum Teil in den Dogger gehört.

In der Otscher Decke kommt Klauskalk vor.

Ein klastischer Horizont des Doggers könnte das Konglomerat des Buttergrabens (Anninger) (Küpper, Lit. 12, S. 67) sein.

Malm.

In der Pienidischen (Grestener-) Klippenzone des Blattgebietes ist der Malm vorzüglich in der Hornstein-, Aptychenkalk- und Mergelfazies der Rotenbergschichten des ?Oxford, Kimmeridge und Untertithon und der Unteren Blassensteinschichten, Unteren Fasselgrabenschichten des Tithon (Portland s.l.), bzw. Ober-tithon ausgebildet. Beide Komplexe zusammen werden als p.p. Aptychenschichten s.l., bzw. Tithonaptychenschichten, p.p. Aptychenkalk- und Mergel s.l., bzw. Tithonaptychenkalk- und Mergel bezeichnet (Fossilbeispiele: Taf. 4, Fig. 4, 5, 11 und 12).

Die roten Hornsteinkalke dieser Region sind tatsächlich Radiolarite.

Die Cephalopodenfazies ist (lokal) durch den Arzbergkalk (hier wahrscheinlich nur Tithon), die Crinoidenkalkausbildung durch, dem Mühlbergkalk vergleichbare, Vorkommen (im Gebiete: Malm, i. A.) vertreten, beide mit subpienidischem Anklang. Auch die klastische Fazies der „konglomeratisch-brecciösen Malmkalke“, Konradsheimer Schichten, Konradsheimer Kalk kann vertreten sein.

Die (Hornstein-) Fleckenmergel des kalkalpinen „Außensaumes“ können ganz, oder zum Teil, in den Malm gehören. Im Gebiete der Knollenschiefer-Hornsteinserie, SW von Gerichtsberg (Küpper, Lit. 37, S. 121) ist lokal Vertretung von Kimmeridge-Tithon nachgewiesen.

Im Südteil der östlichen Frankenfeser Decke des Gebietes treten Plassenkalk s.l. (im Sinne Pias) des Malms i. A. und Haselbergkalk, Tithonflaserkalk auf. Auch ein Anteil an den Aptychenschichten, Aptychenkalken- und Mergeln (Zementmergel) dieser Region kann noch dem Tithon zufallen.

In den Malm gehörige Radiolaritschichten (s. str.) der Lunzer Decke wären als Ruhpoldinger Schichten, Ammergauer Schichten zu bezeichnen.

Zur Cephalopodenfazies des Tithons, und zwar zu den Acanthicumschichten, Acanthicumkalk, (Agathakalk) des Kimmeridge gehören die Acanthicumschichten von Gießhübel (Fossilbeispiele: Taf. 4, Fig. 6a, b und c, 7a und b, 8a und b, 9a und b, 10a und b). Der leitende Ammonit deutet auf Virgul, $\delta, \delta/\gamma$.

Ein tithonischer Anteil an den Aptychenschichten, Aptychenkalken- und Mergeln ist in der Lunzer Decke gesichert.

Lokal werden auch aus dieser Einheit Bildungen von der Art des Plassenkalkes (s. l.) (im Sinne Pias) und des Tithonflaserkalkes angegeben.

Eine fazielle Besonderheit der Lunzer Decke des Kartengebietes ist das Auftreten brecciöser Malmkalke — Hinterrißschichten.

Einen klastischen Horizont, vermutlich des Oberjuras, und zwar eine Blockbreccie, beschreibt Beck-Mannagetta (Lit. 29, S. 2) aus der „Gießhübler Mulde“ der Lunzer Decke. Hierher gehören wohl auch die

Breccien des Großen Buchkogels bei Sittendorf (Spitz, Lit. 36, S. 12). Auch im Gipfelgebiet des Anningers könnte Malm vertreten sein. Erwiesen ist Mitteljura-Neokom.

Kreide.

Unterkreide, Neokom.

Die neokomen Äquivalente, deren Erforschung zu Anfang des Jahrhunderts gerade im Blattgebiete um Kaltenleutgeben einen Brennpunkt gehabt hat (Richarz, Toulou), sind stratigraphisch auf das engste mit den tithonischen verbunden; so spricht man in der Praxis vom „Tithon-Neokom“.

Doch ist schon früher auch behauptet worden, „das Neokom“ der Lunzer Decke von Kaltenleutgeben übergreife ältere Schichtglieder (Richarz); wir stehen aber heute der Möglichkeit zur Feststellung dieser Erscheinung in tektonisch so stark entstellten Körpern, wie es die Lunzer Decke des Blattgebietes ist, mit größerem Vorbehalt gegenüber als damals.

Den neokomen Anteil der Aptychenschichten (Aptychenkalk- und Mergel) s.l., die Neokomapterychenschichten, Neokomapterychenkalk s.l., Neokomapterychenmergel, Neokomfleckenmergel der Pienidischen (Grestener-) Klippenzone bezeichnet man als Obere Blassensteinen, Obere Fasselgrabenschichten (Fossilbeispiele: Taf. 4, Fig. 15, 16 a und b, 17 a und b).

Sowohl im „Außensaum“ der Frankenfesler Decke, wo die Mergelfazies, örtlich, scheinbar ungebrochen vom Lias bis in die tiefere Unterkreide anhält, als auch im Südtel dieser Einheit — hier als höherer Teil der Zementmergel — ist die Vertretung des Neokoms, i. A., in typischer Fazies nachgewiesen.

In der Lunzer Decke ist die Vertretung des Unteren Valendis (Infravalendis), Berrias (Berriasien), des Valendis (Valanginien), des Hauterive, Hauterivien und des Barrêmes (Barrémien) in einer Ausbildung, die man unter den Namen Zementmergel, Neokommergel (s.l.) und Sandsteine zusammengefaßt hat, nachzuweisen gelungen (Fossilbeispiele: Taf. 4, Fig. 13 und 14).

Eine fazielle Trennung nach Stockwerken, in Schrambachschichten, Neokomapterychenkalk s.str., Schrambachmergel einerseits und Neokommergel s.str. und Rosfeldschichten andererseits, ist nicht durchführbar; werden doch gerade Äquivalente des Valanginien als etwas sandreicher angegeben.

Immerhin wird sich empfehlen, helle Mergelkalke des Neokoms der geschlossenen Kalkalpen auch in unseren Gebieten als Schrambachschichten anzusprechen.

Die bunten Mergel des Niveaus (Spitz) sind vielleicht Anzenbachschichten.

Solche bunte Mergelschichten trennen nach Plöschinger („Aufnahmen auf Blatt Hallein“ usw., Verh. Geol. B.-A. 1950/51, S. 41) Schrambachschichten und Rosfeldschichten (Bunte Zwischenschichten [des Neokoms]).

Höhere Unterkreide ist nicht nachgewiesen; Problematisches in der Frankenfesler Decke, siehe unter „Flyschartige Oberkreide“.

Oberkreide.

Die Äquivalente des Cenomans, des Senons s.l. (Emscher und Senon s.str.) und die Gosau transgredieren.

Von den vielen unzweifelhaften Stellen mit Cenoman in der Frankenfesler und der Lunzer Decke (Referat bei Solomonica, Lit. 14, S. 58, 59 und 60) ist nicht zu sagen, ob irgendwo von der Gosau unabhängige Verbreitung vorliegt. Spitz (Lit. 11, S. 389) hat sie, 1910 (trotz Alland!), in Abrede gestellt; wenn man die ganze flyschartige Oberkreide der Frankenfesler Decke als Cenoman anspricht, wäre sie dort gegeben.

Cenoman, Cénomaniën (= p. p. Cenoman).

Im „Klippenhüllflysch“ der Pienidischen (Grestener-) Klippenzone ist Cenoman nachgewiesen (Tauber, Lit. 2). Auf Grund eingehender Überlegungen ist Solomonica (Lit. 14, S. 66) zur Überzeugung gekommen, daß es „notwendig zu sein scheint, einen großen Teil der Klippenhülle, auch der Oberostalpinen Klippenzone im Sinne von Spitz und Solomonica), vorläufig ins Cenoman zu stellen“.

So sind auch in neuester Zeit die Breccien der Wienerquelle bei Kaltenleutgeben als eventuell dem Cenoman zugehörig angegeben worden (Cenomane Randschuppe).

Von den von Solomonica (l. c., S. 61, 62 und 63, noch unter „Gosau der Klippenzone“) angeführten Gesteinen der Oberostalpinen Klippenzone könnten die „Sandsteine polygener Art, die Quarzsandsteine und die Konglomerate mit den Exotika in das Cenoman gehören, also so ziemlich der größte Teil des Bestandes; das ist kein Zufall, denn vor derselben, dort heute vielleicht mit noch größerer Eindringlichkeit auftretenden Frage, steht man vor identischen Typen der

„Flyschartigen (Ober)kreide“

in der gesamten Frankenfesler Decke.

Überträgt man die Ergebnisse Lögters in dieser Serie der westlicheren Frankenfesler Decke (Lit. 19) auch auf das Kartengebiet, so wird man wohl vorläufig die gesamte flyschartige Kreide auch unserer östlichen Frankenfesler Decke in das Cenoman stellen, neuestens auch Apt-Alb, also höhere Unterkreide, im Auge behalten müssen (Profil von Losenstein a. d. Enns, Flyschausbildung Oberapt oder Unteralb in der Krizna-Decke der Karpaten!).

Zur Altersfrage dieser Bildungen, inklusive derer einer „Cenomanen Randschuppe“, nun auch Hagn, „Zur Kenntnis des obersten Kreide...“, Neues Jahrb., 1952, 5, S. 203 (dort auch Vorlit.).

Sicher in das Cenoman gehören die bekannten Orbitolinenschichten, Orbitolinenkalk, Orbitolinemergel, Orbitolinembreccien der Frankenfesler? und der Lunzer Decke mit den Klastika der cenomanen Transgression. Orbitolinencenoman erscheint in Gosauschichten aufgearbeitet.

Gosau.

Die Frage, ob in einer Oberostalpinen Klippenzone des Gebietes Gosauschichten vorkommen, ist gegenwärtig nicht zu entwirren; in Klippen auf österreichischem Gebiete dürfte es überhaupt keine Gosau geben.

Die folgenden Angaben über

die Gosauschichten der Lunzer und der Otscher Decke des Kartengebietes beruhen ausschließlich auf eigens zur Veröffentlichung an dieser Stelle erteilten Informationen von Herrn Prof. Dr. O. Kühn, dem hiefür, auch hier, nochmals herzlichst gedankt sei.

Die Gosauschichten dieser beiden Decken sind eine stratigraphische Einheit, in der vor allem Äquivalente des Maestricht (Maestrichtien), des Oberen Senons, Obere Gosau (Kühn) entwickelt sind; stellenweise könnte noch Oberes Campan, Campanien sup. des Oberen Senons, höhere Mittlere Gosau (Kühn) vertreten sein.

Die Gosau der Einöde ist eine Ausnahme und wird getrennt behandelt.

Die Transgressions-Klastika, Bunte Konglomerate mit Exotika und die Actaeonellenkalke des Nordrandes (Lunzer Decke) bieten keinen Anhaltspunkt für eine Einstufung; es dürfte sich um Maestricht handeln.

Actaeonellen kommen im unteren Maestricht noch vor. Brinckmann (Lit. 16, S. 147, Fig. 3, oberes Profil) hatte diese Bildungen in seine „Mittlere Gosau“ (= p. p. Mittlere Gosau [Kühn]) gestellt.

Rudistenkalke sind nur bei Sittendorf gesichert; die „Rudistenbruchstücke“ sind möglicherweise solche von *Hippurites oppeli* Douv. (Taf. 5, Fig. 7), also eventuell aufgearbeitete Schichten des Obercampans.

Der Raum Wassergspreng—Gießhübl, die „Gosau von Gießhübl“ sei, unter der Voraussetzung, daß wohl Grobgliederungen der Gosau möglich sind (Kühn, Lit. 20, S. 192), es aber keine für alle Gosauvorkommen gültige Schichtfolge gibt (l. c., S. 181 und 193) hier, pars pro toto, eingesetzt; auch da handelt es sich um kein Profil (auch das Brinckmanns [l. c., oberes Profil] ist schematisch).

Die Blockbreccien, Grobe Breccien (vielleicht auch die „Hauptdolomithbreccien“ [der Gosau]) und die Polygenen Breccien, Polygene Kalkbreccien, sind Äquivalente des tieferen Maestricht und entsprechen dem Orbitoidensandstein von Grünbach bzw. den Ressen-schichten, Ressen-sandstein, des Gosautales.

Die Mergel des Wassergsprengs mit *Echinocorys* sind, vermutlich, das Muttergestein der Kossmaticeraten des Gebietes. Von diesen weist *Kossmaticeras brandti* Redt. eindeutig auf Maestricht.

Zu diesem Komplex gehören die berühmten Flyschähnlichen Sandsteine von Wassergspreng—Gießhübl, Gosauschichten in Flyschfazies (echte Flyschartige Gosau und die sandigen Kalke und Kalksandsteine. Die Sandsteine gehen, wahrscheinlich, nach oben in die Inoceramenmergel des Maestricht über, die den Nierentaler Schichten, Nierentaler Mergeln, entsprechen.

Der Gesamtkomplex entspricht nur der Oberen Gosau (Kühn). Brinckmann (l. c., oberes Profil) hatte ihn in seine „Obere Gosau“ (= obere Mittlere Gosau [Kühn]) gestellt.

Die Gosau von Nöstach (Brinckmann, l. c., unteres Profil) dürfte mit Wassergspreng—Gießhübl genau übereinstimmen. Das Vorkommen von „Mittlerer Gosau“ (Brinckmann) ist zu bezweifeln.

Die Gosau von Furth ist nicht gliederbar, aber faziell der der Lunzer Decke gleich.

Die isolierte, tektonisch eingesackte Gosau der Einöde bei Baden umfaßt nur Äquivalente des Campans, der oberen Mittleren Gosau (Kühn) (Fossilbeispiel: Taf. 5, alle Figuren; außerdem kommen noch Nerinellen und Cerithien vor).

Hier liegt an der räumlichen Basis ein etwa zweifingerbreites Band grauen Mergels, darüber mächtiger, gelber Mergel, der die Fossilien des

Campans geliefert hat. Die über diesem folgende rote Tonschicht mit exotischen Geröllen ist vielleicht die Ablagerung eines postcampanen Flusses.

Das ganze Vorkommen ist nur ein stratigraphischer Ausschnitt aus der Mittleren Gosau (Kühn) von Grünbach und der Neuen Welt, aus der Piestingausbildung (Kühn) der Gosauschichten. Die Fazies der Gosau der Einöd entspricht ungefähr der, die bei Muthmannsdorf aufgeschlossen ist.

Daß die Transgression der Gosauschichten gegen Süden zu immer tiefere Glieder ergreift (Spitz, Lit. 36, S. 26), wird bestätigt; Ursachen: Sie beginnt im Süden schon früher (außerhalb des Kartengebietes mit dem Oberanton) und ergreift im Süden ein tektonisch bis auf tiefere Glieder gestörtes Gebiet.

Für den kalkalpinen Anteil wurde von der Anführung von Fossilien- gesamtlisten abgesehen; diesbezüglich wird, zu einer einführenden Orientierung, zunächst auf die Fossilientafeln (Taf. 1—5) mit ihrer Auswahl aus dem Formenschatz, auf die stratigraphischen Tabellen (1—3) und schließlich auf die Spezialliteratur verwiesen.

Eruptivgesteine (Pikrite) an der Kalkalpen-Flyschgrenze*).

Die Spuren vulkanischer Tätigkeit in der Wiener Umgebung nehmen an der Oberfläche keinen großen Raum ein; sie sind auf der Karte meist unter Übertreibung ihrer wahren Größenverhältnisse violett dargestellt. Sie bilden einen in unserer Landschaft tief verwurzelten Zug, der auf Verwandtschaft mit dem Bau der Karpathen hinweist. Insgesamt sind etwa 30 verstreute Vorkommen bekannt geworden. Meist sind es dunkelgrüne basische Durchbruchsgesteine mit Olivin, Augit und Hornblende, Biotit, Ilmenit, Magnetit, u. a. als Gemengteile, seltener kommen Tuffgesteine vor.

Die ältesten Anzeichen sind Einstreuungen vulkanischer Gesteine im Turonkonglomerat der St. Veiter Klippe, die meisten Pikrite dürften als Ganggesteine im oberkretazischen Flysch aufzufassen sein; ein murgangähnlicher Blockstrom, angeschnitten beim Bau des Lainzer Hochbehälters enthält eine sehr große Zahl verschiedenster Eruptivgesteinstypen, die in den Brandungsschutt des obersten Torton eingeschüttet worden sind.

Literatur.

Zirkl, E. J., Die basischen Eruptivgesteine an der Kalkalpen-Flyschgrenze. Jb. Geol. B.-A., XCIV, S. 61.

Nutzbare Minerale und Gesteine.

Die folgenden ergänzenden Angaben (Lit. 49, S. 35) sind eine Auswahl, die in lebenswürdigster Weise Herr Prof. A. Kieslinger zur Verfügung gestellt hat.

Die roten Werfener Schichten am sogenannten „Kröpfelbergsteige“ zwischen Höldrichsmühle und Weissenbach bei Mödling erlangten, in vermahlenem Zustande, Verwendung als Farbdeckenmaterial bei der Anlage von Tennisplätzen.

In der Zementfabrikation sind „reine“ Kalke, die so weit als möglich dolomitfrei sein sollen — andere Beimengungen spielen keine Rolle — zur

*) Siehe auch Hinweise in Abschnitt 4.

Ergänzung der Zementmergel auf einen bestimmten gewünschten Kalkgehalt erforderlich.

Ihre Beschaffung in ausreichender Menge ist wegen der im Blattgebiete so weitverbreiteten Dolomitisierung der ja vor allem in Betracht kommenden triadischen Schichtglieder, schwierig; derzeit ist nur der sogenannte „Eisgraben“-Steinbruch bei Kaltbrunn (Kaltenleutgeben) auf Gutensteiner-Reiflinger Schichten im Betrieb.

Ein massiger, brecciöser (wohl etwas dolomitischer), „schwärzlich“-grauer Gutensteiner Kalk der Ötscher Decke (Lindkogelschuppe) vom unteren Scheitergraben, NO von Rohrbach, wird in neuester Zeit als „Lindkogler Marmor“ in den Handel gebracht. Ebenfalls erst jetzt wird ein ? dickbankig bis massiger, lichtbräunlicher und „weißer“, sehr brecciöser Dachsteinkalk der Ötscher Decke (? Liegendes des Jura von Rohrbach), vom SW-Hang des „Lehnstuhl“ der Spitzkarte (1919) gegen das unbenannte Gerinne SSO von Rohrbach zu, als „Merkensteiner Marmor“ in größerem Maßstabe abgebaut. Eines der Juracrinoidenkalkvorkommen von Rohrbach wird als rotes Terrazzokörnigmaterial verwendet.

Die plattig brechenden Sandsteine der Flyschartigen Gosau sind, von alters her, für Pflastersteine und Pflasterplatten verwendet worden (Lit. 18, S. 6) (Bürgersteig Perchtoldsdorf, Stift Heiligenkreuz); in neuerer Zeit wurden sie im Eichberggebiete bei Gießhübl—Wasserspreng zur Gewinnung von Gartenplatten abgebaut (l. c., S. 6).

Historisches:

Der Kalktuffkegel auf der sogenannten „Winternitzwiese“ am untersten Nordhang des Großen Flössels bei Kaltenleutgeben, ONO von „Kaltbrunn“, wurde zu Anfang des XVIII. Jahrhunderts steinbruchmäßig aufgeschlossen und lieferte die Steine für die Kuppel der Karlskirche in Wien (Gewichtersparnis!) (Kieslinger, Lit. 23, S. 82 ff.). Auch im Raum um das Stift Heiligenkreuz sind seinerzeit an mehreren Stellen in großem Maßstabe derartige Tuffe als Bausteine für die Gewölbe der Stiftskirche und für einen Teil der Mauerquadern des Stiftes gewonnen worden.

Dunkler Gutensteiner Kalk des Privatnberges bei Heiligenkreuz wurde beim barocken Ausbau des Stiftes weitgehend als „Schwarzer Marmor“ verwendet und lieferte besonders für Türgewände erstaunlich große Werkstücke — „Marmor des Privatnberges“.

Ein Teil der Arbeiten aus rotem Marmor im Stifte ist nicht aus dem sonst üblichen „Adneter“, sondern aus dem roten Jurakalk beim Schloß Wildegg — „Marmor von Wildegg“.

Ein Werksteinbruch, wenn auch in bescheidenen Dimensionen, und zwar der Barockzeit, war der klassische Klausalk-Aufschluß „Im öden Saugraben“ bei Neumühle, der in der ersten Hälfte des XVIII. Jahrhunderts, u. a., zu den Marmorlieferungen für Altäre der Pfarrkirche in Kaltenleutgeben beigetragen hat (Toula, Lit. 10, S. 248 und 251; Spitz, Lit. 11, S. 379, Solomonica, Lit. 14, S. 50 und 51; Rosenberg, Lit. 26, S. 191 und 192). Für den Bau dieser Kirche war zweifellos der „Thumer“-Steinbruch im Plassenkalk (s. l.) der Frankenfesler Decke am Wandfuß etwa SW der Kirche (Bergsturz!) Baustein-Bruch, ein seltener oder ganz vereinzelter Fall einer derartigen Auswertung dieses Gesteins.

3c. Tektonik der Kalkalpen.

Von H. Küpper und G. Rosenberg.

(Mit einer Textabbildung, Fig. 3.)

Die Kalkalpen des Kartengebietes gliedern sich in einen sichtbaren und einen unsichtbaren Teil: Der erstere ist das NO-Ende der Niederösterreichischen Kalkalpen; aus dem Bereich des oberen Traisentalles nach NO schwenkend, brechen diese Züge am Westrand des Wiener Beckens ab und versinken unter dem inneralpinen Wiener Tertiär; der zweite, nicht sichtbare, aber heute doch schon festgestellte Teil sind eben jene an der Sohle des Inneralpinen Wiener Beckens durch Tiefbohrungen belegte Vorkommen mesozoischer Gesteine, die derart für die kalkalpinen Elemente die Brücke zu karpatischen Einheiten ähnlichen Baues bilden.

Die geschlossenen Kalkalpen treten aus dem Südwesten mit drei ihrer oberostalpinen Groß-Einheiten in unser Gebiet ein; es sind dies von N nach S:

Die Frankenfelsler Decke mit ihrem Außensaum „Kieselkalkzone“, die Lunzer Decke und

die Ötscher Decke, deren tektonisch höheres Teil-Element, die Gölzer-Teildecke, fast das ganze Areal der Ötscher Decke des Blattgebietes einnimmt, während der Anschluß an das tiefere, die Unterberg-Teildecke, noch nicht geklärt ist. Im W-Teil des Blattes liegt zwischen der Lunzer Decke und der Ötscher Decke s. str. die (Annaberg-) Reisalpen-Teildecke. Die beiden erstgenannten bilden nach Kober die Randkette, während die Ötscher Decke als Hauptkette gilt.

Knapp nordwestlich vor dem geschlossenen Kalkalpenkörper, vielleicht auch direkt an ihn angeschweißt, befindet sich eine Randzone, die als (Ober-) Ostalpine Klippenzone (Spitz, Solomonica) bezeichnet worden, deren Stellung aber noch unklar ist; ihre gesonderte Haltung gegenüber den Klippen von St. Veit—Mauer hat heute an Bedeutung verloren.

Noch etwas weiter nach NW, vor dem geschlossenen Kalkalpenraum schon im Flyschbereich, liegt die

Süd-ultrahelvetische Pienidische (Grestener-) Klippenzone (Trauth) (= Grestener Decke, Kober), die wegen der noch nicht endgültig gelösten Frage der Lage ihrer Gesteine zum helvetischen Absatzraum vom Standpunkt der Geologie der Flyschzone als auch von dem der Kalkalpen wieder einmal erhöhte Beachtung findet.

Noch 1919 hat sich A. Spitz (Lit. 36) dem von Kober bereits 1912 ausgesprochenen Prinzip der Deckengliederung unseres Gebietes gegenüber distanziert, inzwischen hat es sich im Rahmen der Fortführung der Arbeiten ergeben, daß die Beobachtungstatsachen des Baues dem Gedankenbild der Deckenlehre wohl entsprechen. Eine allzu einfache baugeschichtliche Formel unseren Kalkalpen jedoch zugrunde zu legen, scheint heute kaum möglich; der Entwicklungsgang von den aus liegenden Falten hervorgegangenen Überfallungsdecken mit Liegendschenkeln über alpidische Zerschering, Schlichtung, in extreme Raumverengung mündend, wird heute als ein sich über geologische Zeiträume verteilendes, vielphasiges Geschehen aufgefaßt.

Im Rahmen der oben skizzierten Hauptgliederung mögen nun einige Kristallisationspunkte tektonischer Problematik vom nordwestlichen Rand nach SO in den Kern des Kalkalpenkörpers fortschreitend, skizziert werden.

Über die Frage der Pienidischen (Grestener-) Klippenzone besteht eine ausgedehnte Literatur, bei der jeweils die in dem Gesteinsverband beobachtbaren paläontologischen und sedimentologischen Grundlagen sehr rasch zu Fragen der Zuordnung der Absatzräume und diese wieder zur tektonischen Zuordnung im Rahmen des Gesamtalpenbaues führen. Die Deutungen dieser Zone schwanken von *parauchthon* (Trauth), wobei im Blattgebiete auf der Gleichsetzung der Oberjuraschichten vorzüglich mit der Hornsteinkalkfazies der Pieniden der Nachdruck liegt (Lit. 4, S. 162), zu grisonid-unter-mittelostalpin (F. E. Sueß, Lit. 9, S. 120) zu oberostalpin (Kober).

Der Ausstrich der geschlossenen Kalkalpen an die Flyschzone ist eine scharfe Linie. Kein Körnchen sicher oberostalpin-kalkalpiner Herkunft liegt in den NW angrenzenden Flyschstraten und es ist gerade diese Tatsache, welche der im Gelände beobachtbaren scharfen Grenze ihre besondere Note gibt (F. E. Sueß, Lit. 50, S. 205 f., *Solomonica*, Lit. 14, S. 75 ff.). Wo in den geschlossenen Kalkalpen ein Schichtglied in Flyschfazies auftritt, sprechen bisher stets Alter, Vergesellschaftung und Lagerung für kalkalpiner Verband. Das Abbild des tektonischen Groß-Vorganges an der großen Nordwestgrenze hat sich nur den Kalkalpen aufgeprägt. So bietet der Außensaum des Ostabschnittes der Frankenfesler Decke nahe der Grenze ein Abbild, wie das eines Trümmermarmors mit seinen aneinander gereihten Flatschen, Fetzen aus Schichtverbänden, oft nur aus einem Element bestehend, eine tektonische Mega-Breccie.

Sobald man, nach S fortschreitend, dieses Gebiet tektonischer Linsen und im Streichen verdrehter Spindeln überschritten hat, wird der Bau großzügiger, gestreckt, erkennbare Sättel und Mulden beherrschen das Bild, in dem immer noch die Raumverkürzung stark vorherrscht. Die von Spitz entworfene Großfaltengliederung der Lunzer Decke stellt sich wie folgt dar:

Westabschnitt

Olbergmulde
Teufelstein-Antiklinale
Gießhübler Mulde

Ostabschnitt

Höllenstein-Antiklinale
Flösselmulde
Teufelstein-Antiklinale
Gießhübler Mulde.

Über dem ursprünglichen, voroberkretazischen Faltenwurf transgredieren die Äquivalente der Oberkreide, so trägt die Lunzer Decke die Gosau der Zone Brühl—Altenmarkt auf ihrem Rücken.

Diese ganze Gosau-Mulde zeigt lebhaftes Interntektonik (Lit. 13, 28 und 29). Ihr Nordrand ist von Brunn a. G. bis Alland durch eine große Anzahl von Klippen gekennzeichnet. Auf Grund von Bohrungen, die aus dem Gebiet zwischen Mödlinger Klause und Gießhübler Mulde vorliegen, wurde ein Querschnitt durch die Mulde als Fig. 3 beigelegt, da das erwähnte Klippengebiet schon zu verschiedenen Deutungen Anlaß gegeben hat.

In Erläuterung hiezu darf betont werden, daß das Gelände zwischen Gr. Rauchkogel (330 m) und Haidberg (308 m), von Gosau eingenommen ist. Die Bohrung Brunn a. G. hat jedoch erwiesen, daß unter der Gosau Untertrias auftritt. Da es unwahrscheinlich ist, daß diese zur Lunzer Decke gehört, kann sie nur als Teil der Ötscher Decke aufgefaßt werden, die sich unter der Gosau bis mindestens 1 km weiter nach N erstreckt, als die Ötscher Decke im Gelände aufgeschlossen ist. Es ergibt sich hieraus, daß die Gosautransgression bei ihrem Eindringen in den vorgosauischen Bau hier

Profil durch das Gosaugebiet zwischen Ötscher- und Lunzer Decke zwischen Mödling und Perchtoldsdorf.

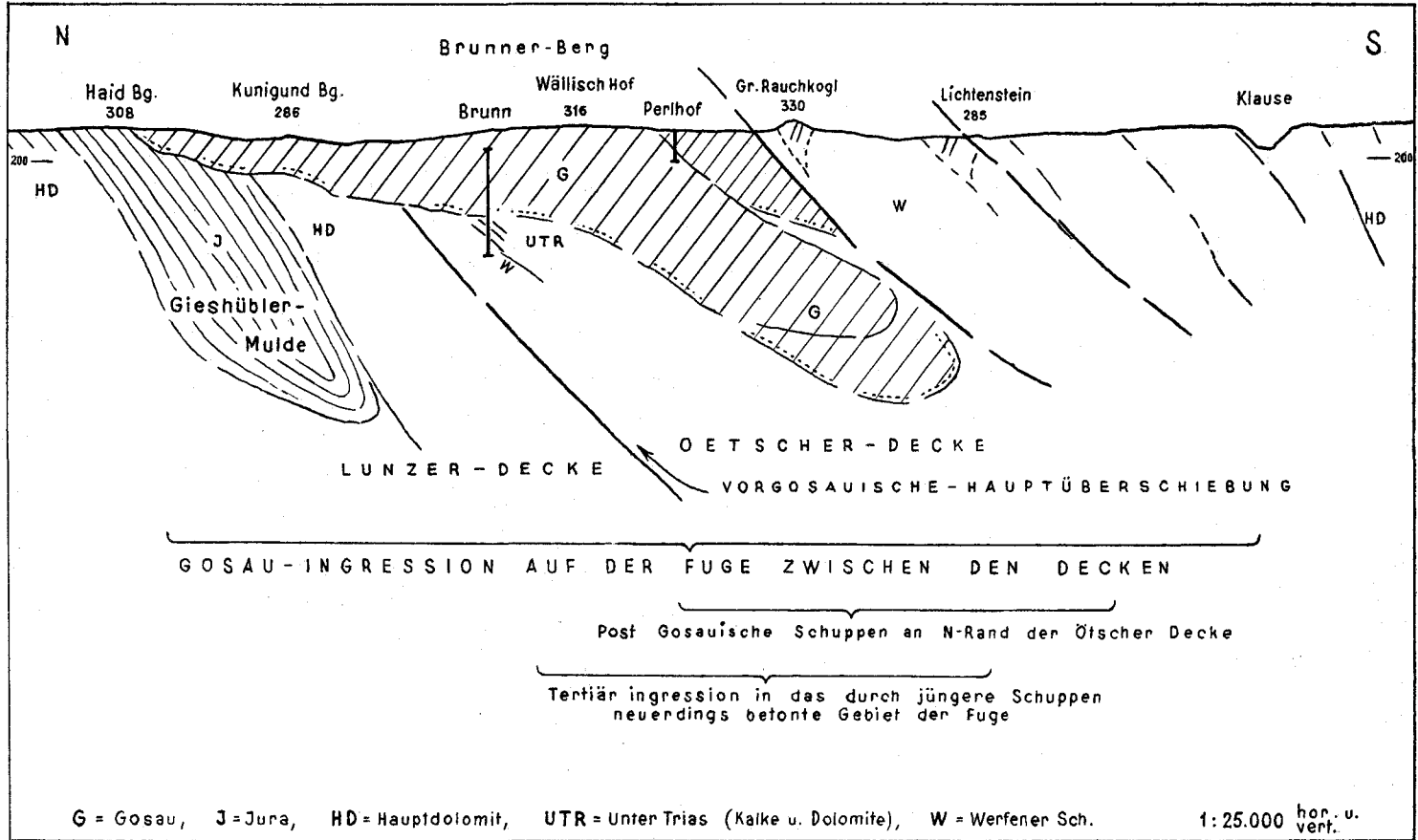


Fig. 3.

die tektonische Fuge Öttscher—Lunzer Decke besonders bevorzugt hat. Eine am Perlhof ausgeführte Bohrung beweist jedoch weiterhin, daß nachträgliche Bewegungen Äquivalente der Untertrias mit der Gosau verschuppt und zum Teil auf diese aufgeschoben haben, wodurch der heutige Rand der Öttscher Decke z. B. an der Rauchkogelklippe als postgosauisch gekennzeichnet ist. Die an den Klippen von Weissenbach bei Hinterbrühl klebenden Transgressionsbreccien der Gosau sind unseres Erachtens demnach nicht so zu deuten, als ob etwa in der heutigen Position an den Triasgesteinen der Klippe die Gosau gebrandet hätte. Richtiger wird wohl die Klippe als tektonische Scholle von der Sohle des Gosautroges aufzufassen sein. Diese wurde wohl durch die Transgression angeätzt, aber mit diesen Spuren durch postgosauische Bewegungen in die Gosaubedeckung der Brühl—Altenmarkter Zone hinein- und auf diese hinaufgeschoben.

Der N-Teil der Öttscher Decke ist im Bau relativ einfach; im Osten herrscht die nur schwach intern geschuppte Mulde des Anninger-Gebietes mit weit ausladendem Nordflügel vor. Südlich schließt sich die Queraufwölbung des Lindkogelmassivs an. Der Badner Lindkogel wird wohl, um den Sooser Lindkogel herum, sich mit dem Dernberg verbindend, als NO-Fortsetzung des Mandlingzuges (Kober) aufzufassen sein. Für die Aufhellung der Tektonik des SW-Teiles der Öttscher Decke, vor allem für die überzeugenden Anschlüsse an die Unterberg-Teildecke und Deutung der Nöstach—Altenmarkter Klippen sowie die Schuppenzone von Ebersbach wird noch manches an Feldarbeit zu leisten sein.

Es muß schließlich jener Fälle gedacht werden, wo uns durch glücklicherweise tief gelegte Erosionsanschnitte ein Einblick durch die tektonische Epidermis hindurch in die Anatomie der Deckenunterseite möglich ist, kurz Gebiete, die in der Geologie als „tektonische Fenster“ gelten.

Es gibt solche im Gebiet von Groisbach, wo Gesteinsmaterial der randlichen Frankenfelder Decke unter einer Umrahmung der Lunzer Decke hervortauchen (Lit. 42, T. V.); vor allem verdient Erwähnung das „Fenster des Schwechattales bei Sattelbach“, das seit den ersten Feststellungen Kobers um 1910 seine Bedeutung behalten hat. Die einfache Grundtatsache, daß in der Sohle des Schwechattales, westlich von Sattelbach, flachliegende Juragesteine zu beobachten sind, die — gleichsam ihres Daches beraubt — von nach allen Seiten hin wegtauchenden Triasgesteinen umwallt werden, bietet vor allem dem unbefangenen Naturbeobachter ein eindrucksvolles Bild dafür, daß große Gesteinspakete bei der Entstehung der Kalkalpen an schräg einfallenden Schubbahnen übereinandergentürrt worden sind, so daß heute stellenweise jüngere Schichten unter älteren zu liegen kommen.

Was sich bei einer derartigen tektonischen Überschau als kompliziertes Krustenstück über- und ineinander verschachtelter mariner Schichtstöße darstellt, beginnt in ein anderes Licht zu rücken, wenn man den heutigen Endbau in Baulose aufzulösen beginnt, deren Entstehung sich in verschiedenen markanten Etappen über einen Zeitraum von etwa 120 Millionen Jahren erstrecken. Neben der gesteinsmäßigen und tektonischen ist auch einer derartigen zeitlichen Aufschlüsselung bei der Beurteilung des Kalkalpenbaues heute volle Beachtung zu schenken.

Nur sporadische Anzeichen für die Altkimmerische Phase liegen vor: Im Konglomeratischen Dachsteinkalk (Nor/Unterrhät), Konglomerati-

schen Lias; hiezu eine präliasische Unkonformität (Hierlatzschichten). Die im Gebiete nachgewiesene Verkarstung vor dem Oberdogger (Klausschichten) umspannt zeitlich p. p. die Altkimmerische und die Jungkimmerische Phase. Unregelmäßigkeiten im oberjurassischen Sedimentverband, Klastikum an der Basis des Oberjuras von Rohrbach und Klastischer Malm können auf die Jungkimmerische Phase weisen.

Die Austrischen (p. p. vorcenomanen) Phasen sind im Bereich der östlichen Frankenfesler Decke durch lappige Verteilung und Unabhängigkeit der Apt-Alb-Cenoman-Flyschbildungen vom älteren Bau und durch die verbreiteten Klastikalagen der Wende Unter/Oberkreide angedeutet, Austrisch in der Lunzer Decke sogar durch lokal beobachtbare Winkeldiskordanzen gesichert. Die Schwierigkeit in der Erkennung älterer Reliefreste liegt darin, daß sie der folgenden Vorgosauischen (vorsenonen) Subherzynischen Ilseder Phase, die als Hauptbauzeit großer Teile der Kalkalpen gilt, zum Teil wieder zum Opfer gefallen sind. Wenn auch, sogar schon Schubbahnen unter die Gosauüberdeckung teilweise zu liegen kommen (Fig. 3), so fällt ein nicht zu unterschätzender Anteil der heutigen tektonischen Ausgestaltung in die Laramische Phase, deren Auswirkungen verschiedene Autoren in verschiedenen späteren Phasen verschieden weit ins Alttertiär hineinreichen lassen (Kober, Lit. 52, S. 125, Spengler, Lit. 53, S. 330). In diese Phasengruppe fallen die Bewegungen, mit welchen die Kalkalpen en bloc den auch alttertiäre Elemente enthaltenden Flysch überfahren haben.

Schließlich sind Querstörungen zu erwähnen, die nicht immer mit voller Berechtigung als jüngstes Element den „streichenden“ Störungselementen angereicht worden sind (Lit. 50, S. 193), da sie mit diesen genetisch verknüpft sein können. Zu diesen Querstörungen gehören die im Osten von Altenmarkt, das Bündel Pölla-Merkenstein und die große Langeram-Störung, die mit Versetzungen und Parallelelasten von W von Kaltenleutgeben bis Baden Lunzer und Ötscher-Decke durchsetzt.

Manche dieser Störungssysteme mögen zur tektonischen Linienführung der Brüche des Wiener Beckens in Beziehung stehen, manche zum Gesamtphänomen des Umschwenkens des Alpen- in den Karpatenbogen (Spitz, Lit. 36, S. 112, Kober, Geol. Landsch. um Wien [zit. in Lit. 14], S. 52).

Wenn im Kalkalpenkörper die tektonischen Bewegungen mit der Hauptphase im älteren Tertiär beendet scheinen, so ist daran zu erinnern, daß uns eine Haut der jüngeren Sedimente, an denen wir die tektonischen Bewegungen ablesen können, für die jünger tertiären Zeitabschnitte hier einfach fehlt. So wie in den Tertiärbecken sich tektonische Bewegungen bis ans Ende der Eiszeit von nicht unbeträchtlichem Ausmaß feststellen lassen, so ist auch der Kalkalpenkörper seit dem Alttertiär sicher immer noch in Bewegung. Allerdings ist der heute vorherrschende Bau, zurückgehend auf die großen tertiären Raumverengungen, in den bis heute unverrückbar gebliebenen Grundzügen damals schon ausgesteckt und vollendet worden.

Literaturübersicht.

Klippenregion von Ober-St. Veit und des Lainzer Tiergartens:

1. Trauth, F., Geologie der Klippenregion von Ober-St. Veit und des Lainzer Tiergartens. Mtlg. Geol. Ges. Wien, XXI. Bd., 1928, S. 35.
2. Tauber, A. F., Neue Fossilfunde im Klippenhüllflysch bei Wien. Jb. Zweigst. Wien, Reichsst. f. Bodenf. 1940, S. 145.

3. Küpper, H., Papp, A. und Zirkl, E. J., Zur Kenntnis des Alpenabbruches am Westrand des Wiener Beckens. Jb. Geol. B.-A., Festband 1949, 1950, 1951, S. 41.

4. Trauth, F., Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. Verh. Geol. B.-A., 1948, S. 145. Ergänzung hierzu:

5. Quenstedt, W., Geologische Exkursion in das Achenal-Gebiet (Tirol). Geologica bavarica, 1951, S. 55.

Sulzer Klippen:

6. Göttinger, G., Bericht (1949) über Aufnahmen in Flysch und Molasse auf den Blättern Baden—Neulengbach und Tulln. Verh. Geol. B.-A., 1950—1951, S. 62.

Zur Klippenfrage i. A.:

7. Del-Negro, W., Zum Streit über die Tektonik der Ostalpen. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 93, 1941, S. 34.

8. Müller-Deile, G., Neue Ergebnisse aus der Grenzregion zwischen der Flyschzone und den nördlichen Kalkalpen. Geol. Rundschau, 36. Bd., 1948, S. 76.

9. Sueß, F. E., Bausteine zu einem System der Tektonogenese. Mtlg. Geol. Ges. Wien, 36.—38. Bd., 1949, S. 29 (S. 120 und 121).

Liesing- und Mödlingbachgebiet:

10. Toula, F., Geologische Exkursionen im Gebiete des Liesing- und des Mödlingbaches. Jb. Geol. R.-A., 1905, S. 243.

Zur Literaturübersicht, I. c., S. 254, Angabe über die Erläuterungen zu „D. Stur, Geologische Spezialkarte etc.“, ist zu verbessern: Bittner, A. und Paul, C. M.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Umgebung von Wien (im Maßstabe 1:75.000); aufgenommen 1889—1890 von D. Stur. Wien, 1894.

11. Spitz, A., Der Höllensteinzug bei Wien. Mtlg. Geol. Ges. Wien, III. Bd., 1910, S. 351.

12. Küpper, H., Das Anningergebiet. Verh. Geol. B.-A., 1926, S. 63.

13. Mariner, F., Untersuchungen über die Tektonik des Höllensteinzuges bei Wien. Verh. Geol. B.-A., 1926, S. 73.

14. Solomonica, P., Zur Geologie der sogenannten Kieselkalkzone am Kalkalpenrande bei Wien und der angrenzenden Gebiete. Mtlg. Geol. Ges. Wien, XXVII. Jg. (Bd.), 1934, S. 1.

15. Rosenberg, G., Ein Placodontier-Zahn aus dem Hauptdolomit der niederösterreichischen Kalkalpen. Verh. Geol. B.-A., 1935, S. 54.

16. Brinkmann, R., Die Ammoniten der Gosau und des Flysch in den nördlichen Ostalpen. Mtlg. aus d. Geol. Staatsinst. Hamburg, H. XV., 1935 (Beiträge zur Kenntnis der alpinen Oberkreide, Nr. 2).

17. Brinkmann, R.: Bericht über vergleichende Untersuchungen in den Gosau- becken der östlichen Nordalpen. Sitzber. Ak. d. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I., 144 Bd., 3. und 4. Heft, 1935, S. 145 (Beiträge zur Kenntnis der alpinen Oberkreide, Nr. 3).

Zur Kreide (Apt—Ab—Cenoman und Gosau):

18. Kieslinger, A., Zur Geschichte des Wiener Sandsteins. Mtlg. d. Deutschen Steinbruch-Kartei, Zweigstelle Österreich, H. 1, 1938.

19. Lögters, H., Vorläufige Mitteilung über neue Cenomanvorkommen in den nördlichen Kalkalpen. Verh. Geol. B.-A., 1938, S. 224.

20. Kühn, O., Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. Sitzber. Österr. Ak. d. Wiss., Wien, math.-natw. Kl., Abt. I., 156. Bd., 3. und 4. Heft, 1947, S. 181.

21. Leuchs, K., Die Beziehungen zwischen Gosau und Flyschfazies. Sitzber. Österr. Ak. d. Wiss., Wien, math.-natw. Kl., Abt. I., 156. Bd., 3. und 4. Heft, 1947, S. 167.

Liesing- und Mödlingbachgebiet (Fortsetzung):

22. Rosenberg, G., Ein Aufschluß an der Deckengrenze zwischen Lunzer- und Frankensfelsenheit (?) bei Kalksburg (Niederösterreich). Verh. Geol. B.-A., 1936, S. 187.

23. Kieslinger, A., Die Bausteine der Karlskirche in Wien. Kirchenkunst, 9. Jg., H. 4, 1937.

24. Rosenberg, G., Bericht über weitere Begehungen in der Umgebung von Kalksburg und Kaltenleutgeben (N.-Ö.). Kalkalpiner Anteil und Flyschrand. Verh. Geol. B.-A., 1937, S. 163.

25. Rosenberg, G., Das Gebiet des Wienergrabens bei Kaltenleutgeben (Niederösterreich). Jb. Geol. B.-A., 1938, S. 147.
 26. Rosenberg, G., Neue Fossilfunde und Beobachtungen am Kalkalpenordostrand bei Wien. Jb. Zweigst. Wien, Reichsst. f. Bodenf., 1939, S. 177.
 27. Rosenberg, G., Berichtigung zur Arbeit des gleichen Verfassers: „Neue Fossilfunde etc.“; (Lit. 26). Verh. Zweigst. Wien, Reichsst. f. Bodenf., 1939, S. 270.
 28. Tauber, A. F., Der miozäne Ost—West-Schub im Raum der alpin-karpathischen Abbiegung. Sitzber. Ak. d. Wiss. Wien, math.-natw. Kl. Abt. I., 152. Bd., 6.—10. Heft, 1943, S. 129. (Betrifft auch das Schwechatgebiet.)
 29. Beck-Mannagetta, P., Geologische Beobachtungen in der Gießhübler Mulde bei Mödling. Ak. Anzeiger Nr. 8, 1947.
 30. Rosenberg, G., Frankenfesler- und Lunzerdecke bei Kaltenleutgeben (Wien); Wiederaufnahme der Begehungen in den Jahren 1947—1948. Verh. Geol. B.-A., 1948, S. 96.
 31. Rosenberg, G., Erfahrungen bei den Abschlußbegehungen für die „Geologische Übersichtskarte der Umgebung von Wien“ der Geol. B.-A. im Raume Kalksburg—Sulzberg (Wien). Verh. Geol. B.-A., 1949, S. 180.
 32. Woletz, G., Schwermineralanalysen von klastischen Gesteinen aus dem Bereich des Wienerwaldes. Jb. Geol. B.-A., Festband 1949, 1950, 1951, S. 167. (Betrifft das ganze Blattgebiet.)
 33. Rosenberg, G., Aus dem Gebiete des Gaisberges bei Kaltenleutgeben (Wien). Verh. Geol. B.-A., 1952, S. 163.
- Schwechat- und oberes Triestingtalgebiet:
Hier wird, zunächst, auf Lit. 10, 12, 14, 19, 28 und 32 rückverwiesen, die das Gebiet entweder auch betreffen, übergreifen, oder in ihren Schriftenverzeichnissen decken.
34. Toulà, F., Geologische Notizen aus dem Triestingthale (Umgebung von Weissenbach an der Triesting in Niederösterreich). Jb. Geol. R.-A., 1886, S. 699.
 35. Bittner, A., Aus der Umgebung von Pernitz und Gutenstein im Piestingtale. Verh. Geol. R.-A., 1892, S. 270.
Eine Arbeit des gleichen Autors, mit fast gleichlautendem Titel, l. c., S. 398, ist in Lit. 36, S. 101, Anmerkung 70, mit der in Lit. 36 bezughabenden Seitenzahl zitiert.
 36. Spitz, A., Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling- und Triestingbach. Mtlg. Geol. Ges. Wien, XII. Jg. (Bd.), 1919, S. 1.
Letzter Aufnahmebericht nicht (wie Spitz angibt) 1914, sondern 1915. Verh. Geol. R.-A., 1916, S. 16.)
 37. Küpper, H., Der Kalkalpenrand bei Kaumberg, N.-Ö. Mit einem Beitrag von Woletz, G. Jb. Geol. B.-A., 1947, S. 117.
 38. Zapfe, H., Fauna und Fazies des Rhät von Alland bei Baden. — Zwei Placodontierzähne aus dem Rhät von Niederösterreich. Anz. Österr. Ak. d. Wiss., math.-natw. Kl., Wien, Jg. 1950, Nr. 3, S. 41.
 39. Zapfe, H., Megalodontiden aus der Obertrias des südlichen Wienerwaldes. Anz. Österr. Ak. d. Wiss., math.-natw. Kl., Wien, Jg. 1950, Nr. 10, S. 243.
 40. Küpper, H., Bericht (1948) über geologische Aufnahmen auf Blatt Baden—Neulengbach. Verh. Geol. B.-A., 1949, S. 63.
 41. Küpper, H., Bericht (1949) über Kartierungen im Bereich der weiteren Umgebungen von Wien (Blatt Wien, Blatt Baden—Neulengbach und Wiener Neustadt). Verh. Geol. B.-A., 1950—1951, S. 82.
 42. Küpper, H., Exkursion in das südliche Wiener Becken und Randgebiete. Verh. Geol. B.-A., Sonderheft A, 1950—1951, Geologischer Führer zu den Exkursionen aus Anlaß der Wiederaufbau- und Hunderjahrfeier der Geologischen Bundesanstalt am 12. Juni 1951, S. 21, unter „B“.
 43. Spengler, E. und Ampferer, O., Blatt Schneeberg und St. Aegyð am Neuwalde der Geol. B.-A., 1931.
 44. Spengler, E., Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Schneeberg—St. Agyd. Geol. B.-A., 1931.
- Zum Kartengebiet i. A.:
45. Mayer, H., Geologisch-tektonische Übersichtskarte von Niederösterreich und Wien. (Erscheinungsjahr unbekannt.)
 46. Sueß, F. E., Die geologische Lage von Wien; in Diener, C., Sueß, F. E.,

- Abel, O.: Wien sein Boden und seine Geschichte. Aus einem Vortragszyklus anlässlich der Wiener Hochschulwochen, 1925—1926.
47. K ü p p e r, H., Zur Auflösung von Morphogenese und Tektonik am Rande des Wiener Beckens. Sitzber. Ak. d. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I., Wien, 136. Bd. 1. und 2. Heft, 1927, S. 1.
 48. Sueß, F. E., Bobies, C. A., Waldmann, L., Geologische Karte der Umgebung von Wien, 1928.
 49. Sueß, F. E., Bobies, C. A., Kölbl, L., Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Wien, 1928.
 50. Sueß, F. E., Grundsätzliches zur Entstehung der Landschaft von Wien. Zeitschrift Deutsch. Geol. Ges., Bd. 81, 1929, S. 177.
 51. Trauth, F., Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. F. E. Sueß-Festschrift der Geol. Ges. Wien. Bd. XXIX der Mtg. Geol. Ges. Wien, 1936, S. 473.
 52. Kober, L., Der Geologische Aufbau Österreichs. Wien 1938.
 53. Spengler, E., Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone. In: Schaffer, F. X.: Geologie von Österreich. Wien 1951.
 54. K ü p p e r, H., Geologische Beobachtungen im Raum S und SW von Wien (Flysch, Kalkalpen und Tertiär). Verh. Geol. B.-A., 1953, S. 71.
 55. Rosenberg, G., Zur Kenntnis der Kreidebildungen des Allgäu'—Ternberg'—Frankenfelder Deckensystems. Kober-Festschrift 1953. Skizzen zum Antlitz der Erde. Geologische Arbeiten, herausgegeben aus Anlaß des 70. Geburtstages von Prof. L. Kober, Universität Wien, S. 207.
 56. Kühn, O., Pleurophorus koberi nov. spec. aus dem Opponitzer Kalk. Kober-Festschrift 1953, S. 273.
 57. Stini, J., Zur Kenntnis der Herkunft der Badner Heilquellen. Kober-Festschrift, 1953, S. 315.
 58. Ruttner, A., Die Geologie des Untersuchungsgebietes; „Wetter und Leben“, Sonderheft II (1953): Beiträge zur Limnologie der Wienerwaldbäche, S. 10.
 59. Rosenberg, G., Einige Ergebnisse aus Begehungen in den Nördlichen Kalkalpen im Jahre 1953 (Kalkalpen Nordostsporn A und Beiträge zur Bauwackenfrage B). Verh. Geol. B.-A., 1954 (im Druck).

Das 1916 erschienene Blatt Wiener Neustadt der Geol. R.-A. (Zitat in Lit. 36, S. 65), zu dem bekanntlich weder ein Aufnahmebericht noch Erläuterungen erschienen sind, übergreift etwas den Südtel unserer Ausgabe, das in seinem kalkalpinen Anteil schon stark veraltete Blatt St. Pölten der Geol. R.-A. (Zitat in Lit. 37) nur die Westteile von Tafel 1 bei K ü p p e r, Lit. 37, und Tafel V bei K ü p p e r, Lit. 42, Blatt Schneeberg und St. Aegydon am Neuwalde der Geol. B.-A. (Lit. 43), den Südwestteil der letztgenannten Tafel.

Der Bericht von Nader, W.: „Über den Rand der Kalknordalpen bei Hainfeld zwischen Halbachtal und Gerichtsberg (Blatt St. Pölten)“ auf S. 83 in K o b e r, L.: Bericht über Arbeiten des Geologischen Institutes der Universität Wien (unter Redaktion Ch. Exner), Verh. Geol. B.-A., 1948, S. 81, kann sich auch auf das Blattgebiet erstrecken.

In dieser Literaturübersicht nicht aufgeführte Arbeiten sind in Lit. 1, 10, 11 und 14 zitiert!

3d. Zur Geomorphologie des kalkalpinen Abschnittes.

Von Elisabeth Lichtenberger.

Vor- und nachgosauische Tektonik schuf den Faltenbau des Gebietes, der insofern für das Formenbild maßgebend geworden ist, als er morphologisch verschiedenwertige Gesteine in enge Berührung miteinander brachte. Bei späterer Hebung und damit einsetzender Erosion mußten sich Ausräumungszonen und Denudationsfronten entwickeln, wie erstere heute z. B. im Gießhübler Gebiet und Gaadener Becken, letztere in der Stirn der Ötztaler Decke im Anningermassiv vorliegen. Es sind daher oft nicht so sehr die Deckengrenzen, die in der Landschaft augenfällig in Erscheinung treten, als

der Wechsel der Gesteine, wobei die stratigraphische Einordnung unwichtig ist. Das Formenbild zeigt so eine mosaikartige Mannigfaltigkeit im einzelnen, teils als Spiegelbild der Tektonik, teils unabhängig von ihr, mit oft schwer zu treffender Gliederung in Kleinräume.

So z. B. ist die Grenze zwischen Flysch- und Kalkzone orographisch nicht scharf gekennzeichnet. Schräg zieht die schmale Frankenfelsler Decke über das Kaltenleutgebener Tal. Starker Wechsel im Verband der häufig flysch-ähnlichen Gesteine läßt keine markanten Formen entstehen; kaum unterscheiden sich ihre Höhen von denen des benachbarten Flysches. Für das Landschaftsbild ist die Grenze zwischen Lunzer und Frankenfelsler Decke ausschlaggebend, eine Tatsache, die u. a. besonders deutlich bei der Langeramstörung südlich von Kaltenleutgeben auffällt. Die im W von ihr tief in den Höllensteinzug (645 m) eindringende Frankenfelsler Decke verleiht diesem hier ein den Flyschbergen ähnliches Aussehen. Ansonst hebt sich der Höhenzug, die Lunzer Decke repräsentierend, deutlich vom Flysch-Wienerwald ab. Beidseitig zahlreich eingreifende Quelläste haben von dem einst vorhandenen Plateau nicht viel mehr übrig gelassen als eine Reihe von Kegeln, seltener Kuppen, die schmale Flächen untereinander verbinden (durchschnittlich 600 m). Die Denudationsreste der Gosau auf den Höhen ordnen sich im Formenbild dem Kalk völlig unter. Ofters in gleicher Höhe kulminierende und gegen das Wiener Becken mit Hangverflachungen vergesellschaftete Rückfallkuppen deuten eine stufenförmige Treppung der Hänge an.

Die Denudationsstufe gegen die zum Wiener Becken hin sanft geneigte und durch weitgespannte Mulden zertalte Schrägfläche des Gießhübler Gosaugebietes wird durch die Grenze Wald-Ackerland unterstrichen, die dem Absteigen des Stufenfußes nach N hin folgt. Nur kleine Klippen, oft durch Wald und immer durch größere Steilheit der Böschung schon von fern kenntlich, ziehen den Blick an (bei Perchtoldsdorf: Hochberg, 305 m, Hauptdolomit; Haidberg, 308 m, Zementmergel). Eine bereits zur Ötscher Decke gehörige Reihe skizziert den südlichen Abschluß gegen das Mödlingtal (Großer und Kleiner Rauchkogel, Römerwand, Hundskogel, im Muschelkalk).

Im S davon baut die Ötscher Decke das Plateau des Anninger (674 m) mit seinen weiten sanftgewellten Verebnungen auf, deren tiefere in 500 m im W vom Gaadener Becken her in einen Kranz von Kegeln zertalt wurde.

Gegen das Wiener Becken kehrt der Anninger dank der schützend vorgelagerten Richardshoferrasse eine nur durch schmale Kerben gegliederte, kaum aufgelöste Hangfront.

Unter der Bezeichnung Gaadener Becken wird das im einzelnen aus mehreren Teilbecken und Hochmulden bestehende Gebiet westlich des Anninger zusammengefaßt. Vom Lindkogel im S, dem Höllensteinzug im N umrahmt, gewinnt es nach W an Höhe und leitet ohne merklichen Übergang zur Flyschzone. Erst in einiger Entfernung erreichen deren Kuppen und Rücken die 600 m Isohypse (Roßgipfel, 633 m, Steinplattl, 644 m, nördlich Alland). Gosau und Flysch berühren sich eng, und die Westgrenze ist daher schwer zu ziehen. Nur einzelne Kalkfetzen schalten sich als auffallende Kogel im Gelände ein (Gr. Bodenbergl, 520 m, Hauptdolomit; Gr. Buchkogel, 515 m, Jurakalk), sonst bestimmt in der weitgespannten Einmuldung die Gosau in Verbindung mit tertiären Konglomeraten und Schottern die sanften Profillinien. Im Südteil, dort wo sich die Trias gegen das Schwechattal heraus-

hebt, dehnen sich 100—150 m über dem heutigen Talgrund die Hochmulden von Preinsfeld und Siegenfeld aus. In Preinsfeld umwallt Muschelkalk und Hauptdolomit einen Aufbruch von Werfener Schiefer (Gipspingen nördlich des Ortes). In der flacheren und größeren Geländemulde von Siegenfeld bildet Torton die Oberfläche. In beiden Becken wird die Ausräumung durch die verzögerte Erosion ihrer Gerinne im Durchbruch durch die Triaskalke hintangehalten (kleiner Wasserfall des Purbachl südlich Siegenfeld!).

Als klar umrissene orographische Einheit überragt der Hohe Lindkogelstock (847 m) die Höhen des Gaadener Beckens um 400 m. Eine Subsequenzzone in Lunzer Sandstein löst den Badner Lindkogel ab (578 m). Über den allseits von steilen Gräben gefurchten Hängen setzen im N unter der Gipfelpartie Hangverflachungen ein (über 700 m). Durch seichte, manchmal subsequente Quellmulden gegliedert, führen sie zu den Fluren um Schwarzensee (über 600 m). Als steile Stirn der Otscher Decke, die hier nach S einen Bogen beschreibt, bricht der Peilstein mit weithin leuchtenden, 200 m hohen Wänden nach W ab. Im N dieser Flachlandschaft hat der im Zuge des Sattelbacher Fensters auftauchende Werfener Horizont die Entstehung des beckenartig geschlossenen weiten Quelltrichters des Guteales begünstigt. Der Bach bahnt sich in schluchtartigem Durchbruch den Weg zum Schwechattal. Im S schließt an den Lindkogel eine niedrige Vorfläche an (Lusthausboden um 450 m), vergleichbar dem Mitterberg zwischen Einöd- und Schwechattal.

Zwischen dem Peilstein und der Flyschzone schaltet sich nördlich des Triestingtales das Nöstacher Becken ein. Der starke Wechsel von Gosau und Trias bewirkt in seiner W-Umrahmung ähnlich wie beim Gaadener Becken eine Auflösung der Bergzüge in einzelne isolierte Erhebungen, die wie der Hauptdolomitkegel des Hockerberges (655 m, westlich Alland), den Rand zwischen Flysch- und Kalkwienerwald markieren.

Die Otscher Decke schwingt vom Peilstein in einem Bogen hinüber zum Hocheck. Eindrucksvoll erhebt sich ihre Stirn über der Fußfläche der stark von Gosau verhüllten Lunzer Decke, die südlich des Triestingtales gemeinsam mit der nur sporadisch auftretenden Frankenfelder Decke ein bei Altenmarkt einsetzendes und sich gegen W hin verbreiterndes Bergland bildet. Tief zerschnitten durch meridional fließende Bäche, wird es durch subsequente Sättel und seitliche Gerinne entsprechend dem Gesteinsstreichen in W—E-gerichtete Geländewellen aufgelöst. Gegen den Gerichtsberg hin verwischt sich bei nahezu gleichen Höhen der Unterschied gegenüber den Flyschrücken.

Während die mehr oder minder große Abhängigkeit des Formenbildes vom tektonischen Bau und der Gesteinswertigkeit gut erfassbar und ziemlich eindeutig ist, stellen sich einer Klärung der Formenentwicklung große Schwierigkeiten in den Weg. Verschiedenste Hypothesen stehen einander gegenüber¹⁾.

¹⁾ Liest man die morphologische Literatur in ihrer chronologischen Abfolge, so erhält man ein Spiegelbild der herrschenden Lehrmeinungen seit der Jahrhundertwende. Bei H. Hassinger findet man den Gedanken eustatischer Spiegelschwankungen, die Vorliebe für Anzapfungen, die Außerachtlassung der Jungtektonik, die Betonung der „pontischen Abrasionsterrassen“; bei J. Büdel die Hervorhebung der durch ältere Transgressionen geschaffenen Flächen, die Verschüttung und Exhumierung alter Formen; bei N. Lichtenacker die Hypothese der vortortonen nachträglich

Ein auffälliges Element im heutigen Formenschatz sind die schwach gegliederten, teilweise bereits stark erosiv zerstörten Altlandschaften in verschiedener Höhenlage.

Sanftwellige Verebnungen dehnen sich in ca. 650 m im W des Lindkogelmassivs aus, ungefähr in gleicher Zeit am Anninger und nur schmal ausgebildet im Höllensteinzug, in tieferer Lage in der Umrandung des Anninger-Gipfelplateaus in 500 m im Gebiet des Kleinen Anninger, in 400—450 m am Mitterberg (und am Lusthausboden). Von hier ziehen die völlig verkarsteten Einflächungen nach W bis zum Windhagberg (Hochmulde von Preinsfeld).

In der bis heute unentschiedenen Diskussion stehen sich die Auffassungen der Stockwerklandschaft und der verbogenen und zerstückelten Raxlandschaft gegenüber. Sicher konnten im Bereich der Triesting von den pannonen Aufschüttungen aus, Flußterrassen gebirgswärts zurückgreifen und mit den tief gelegenen älteren Flächen zu einer Formeinheit verschmelzen, so daß sich z. B. bei Schwarzensee eine Verbindung von Resten eines älteren Flachreliefs mit jüngeren Erosionsfluren ergibt (3). Winkler nimmt ähnliches für die tiefer gelegenen Einebnungen des Anninger an (Mitterberg, Kl. Anninger). Er drängt jedoch die Morphogenese des Gebietes auf das Pannon zusammen und leugnet Reste älterer Landoberflächen, wobei er u. a. durch Kober Unterstützung findet. Lichtenecker verlegt dagegen die Entstehung der Raxlandschaft bereits vor das Torton²⁾ und erklärt ihre heutigen Höhendifferenzen durch nachträgliche Verstellungen entlang von Brüchen und Flexuren.

Der Gedanke der Raxlandschaft verbindet sich mit dem des Großfaltenswurfs als Ausklang nachgosauischer Faltung, wobei ältere tektonische Aufwölbungsachsen (so im Lindkogelgebiet) fortgewirkt haben. So wurde das Gaadener Becken in seiner ersten Anlage durch Einwalmung geschaffen, wie auch die synklinale Lagerung der Basissedimente anzeigt³⁾. Eine Einbiegungszone entlang der Grenze zwischen Lunzer und Ötscher Decke ist bis ins Gießhübler Gebiet zu verfolgen. Sie beeinflusste möglicherweise auch die erste Anlage des Talnetzes und dürfte sich mit einer zweiten, annähernd senkrecht dazu NW—SE-verlaufenden überschneiden, von der noch die Mitterbergscholle zwischen Anninger und Lindkogel erfaßt wurde. Umrahmt

verstellten „Raxlandschaft“; und schließlich bei A. Winkler das Bestreben der Heraufdatierung aller morphologischen Vorgänge und Formen ins Pannon. Im ganzen ist jedoch die morphologische Literatur mit der Aufzählung weniger Namen erschöpft, wenn auch daneben in einer Fülle von geologischen Arbeiten sehr wertvolle morphologische Hinweise verstreut sind.

²⁾ Eine Schlüsselstellung in der Auseinandersetzung nimmt die Richardshofterrasse ein. Da ihre Beziehung zum Tertiär des Beckens und damit ihr Alter nicht eindeutig geklärt ist, gilt gleiches auch für die Entwicklung des gesamten Kalkalpenrandes. Winkler argumentiert in verschiedenen Arbeiten für ihr pannonnes Alter und verweist besonders auf das Vorwiegen von Felsgeröllen im anlagernden Torton (vergl. dagegen Taubers Geröllwanderung, 14) und die pannonne Sedimentdecke auf der Terrasse (19, 409). Büdel führt dagegen ins Treffen, daß diese pannonne Serie entsprechend ihrer Zusammensetzung auf einer schon vorhandenen Flachform abgelagert worden sein muß (3, 57). Noch bestimmter spricht sich schließlich Lichtenecker für ein tortones Alter der Richardshofterrasse aus (11, 55), wie auch H. Küpper in jüngster Zeit die Brandungsplattform als im Torton angelegt und im Pannon überarbeitet bezeichnet. Gleiches dürfte für den ganzen Beckenrand gelten, bereits das Tortonmeer schuf Abrasionsterrassen, die dann vom pannonischen See weiter ausgestaltet wurden.

³⁾ Vergl. 12; vergl. bei G. Rosenberg, Nr. 11, S. 18; ferner 8, 120—31, 1, 39.

wird diese Synklinale von den weitgespannten Aufwölbungen des Höllesteinzuges, Anninger und Lindkogelmassivs. An den Höllesteinzug schließt nach N neuerlich eine Zone niedriger Gipfelhöhen in einer Breite von 3—4 km bis zum Flyschkamm, der die Wasserscheide gegen die Wien hin trägt, an. W—E-ziehend, endet sie im W an dem hydrographischen Knoten von Hochrotherd. An die Lindkogelaufsattelung fügt sich im S die breite Einmündung des Triestingtales und seiner unmittelbaren Nachbarschaft.

Wann diese Verbiegungen erfolgt sind, ist fraglich. Zweifellos sind zumindest am Beckenrand mehrere Bewegungsphasen zu unterscheiden, in denen auch einzelne Teile, wie z. B. das Triesting-Piesting-Vorland, zeitweise in die Senkungstendenz des Wiener Beckens einbezogen wurden. Im ganzen ging jedoch der Einbruch des Beckens mit einem Aufsteigen der Randzone Hand in Hand, worauf auch die mächtigen Schwemmfächer der tertiären Flüsse hindeuten.

Der heutige landschaftliche Gegensatz zwischen Gebirge und Ebene ist jedoch in der Hauptsache ein Werk der postpannonen Ausräumung, an eine auch das Becken selbst ergreifende Hebung geknüpft; auch die alten Terrassen am Beckenrand werden wieder freigelegt⁴⁾. Die Höhe der Verschüttung des Beckens am Ende des Pannons ist jedoch strittig (nach Büdel bis 420 m). Durch den Wechsel echter Abbruchränder mit Abschnitten stärkerer Sedimentverkleidung des Untergrundes zwischen parallelen Brüchen entsteht das auffällige Vor- und Zurückspringen des Kalkalpenrandes⁵⁾.

Das Talnetz kümmert sich nicht um die Grenze von Kalk- und Flyschzone, ebensowenig um die der anderen Decken. Kaum folgen ihnen kleine Seitenbäche oder kurze Talstrecken. Kennzeichnend und oft beschrieben ist der Wechsel im Aussehen all dieser in der Flyschzone wurzelnden Täler, vom Kaltenleutgebner Bach, Mödling und Schwechat bis zur Triesting, mit ihren weiten Mulden und breiten Sohlen im Flysch und den engen und steilwandigen Abschnitten quer und schräg zum Streichen der Kalkdecken.

Ein gutes Beispiel bietet der Mödlingbach. Auf das breit gemuldete Flyschtal folgt der enge Durchbruch zwischen Rohrkogel und Festleiten im Muschelkalk, dann die flache Ausräumungsstrecke in der Gosau, gegen Sittendorf durch ein querendes Jurakalkband abgeschlossen, darauf die weite Mulde im Tertiär, die streckenweise sogar den Talcharakter missen läßt, endlich die mannigfach gestaltete Enge im Kalk — in der Hinterbrühl eine Subsequenzzone in Gosau und Werfener Schiefer entlang der Aufschiebungsfläche der Ötscher auf die Lunzer Decke, ein epigenetisches Durchbruchstal im Sinne Richt Hofens und die umstrittene Klause der Vorderbrühl.

Diese unteren Talstrecken sind Anlaß mancher Diskussionen gewesen.

So treten die Dürre und Reiche Liesing in auffallend knappem Abstand von nur 450 m in die Ebene hinaus und haben den Zugberg zu einer scharfen Schneide geformt. Die Annahme Hassingers⁶⁾, daß die Dürre Liesing ursprünglich westlich des Zugberges zur Reichen Liesing geflossen sei und dann von einem kleinen Gerinne angezapft wurde, erweist sich bei genauen Begehungen als nicht haltbar. Die petrographischen Unterschiede erklären

⁴⁾ 3, 70.

⁵⁾ Vergl. G. Rosenberg, Nr. 3, S. 54.

⁶⁾ 5, 115 f.

den engeren Talabschnitt der Dürren Liesing oberhalb Rodaun vollkommen ausreichend.

Ähnlich der Dürren Liesing benützt die Mödling heute nicht einen Streifen leicht ausräumbarer Gesteine im N ihres Durchbruchs (nördlich des Kalenderberges), sondern strebt in einer steilwandigen Klause durch den Hauptdolomit dem Becken zu. Auch hier hat H. Hassinger die Theorie einer Anzapfung vertreten, die von H. Küpper unter dem Hinweis auf den Abbruch der Mödlinger Scholle geteilt, von H. Lichtenegger jedoch abgelehnt wurde⁷⁾.

Auch das merkwürdige Knie der Mödling bei Gaaden hat zu verschiedenen Vermutungen Anlaß gegeben. In seiner Fortsetzung liegt das Trockental der Einöd. Kober sieht hier einen alten Mödlinglauf⁸⁾.

Das heutige Talnetz ist in seinen Grundzügen durch den Einbruch des Wiener Beckens geschaffen worden, das die Gerinne an sich zog, und hat seit dem Torton eine erstaunliche Kontinuität gewahrt.

Die brackische Konsistenz der Schichten in der Umgebung der heutigen Mündungen von Dürren Liesing, Mödling und Schwechat deutet auf das Bestehen von Flußmündungen im Torton hin. Für die Tortonkonglomerate am Beckenrand ist die starke Flyschkomponente bezeichnend, gleichfalls ein Fingerzeig dafür, daß bereits damals das Ursprungsgebiet der Bäche in der Flyschzone zu suchen ist.

Über die Talnetzentwicklung im einzelnen weiß man jedoch bisher noch weniger als über die Genese der Bergformen.

Literatur.

1. Bobies, C. A., Das Gaadner Becken. Mitt. Geol. Ges. Wien, 19, 1926, 41—78.
2. Bobies, C. A., Geologische Studien im Tertiär der Triesting- und Piestingbucht. Anz. Ak. d. Wiss., math.-natw. Kl., Wien, 1928, 235—238.
3. Büdel, J., Die morphologische Entwicklung des südlichen Wiener Beckens und seiner Umrahmung. Berl. Geogr. Studien, H. 4, 1933.
4. Büdel, J., Alte und junge Züge im Antlitz der Wiener Landschaft. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 76, 1933, 177—194.
5. Hassinger, H., Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. Pencks Geogr. Abh. VIII, 3, Leipzig 1905.
6. Hassinger, H., Beiträge zur Physiogeographie des inneralpinen Wiener Beckens und seiner Umrandung. Festbd. Penck, Bibl. Geogr. Handb. N. F., Stuttgart 1918, 160—197.
7. Janoschek, J., Das inneralpine Wiener Becken. In: Geol. v. Österreich. Hrsg. v. F. X. Schaffer, Wien 1951, S. 525—693.
8. Kober, L., Geologie der Landschaft um Wien. Wien 1928.
9. Küpper, H., Zur Auflösung von Morphologie und Tektonik am Rande des Wiener Beckens. Sitzber. Ak. d. Wiss., math.-natw. Kl. I, 136, Wien 1927, 1—23.
10. Küpper, H. und Bobies, C. A., Das Tertiär am Ostrand des Anninger. Jb. Geol. B.-A. Wien, 77, 1927, 1—26.
11. Lichtenegger, N., Beiträge zur morphologischen Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. I. Die nordöstlichen Alpen. Geogr. Jb. Österr. XIX, 1938, 1—82.
12. Milles, R. H., Geologische Untersuchungen in der Tortonbucht von Gaaden und dem Südtail des Höllensteinzuges. Wien, Diss. 1944.
13. Sölch, J., Ein Beitrag zur Morphologie des Wienerwaldes. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 86, 1943 76—87.
14. Tauber, A. F., Die Bedeutung rezenter, mariner und limnischer Geröllwanderung für das Auftreten von exotischen Geröllen mit Beispielen aus den tertiären Sedimenten des Wiener Beckens. Jb. Reichsanst. f. Bodenf. 61, 1940, 79—108.

⁷⁾ 5, 127 f.; 10, 24; 11, 37.

⁸⁾ 8, 125.

15. Toth, F., Kurze Mitteilung über eine Fauna aus dem Gaadner Becken. Anz. Ak. d. Wiss., math.-natw. Kl., Wien, 1939, 103—109.
16. Toth, F., Paläobiologische Untersuchungen über die Tortonfauna der Gaadner Bucht. Paläobiologica, Bd. VII, H. 5/6, Wien 1947, 496—530.
17. Wiche, K., Der Eichkogel und die Strandformen am Ostabfall des Anninger. Geogr. Jb. Österr. XXIII, 1949, 146—152.
18. Winkler-Hermaden, A., Über neue Probleme der Tertiärgeologie im Wiener Becken. Zentralbl. f. Min., Abt. B, 1928, 65—76, 161—174, 236—251, 307—320.
19. Winkler-Hermaden, A., Der kalkalpine Randsaum des südlichen inneralpinen Wiener Beckens im Jungtertiär. In: Geologie der Ostmark. Hrsg. v. F. X. Schaffer, Wien 1943, 405—426.
20. Winkler-Hermaden, A., Zum Entstehungsproblem und zur Altersfrage der ostalpinen Oberflächenformen. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 1950, 171—190.

4. Flyschzone.

4a. Gesteine und stratigraphische Stellung.

Von G. Göttinger.

Der Flysch des Wienerwaldes zeigt die typische Gesteinsvergesellschaftung der Flyschformation, wie sie auch z. B. in den Karpaten, in der Schweiz, im Kaukasus, in den Pyrenäen entwickelt ist und die größten Analogien aufweist. Ein Wechsel sandiger, toniger, mergeliger Schichten ist die Regel. Doch gibt es fazielle Ausbildungen, wo bald Sandsteine, bald Schiefertone, bald Mergel überwiegen, was im Wienerwald auch zu lokalen Faziesbezeichnungen geführt hat.

Die Sandsteine sind durch kalkiges oder kieseliges Bindemittel verfestigt, als Kalksandsteine, kieselige Sandsteine, kieselige Kalksandsteine mit Übergängen zu Quarziten, bzw. Kalkquarziten. Doch sind auch Mürbsandsteine ohne wesentliche Verfestigung nicht selten. Die tonigen Schichten zeigen Übergänge von sandig-tonigen zu tonig-sandigen und tonigen Schichten (Schiefer). Kalkige Mergelschiefer sind oft eingeschaltet oder bilden Übergänge. Die Mergel und Mergelschiefer sind bald mehr tonig, bald mehr kalkig und bilden dann Übergänge zu Mergelkalken. Übergänge zwischen Mergeln und feinkörnigen Kalksandsteinen sind vorhanden. Reine Kalke kommen in der Flyschzone fast nur in der Klippenzone vor. Sie stellen (mit Ausnahme der Grestener Schichten) die ältesten Schichtglieder innerhalb der Flyschzone dar.

Für die petrographische Gliederung des Wienerwaldflysches, der durch Fossilfunde stratigraphisch in verschiedene Abschnitte der Kreide, bzw. des Eozäns eingereiht wird, waren einerseits typische Gesteinsvergesellschaftungen, andererseits ganz charakteristische Leitgesteine bestimmend, z. B. bestimmte Kalksandsteine, kieselige Bändersandsteine für die Unterkreide, gebankte Mergel und gebankte Kalksandsteine für die Oberkreide, Mürbsandsteine und kieselige Sandsteine und Quarzite für das Eozän.

Vom Standpunkt der Sedimentierung in den flachen Flyschmeeren konnte, worauf Friedl zuerst aufmerksam gemacht hat, ein nördlicher und südlicher Faziesbezirk unterschieden werden.

Im nördlichen Abschnitt kam es zur Sedimentierung in der Küstenregion oder im flacheren Wasser nahe einem kristallinen Grundgebirgsgebäude,

daher zeigen die Sedimente besonders in der Oberkreide und im Eozän grobkörnige Sandsteine, Arkosandsteine (feldspatreiche Sandsteine).

Im südlichen Abschnitt kamen schon küstenfernere Mergel und Mergelschiefer zur Sedimentierung. Seltener sind die Sandsteineinschaltungen in der Oberkreide, selten grobkörnige Sandsteineinlagen überhaupt. Feinkörnige kieselige Sandsteine und Schiefer und Tonmergelschiefer sind im Eozän bezeichnend (Laaber Schichten).

Im südlichen Randgebiet des Flyschtroges mehren sich aber Anzeichen, daß neuerdings mit dem Ufergebiet eines kristallinen Grundgebirgstrückens zu rechnen ist, worauf größere kieselige Sandsteine des Eozäns (die gegen W sogar in Konglomerate mit kristallinen Geröllen übergehen) und stärkere Sandsteinlagen in der Oberkreide hinweisen.

Was die Fossilführung anlangt, so wurde wohl der Flysch meist als relativ fossilarm bezeichnet, was aber für gewisse Lagen und fazielle Ausbildungen nicht mehr zutrifft. Mehrere Zonen sind durch reichere Führung von Helminthoideen und Chondriten (Kahlenberger Schichten) oder von Nummuliten (Laaber Schichten) ausgezeichnet. Reichere Fossilführung finden wir im grobkörnigen Greifensteiner Sandstein des Eozäns, häufigere Orbitoidenführung im Wörderner Sandstein. Das nicht seltene Auftreten von Lebensspuren (Kriechspuren), Gängen von Würmern, Schneckenfährten, die sich lokal auch an bestimmte Faziestypen knüpfen (rascher Wechsel dünn-schichtiger Sedimente von Sandsteinen und Tonschiefern), spricht gleichfalls dafür, daß das Flyschmeer nicht so arm an Meerestieren gewesen ist. Fährten Spuren, im damaligem Schlamm erzeugt, wurden rasch durch das darauffolgende sandige Sediment verschüttet und blieben dadurch erhalten. Bei der raschen Sedimentfolge wurden sozusagen Momentaufnahmen vom damaligen Lebensbild gewonnen, das sich binnen weniger Stunden am flachen Meeresstrand abspielte (Fährten von *Palaeobullia* und dergl.).

Es haben sich aber im Flysch viele Tierformen als Fossilien nicht erhalten, was wohl mit dem Chemismus des Flyschmeeres zusammenhängt.

Zusammenstellungen über Fossilfunde gaben Paul (1898), dann Jaeger, der eine systematische Fossilsuche im Flysche vornahm und eine Zusammenstellung der Fossilfundpunkte gab (1914); Friedl setzte dessen Arbeit fort (1920); Trauth (1928) brachte weitere Ergänzungen auch aus dem Flysch. Becker und Götzinger haben in gemeinsamer Arbeit zahlreiche neue Fossilfunde gemacht (1932) und der letztgenannte brachte unter Hinzufügung neuer Funde eine abschließende Darstellung (1951).

Nur ganz allgemein seien die Hauptleitformen der Fossilien im Wienerwaldflysch in ihrer Bedeutung für die Stratigraphie angeführt (die Einzelheiten folgen bei der Beschreibung der Formationsglieder).

Die Unterkreide ist durch Aptychenfunde erwiesen. Den ersten Aptychenfund am Nordrand des Wienerwaldes in den sogenannten „Wolfpassinger Schichten“ machte Jaeger 1914.

Für die Oberkreide wurden die Ammonitenfunde (Toula und Becker-Götzinger) maßgebend. Der *Gaudryceras* *cf. mite* Hauer von Purkersdorf spricht für die Maastrichtstufe des Senons der Oberkreide. Typisch sind für die Oberkreide die Inoceramenreste, welche wohl die Fazies der Kahlenberger Schichten bevorzugen. Orbitoiden charakterisieren eine Sandsteinfazies der nördlichen Oberkreide (Wörderner Schichten).

Charakteristisch für die Oberkreide sind die Helminthoideen, wie sie namentlich in den Mergeln und Mergelschiefern der Kahlenberger Schichten auftreten. Auch die Chondriten sind vornehmlich an diese fazielle Gesteinsgruppe geknüpft (siehe Taf. 6).

Für das Eozän sind die Nummuliten leitend. Es obwaltet ein Unterschied in den Nummuliten in den beiden Hauptfaziesgebieten des Greifensteiner Sandsteins und der Laaber Schichten. Die Nummuliten des Greifensteiner Sandsteins des nördlichen Abschnittes des Flyschtroges sind Paleozän und vorwiegend Untereozän; die Nummuliten der Laaber Schichten des südlichen Abschnittes des Flyschtroges bezeichnen vorwiegend das Mitteleozän. Auch die Alveolinen kennzeichnen das Unter- bis Mitteleozän. Von den Lebensspuren sind die *Palaeobullia* und *Subphyllochorda* für den Greifensteiner Sandstein bezeichnend. Weniger leitend sind die diversen Fährten, Gänge von Meerestieren und die Ausgußformen derselben (sog. Hieroglyphen). Auf das Eozän scheinen *Taonurus* und *Spirorhapha* beschränkt zu sein.

Es folgt die Einzelbeschreibung der Formationsstufen der Flyschzone in der Reihung und Bezeichnung auf der Geologischen Karte, Blatt Wien.

Geologisch-stratigraphische Gliederung der Flyschzone.

Unterkreide.

Die Unterkreide der Nordzone des Wienerwaldes unterscheidet sich teilweise von der Unterkreide der Klippenzonen, welche der Flyschzone eingeschaltet sind und eine gesonderte Beschreibung erfahren.

Neokomkalk; Unterkreide im allgemeinen, Kalksandsteine und Schiefer des Neokoms.

In der nördlichen Randzone ist folgende typische Gesteinsvergesellschaftung zu verzeichnen: helle Kalke, zum Teil mit Hornsteinen, Kalkmergel und Kalksandsteine mit Schiefertönen. Die hellen Kalke sind dünnbankig und haben Schieferzwischenlagen. Aptychenfunde liegen bisher in diesen Kalken nicht vor, doch wurde in einem Begleitgestein im grobkörnigen Sandstein zwischen Wolfpassing und St. Andrä-Wördern ein Aptychus von Jaeger nachgewiesen. Typisch sind die Übergänge von den hellen Kalken zu Hornsteinkalken, welche als Neokom anzusprechen sind, da diese petrographisch den Hornsteinkalken der Klippenzonen ähneln (mit Ammoniten-, Belemniten- und Aptychenfunden). Von sonstigen Gesteinsvergesellschaftungen sind gewisse kieselige Kalksandsteine von den kieseligen Kalksandsteinen der Oberkreide (Altlangbacher Schichten) verschieden.

Sehr schöne Aufschlüsse bieten: der Steinbruch unterhalb der Dopplerhütte bei Königstetten, der Steinbruch Grillenbart bei Wilfersdorf, der Steinbruch am Tulbinger Kogel und die Steinbrüche am Riederberg.

Im Hangenden der Kalke und Hornsteinkalke erscheinen:

Gault, Bunte Schiefer, Quarzite und Bändersandsteine.

Die bunten Schiefer, meist graue, auch rote, im Wechsel mit quarzitischen Bänken und Übergängen zu quarzitischen Sandsteinen und feingebänderten

„Bändersandsteinen“ und „Bänderquarziten“ sind charakteristisch. Die Folge verschiedener Schiefer mit Bändersandsteinen erinnert auch an den Gault in den Karpaten. So ist man berechtigt, diese Gruppe im Wienerwald in den Gault zu stellen. Gelegentlich kommen auch Einschaltungen von Arkose-sandsteinen und Mürbsandsteinen vor, welche als küstennahe Sedimente eines kristallinen Ufers zu deuten sind. Es ist wahrscheinlich, daß die randliche Unterkreide des Flysches auf einem Sockel von Kristallin abgelagert wurde, womit auch einige Kristallinscherlinge im Bereich der Unterkreide und besonders an deren Nordrand eine Erklärung finden können. Die geologische Karte verzeichnet einige Funde von solchen kristallinen Trümmern (meist Graniten), z. B. am Frauenberg SE Kogl, am Klosterberg S Ried am Riederberg.

Die Zonen der Schiefer mit den Bänderquarziten erzeugen ausgedehnte Rutschungen (vergl. Karte Mitteil. Geogr. Ges. 1943).

Sehr gute Aufschlüsse der Gaultschiefer mit den Bänderquarziten finden sich am Nordrand des Wienerwaldes bei Erlaa, bei Starzing, zwischen Ollern und Wilfersdorf, bei Wolfpassing und SW St. Andrä-Wördern.

Auf Grund der mikropaläontologischen Untersuchungen bestimmte R. Noth von der Probe T 34 (Unterkreide, rote Schiefer) SE Ollern:

Ammodiscus incertus (d'Orb.)

Glomospira charoides (J. u. P.)

Glomospira gordialis (J. u. P.)

Hormosina ovulum (Grzyb.) (auch im eoänen Laaber Sandstein bei B 229)

hh *Recurvoides subturbinatus* (auch in der Oberkreide)

Gaudryina sp. Grzyb.

Die Fauna ist nicht charakteristisch. Das offenbare Gault-Alter ergibt sich aus dem Verband und den geologischen Lagerungsverhältnissen.

Im Gault (Probe B 80, Kleiner Steinbruch Hengewiesen E Rappoltenkirchen):

Dendrophrya sp.

Recurvoides sp.

In den Unterkreideschiefern (Unterkreide der Klippenzonen) (Punkt 249 auf Blatt St. Pölten, bei Bernreith) stellte R. Noth eine vollkommen eigene Vergesellschaftung von verschiedenen Foraminiferen fest:

Clavulinoides sp.

Pleurostomella sp.

Ammodiscus gaultinus Berth

Planulina sp.

Marginulina sp. ?

Cristellarien.

Die Abwesenheit von Globotruncanen, die sonst in der Oberkreide sehr wichtig sind, spricht auch für Unterkreide.

Auf Grund der Schwermineral-Analysen von G. Woletz ergibt sich für die Unterkreide der Nordzone (meist Kalksandsteine des Neokom) folgendes Bild (Prozentzahlen der durchsichtigen Schwerminerale):

	T 45 Tulbinger Kogel	T 46 Hernberg	B 127 Unt. Dambach
Gr (Granat)	8	5	2
Ru (Rutil)	21	15	49
Zi (Zirkon)	67	66	48
Tu (Turmalin)	4	12	1
Ap (Apatit)	—	—	—

Charakteristisch ist also der geringe Granatgehalt, hoher Zirkongehalt (mit Vormacht) und der relativ sehr hohe Rutilgehalt.

Aus der Unterkreide, meist Gault der Nordzone, seien folgende Ergebnisse zusammengestellt. Es handelt sich meist um die typischen Bänderquarzite, kieseligen Sandsteine und Quarzite. Charakteristisch ist der große Anteil an opaken Körnern (bis 90%). In den Bändersandsteinen ist Zirkon vorwiegend (bei relativ großem Rutilgehalt).

Auch hier tritt die Granatführung stark zurück:

	T 47 N Hernberg	T 35 S Grillenbart	B 192 W Schlieflgraben	B 161 c S Kronstein
Gr	2	10	3	11
Ru	30	28	18	7
Zi	58	54	69	64
Tu	10	8	9	16
Ap	—	—	1	—

Die Kalksandsteine und roten Schiefer in der nächsten Nachbarschaft einer Neokomkalkklippe zeigten:

	B 222 SW Sulz
Gr	38
Ru	12
Zi	31
Tu	9
Ap	10

Auffallend hoher Apatitgehalt in der Klippenzone.

Unterkreidekalksandsteine mit Schiefen als Begleitgesteine der Klippen in der Hauptklippenzone ergaben folgendes Bild:

	B 208 Brentenmais	B 156 Gscheidhof (NW Schöpfung)	B 155 N Glashütte (Schöpfung)
Gr	1	—	5
Ru	11	4	13
Zi	84	89	71
Tu	3	7	11
Ap	1	—	—

Kaumberger Schichten (zum Teil Gault, zum Teil Oberkreide). Bunte Schiefer, Kalkquarzite, Kieselkalk, Sandsteine.

Auf eine südliche Zone des Wienerwaldes ist das größere Vorkommen der sogenannten Kaumberger Schichten beschränkt: Eine wohl durch intensive Faltung angestaute Serie dünnbankiger Kieselkalk, Kalkquarzite und bunter Schiefer, mit Einschaltungen von Sandsteinen, wahrscheinlich in

den höheren stratigraphischen Lagen. Diese Fazies ist in ihrer Einheitlichkeit dem übrigen Flysch ziemlich fremd — nur als Begleitgesteine der Klippenzone finden sich schmale Zonen dieser Gesteine wieder —, so daß die Heraushebung dieser Gruppe als eigene Fazies (Kaumberger Schichten) sich als berechtigt erwies.

Infolge des steten Wechsels von Schiefen und Quarziten bzw. Kieselkalkbänken wurde diese Serie tektonisch sehr stark zusammengefaltet. Man findet sehr schöne Faltenbilder, z. B. N Kleinmariazell und im Triestingtal. Gute Aufschlüsse bietet die Umgebung von Kaumberg.

Wegen der petrographischen Ähnlichkeit der Quarzite und Schiefer der Kaumberger Schichten mit Gesteinen, welche die Hülle der Neokom-Tithonklippen bilden, wurde im allgemeinen ein Unterkreidealter (nebst Oberkreide) angenommen.

An Fossilien sind daraus bloß bekanntgeworden: *Paleodictyon* (Fund des Oberlehrers Kern, Kaumberg); ein anderes *Paleodictyon* fand sich in den den Kaumberger Schichten ähnlichen Hüllschiefern der Neokomklippe vom Ht. Sattelberg S Preßbaum.

Nach den mikropaläontologischen Untersuchungen von R. Noth ergab eine Probe aus den Kaumberger Schichten B 241 (Coronatal, gegenüber von Paschinger):

Dendrophrya latissima Grzyb. (sehr häufig)

Globotruncana lapparenti Bolli

Bigenerina fallax Grzyb.

Die beiden letzteren Formen auch bei B 242 (Kaumberg, NW Zechhofer).

Zufolge der Globotruncanen ist ein Teil der Fazies der Kaumberger Schichten sicher Oberkreide.

Die typische Gesteinsfazies der Kaumberger Schichten, z. B. B 300 (W Kaumberg, bei Gara), B 302 (SSE Eder), ergab keine Mikrofauna.

Für die besondere Fazies der Kaumberger Schichten, die sich im SW-Teil des Kartenblattes auf den Südabschnitt der Laaber Teildecke beschränkt, liegen zur petrographischen Charakteristik bisher nur wenig Proben vor. Die undurchsichtigen (opaken) Mineralien nehmen einen Anteil von gelegentlich über 50% ein. Von den durchsichtigen Mineralien hat nach den Untersuchungen von G. W o l e t z Zi die Obermacht, wobei aber auch Ru und Tu relativ stark beteiligt sind. Es können zwei Gruppen unterschieden werden, die eine mit hohem Zirkongehalt von über 60%, die andere mit wesentlich geringerem Zirkongehalt (bis 35%).

	höherer Zirkongehalt Gruppe a		geringerer Zirkongehalt Gruppe b	
	B 238 Weidenbach, E Klausen- leopoldsdorf	B 243 NW Hofstetter (oberes Triesting- tal)	B 240 Coronatal	B 227 Klausen- leopoldsdorf
Gr	2	5	16	22
Ru	20	18	19	13
Zi	62	62	47	35
Tu	14	11	16	20
Ap	2	4	1	7

Oberkreide.

Die Gesteine der Oberkreide sind im wesentlichen durch Kalksandsteine, Sandsteine und mergelige Ablagerungen gekennzeichnet. Entsprechend der Sedimentierung in einem flachen Meer am Rand einer Grundgebirgsschwelle im Norden sind die Sedimente des nördlichen Abschnittes des Flyschtroges grobkörniger und mergelärmer als im südlichen Abschnitt.

Man kann daher die beiden Faziesgruppen unterscheiden:

Altlenzbacher Schichten der nördlichen Zone: vorherrschend Kalksandsteine, blaugrau, mit Einschaltungen von Sandsteinen, auch gröber körniger Sandsteine bei Zurücktreten von Mergeln und Mergelschiefern.

Die **Kahlenberger Schichten** zeichnen sich durch vorwiegend Mergel und Kalksandsteine mit dazwischengelagerten Schieferschichten aus, während Sandsteine stark zurücktreten.

Im südlichen Abschnitt gesellen sich zu den Mergeln und Kalksandsteinen auch mürbe Quarzsandsteine: **Sieveringer Schichten**. Nahe dem S-Rand des Flysches überwiegen wiederum die Kalksandsteine über die Mergel: „Oberkreide im Klippenraum“.

Altlenzbacher Schichten.

Die Kalksandsteine der Altlenzbacher Schichten erscheinen als Hangendes des Unterkreideflysches, der neokomen Kalksandsteine und der Gaultquarzite und Schiefer. Die Kalksandsteine sind meist hart und häufig kieselig, häufig krummschalig und enthalten auch Einlagerungen von körnigen Mürbsandsteinen. Kohlenhäcksselführung ist häufig anzutreffen. Lagen gebankter Mergel treten jeweils gegen die Sandsteine in den Hintergrund.

Die Oberkreide der Altlenzbacher Schichten ist durch Inoceramenfunde erwiesen. Auch die für die Oberkreide typischen, geradezu leitenden Helminthoideen (Annelidenröhrchen) in „geführten Mäandern“ (K. Richter) und die Chondriten sind in vereinzelt mergeligen Lagen anzutreffen (*Chondrites furcatus* und *intricatus* Brong., *Chondrites targionii*). In den Mürbsandsteineinlagerungen finden sich Reste von dünnchaligen Bivalven, Ostreen- und *Pecten*-Fragmente. Die Kohlenhäcksselführenden Lagen enthalten zuweilen verkohlte Holzreste und fossiles Harz (Steinbruch Liechtenstein bei Altlenzbach).

Gute Aufschlüsse der Altlenzbacher Schichten bieten die Steinbrüche: Felsenkeller S Neulenzbach, Penzing S Rappoltenkirchen.

In der Karte wurden auch grobkörnige Lagen durch Punktierung ausgedrückt, ferner Lagen mit konkretionären Hartkugeln. Letztere sind zwar nicht häufig, dürften aber bei künftigen Forschungen über die Gliederung der Schichten als Leithorizonte brauchbar sein.

Nach den mikropaläontologischen Bestimmungen von R. Noth wurden folgende Foraminiferen festgestellt:

Fundpunkt N vom Wolfpassinger Berg, Kote 400 (T 11):

Rhabdammina abyssorum M. Sars

Dendrophrya robusta Grzyb.

Lituotuba sp.

Trochamminoides irregularis (White)

hh *Globigerina infracretacea* Glaessner

h *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg)
 ss *Globotruncana lapparenti*-Gruppe

Die Vergesellschaftung der häufigen *Globigerina infracretacea* und *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg) und der sehr seltenen *Globotruncana lapparenti* mit den Sandschalern (den übrigen Formen der Liste) spricht für Oberkreide (Fazies der Altlenbacher Schichten).

Von drei weiteren Punkten der Altlenbacher Schichten:

B 19 Steinbruch SW Odhof (Laabener Tal),

B 26 Steinbruch Nest (SSE Christofen) (Typus geologisch),

B 148 Brunnenaushub S vom Steinbruch Beutelmühle,

wurde ganz übereinstimmend nur *Lituotuba* festgestellt.

Aus den höheren Zonen der Altlenbacher Schichten, schon gegen die Auflagerung zum eozänen Greifensteiner Sandstein, liegt die Probe T 27 (Oberster Haselbachgraben, NW Windischhütte) vor:

Dendrophrya robusta Grzyb.

Placentamina placenta (Grzyb.)

Glomospira charoides (J .u. P.)

Reophax elongata

Trochamminoides irregularis (White)

Trochamminoides contortus (Grzyb.)

Recurvoides subturbinatus (Grzyb.)

Im Gegensatz zum Eozän sind die typischen Altlenbacher Schichten der Oberkreide durch ein gänzlich Überwiegen der Granatkomponenten gegenüber Zirkon charakterisiert. Aus der Zusammenstellung von G. Woletz seien nur folgende Typen hervorgehoben:

	B 186b Höbersbach- graben	B 190 E Anninger- bach (Rappol- tenkirchen)	B 141 NE Winten	B 146 Steinbruch Nest (Fazies- Typus)	B 196 NW Hart (S Neuleng- bach)
Gr	87	78	88	75	70
Ru	6	8	—	6	15
Zi	1	9	1	13	11
Tu	2	2	4	4	3
Ap	—	1	—	1	—
St	3	—	3	1	1

(Staurolith)

Außer dieser typischen Fazies der Altlenbacher Schichten mit hohem Granatgehalt und geringem Zirkongehalt ist eine andere Fazies dieser Schichtgruppe bemerkenswert, bei welcher der Zirkongehalt höher ist. Es herrscht aber Granat vor neben relativ viel Zirkon:

	B 194 S Neulengbach	B 145 W Christofen	B 147 E Beutelmühle
Gr	62	53	67
Ru	12	16	5
Zi	19	22	24
Tu	3	7	2
Ap	—	2	1
St	4	—	1

Die genauere stratigraphische Einordnung einiger sicherer Oberkreideproben (Sandsteine zwischen Chondritenmergeln) mit etwas Granatführung, welche aber bei weitem von Zirkonführung übertroffen wird, wird noch weiterer Studien bedürfen. Jedenfalls nehmen die folgenden Proben B 149 und B 185 schon stratigraphisch höhere Abschnitte in der Gesamtgruppe der Altenglbacher Schichten ein.

	B 149 Linden S Neulengbach (O. Kr. mit Chondriten)	B 160b Haaberg (O. Kr. mit Chondriten)	B 185 Höbersbach- graben (Ruinenmergel mit Chondriten)
Gr	13	19	13
Ru	4	10	18
Zi	47	54	66
Tu	36	17	—

Wörderner Sandstein.

In der Nordzone finden sich nebst den Kalksandstein-reichen Altenglbacher Schichten auch einige Zonen mit vorherrschenden grobkörnigen Sandsteinen und Arkosesandsteinen (Wörderner Sandstein). An der klassischen Stelle gleich S von St. Andrä-Wördern führt diese Fazies Orbitoiden der Oberkreide (Jaeger, Friedl), so daß der Begriff Orbitoidenkreide von den beiden Autoren geschaffen wurde. Auch an anderen Stellen sind die grobkörnigen Sandsteine Orbitoiden-führend gefunden worden. Da aber die Zone des Orbitoiden-führenden Wörderner Sandsteines nur eine lokale Fazies, bzw. Zwischenbildung der übrigen Altenglbacher Schichten bildet, Orbitoiden auch im eoänen Greifensteiner Sandstein auftreten, wird von uns der Ausdruck „Orbitoidenkreide“ (als einzige Stufe zwischen Unterkreide und Eozän bei Friedl) vermieden und der Wörderner Sandstein als eine mehr lokale Einschaltung in den Altenglbacher Schichten bezeichnet.

Oberkreide: mikropaläontologische Bestimmungen durch R. Noth:
Übereinstimmend Führung für die beiden Punkte T 16 (SE St. Andrä-Wördern) und T 32 (ESE Wördern, Steinbruch E „In Greutern“):

Dendrophrya robusta Grzyb.

Trochamminoides sp.

T 16, Fundstelle der Orbitoiden der Oberkreide nach Jaeger und Friedl, ca. 250 m östlich Kirche St. Andrä-Wördern neben der nach Gugging führenden Straße: Nach zwei Schlammproben zu urteilen, die nur einige Dendrophryen und Trochamminoiden geliefert haben, ist der Wördener Sandstein arm an Kleinforaminiferen.

Schwermineral-Analysen (G. Wolletz):

	T (104) Mühle bei St. Andrä	B 193 Klostergraben Ried a. R.	B 179 Stadlberg (Christofen)
Gr	85	91	89
Ru	3	1	3
Zi	8	2	3
Tu	3	—	1
St	1	1	3

Der Sandstein ist durch besonders hohen Granatgehalt und sehr geringen Zirkongehalt charakterisiert.

Kahlenberger Schichten.

Die Fazies der Kahlenberger Schichten mit ihren vorherrschenden Mergeln und Mergelschiefern nebst Kalksandsteinen wird vielfach als Fazies der Zementmergel bezeichnet, besonders in Oberbayern. Durch das Zurücktreten der Sandsteine erweist sich diese Fazies als eine küstenfernere Bildung aus kalkigem Schlamm. Die gut gebankten Mergel und Kalksandsteinschichten sind stets von Schiefereinschaltungen begleitet. Nur selten finden sich Einschaltungen von Mürbsandsteinen.

Die Kahlenberger Schichten sind im Verhältnis zu den Altlenzbacher Schichten durch eine reichere Fossilführung charakterisiert (Göttinger, Jahrbuch 1951), Inoceramenfunde sind häufiger (Steinbrüche östlich Tullnerbach-Preßbaum, Dambachtal, Augustinerwald, E Purkersdorf). Reste dünn-schaliger Ostreen und anderer Bivalven finden sich gelegentlich. Als große Seltenheit liegt aus neuerer Zeit der Ammonit *Gaudryceras* *cfr. mite* Hauer (Jahrbuch 1932), eine Leitform des Senon, vor. Es ist der erste Neufund eines Ammoniten seit Toulas Fund eines *Acanthoceras Mantelli* von den Kahlenberger Schichten des Leopoldsberges. Koprolithenknollen und -wülste, wahrscheinlich von Krabben stammende, kleinzerknackte Inoceramenfragmente (Abb. Jb. 1932, S. 37, Taf. X c—d), zusammen mit kleinen Hieroglyphen, scheinen als sedimentologische Marken an bestimmte Horizonte geknüpft zu sein. Seeigelstacheln, Bryozoenreste fehlen nicht, wenn sie auch nicht stratigraphisch verwertbar sind. Die häufigen Helminthoideen geben für diese Gesteinsgruppe die Leitformen ab. Chondriten, *Taenidium* sind in der häufigen Vergesellschaftung dieser tierischen Lebensspuren. *Paleodictyon* (im Eozän häufiger) ist nunmehr auch aus der Oberkreide bekannt geworden (Augustinerwald bei Purkersdorf). Seltener als in den Altlenzbacher Schichten findet man in den sandigen Einlagerungen kohlige Pflanzenhäcksel.

Gute Aufschlüsse über die Schichtenfolgen bieten die Steinbrüche Leopoldsberg, Exelberg, Dambachtal.

Sandsteineinschaltungen in den Kahlenberger Schichten sind auf der Karte durch Punktierung bezeichnet, z. B. bei Weidling-Klosterneuburg. Die Karte enthält auch Einzeichnungen seltenerer grobkörniger Lagen und der konkretionären Hartkugeln.

Nach den mikropaläontologischen Untersuchungen von R. Noth fand sich in den Kahlenberger Schichten bei zwei Punkten B 29 (kleiner Steinbruch Dambachtal) und B 76. (W Kl. Banleiten bei Laaben) (mit Führung von Helminthoideen):

Globotruncana sp.

Bei T 33 (SW Hermannskogel) wurde bloß festgestellt:

Dendrophrya latissima Grzyb.

In dieser Gruppe interessieren die den Mergeln eingeschalteten Sandsteine, welche in den nördlichen Zügen der Kahlenberger Teildecke häufiger sind als im Bereich der normalen Fazies der Kahlenberger Schichten, welche aus Mergeln und Kalksandsteinen besteht, aber Sandsteine selten enthält. Wir stellen aus dem Bestimmungsmaterial von G. Woletz zwei grobkörnige

Typen der Sandsteineinschaltungen B 169 und B 150 einem Typ feinkörniger Sandsteineinschaltungen gegenüber (B 199):

	B 169 Vd. Riedenleiten	B 150 E Eckelhof (S Neustift)	B 199 Jochgrabenberg
Gr	72	70	79
Ru	1	7	8
Zi	5	18	8
Tu	—	4	1
Ap	2	—	3
St	18	1	1

Das Überwiegen der Granatkomponente ist deutlich.

Die kieseligen Kalksandsteine der Kahlenberger Schichten, z. B. B 198, B 183 und B 181, zeigen ein ähnliches Verhalten. Die drei Punkte liegen in drei hintereinander gestellten Oberkreide-Kulissen.

	B 198 Jochgrabenberg	B 183 SW Feichtinger (W Ht. Pfalzau)	B 181 Pfalzberg
Gr	58	74	70
Ru	11	4	5
Zi	16	12	20
Tu	7	3	4
Ap	5	1	—
St	3	6	1

Wie schon im Bereich der Altlenzbacher Schichten eine Fazies entwickelt ist, deren Granatkomponente übertroffen wird durch hohen Zirkongehalt (Proben B 149, B 160 b), S. 51 — wahrscheinlich handelt es sich um oberste Oberkreide mit allmählichem Übergang zum Greifensteiner Sandstein —, so ist auch im Bereich der Kahlenberger Schichten eine Fazies vorhanden mit Sandsteinen (innerhalb der Mergel), welche durch eine ähnliche Vormacht des Zirkon ausgezeichnet ist. Zum Beispiel:

	B 189 SSW Plochwiese Ruinenmergel der Oberkreide
Gr	6
Ru	19
Zi	69
Tu	5

Möglicherweise handelt es sich auch hier um oberste Oberkreide mit Übergang zum eoziänen Sandstein.

Sieveringer Schichten.

Südlich der Zone der Kahlenberger Schichten knapp N der „Hauptklippenzone“ (vgl. S. 64) verläuft ein Zug von Kalksandsteinen und Mergeln mit reicherer Zwischenschaltung von Mürbsandsteinen (sogenannte Seichtwasserkreide Friedls).

Es handelt sich wahrscheinlich um eine gegenüber der Kahlenberger Fazies südlichere und küstennähere Fazies. Da im Flysch fast alle Schichten als

Seichtwasserbildung zu bezeichnen sind, vermeiden wir für diese Zone den Ausdruck „Seichtwasserkreide“ und nennen sie die „Sieveringer Schichten“ mit der Betonung, daß diese von den Kahlenberger Schichten durch häufigere Sandsteineinschaltungen verschieden sind (Steinbruch Sievering).

Die grobkörnigen Lagen sind in der Karte durch dickere Punkte bezeichnet. Auch die Sieveringer Schichten sind in die Oberkreide einzureihen, wie neue Inoceramenfunde zeigen: Mühlberg bei Weidlingau, Deutschwaldtal S Purkersdorf. In der SW-Fortsetzung liegen die Oberkreide-Fossilfunde Trauths aus dem Stollen der Zweiten Wiener Wasserleitung durch den Beerwarthberg (1922). In der weiteren SW-Fortsetzung dieses Zuges der Sieveringer Schichten N vom Schöpfkamm fanden wir im Steinbruch bei Wöllersdorf S Laaben auch Glanzkohlenstücke.

Gute Aufschlüsse der Schichtfolgen bieten die Steinbrüche im Haltertal, im Deutschwaldtal, bei Wöllersdorf S Laaben.

Oberkreide: Sieveringer Schichten.

Nach mikropaläontologischen Bestimmungen von R. Noth fanden sich an drei Punkten (B 63 Haltertal Steinbruch, B 76 Bonleiten, B 95 Steinbruch Deutschwald) übereinstimmend:

Globotruncana sp.

Bei B 95 auch

Dendrophrya robusta Grzyb.

Bei 152 a (Steinbruch Wöllersdorf)

Rzehalkina epigona (Rzehak)

h *Trochamminoides*,

sonst ist diese Fazies anscheinend arm an Mikrofaunen.

Proben aus dem östlichen Raum der Sieveringer Schichten wurden bisher nicht genommen.

Für den Westteil dieser Zone, die nördlich der Hauptklippenzone durchstreicht, kann als Typ gelten:

B 152
Steinbruch Fortelmühle
(SW Wöllersdorf), Laabener Tal¹⁾
Mergel mit Chondriten

Gr	<u>38</u>
Ru	7
Zi	<u>41</u>
Tu	13
Ap	1

Der Zirkongehalt übertrifft den Granatgehalt.

Oberkreide im Klippenraum.

Im Klippenraum, d. h. südlich der „Hauptklippenzone“ bis zur Kalkalpenaufschiebung, trägt die Oberkreide faziell wie die Sieveringer Schichten mehr den Typus einer küstennäheren Sandstein- und Mergelfazies zur Schau. Bei Kleinmariazell liegen gut gebankte Kalksandsteine mit Sandsteineinschal-

¹⁾ In der Arbeit von G. Woletz bei den Kahlenberger Schichten erwähnt, Jb., 1950, S. 179.

tungen vor (Steinbruch S des Ortes). Nicht separat in der Karte ausgeschiedene Sandsteinlagen im Bereich der Kaumberger Schichten gehören der Oberkreide an.

Zur gleichen Oberkreideausbildung sind die Oberkreide-Sandsteine zu zählen (vorherrschend Mürbsandsteine mit Schiefen), welche im Lainzer Tiergarten mit Neokom-Juraklippen verschuppt sind. Aus dem zusammenhängenden Zug dieser Sandsteine N von Hütteldorf stammt auch der Zahn eines *Ptychodus*, ferner kohlige Holz- und Harzreste (Redlich und Krasser).

Wie der östliche Wienerwald lehrt, ist die auch durch Führung von roten Schiefen ausgezeichnete Oberkreide des Klippenraumes deutlich an mehreren Stellen von Lagergängen von Pikrit durchsetzt, wodurch eine große Analogie zu den Pikrit- und Teschenit-Durchbrüchen aus der subbeskidischen Kreide im Gebiet von Teschen und Neutitschein hergestellt wird. R. Grengg hat zuerst im Oberkreideflysch in der Spiegelgrundstraße (Wien 13.) einen gut aufgeschlossenen Lagergang von Pikrit im Oberkreideflysch beschrieben, wobei die beiden Salbänder gegen den Flysch Kontaktmetamorphose zeigen.

Der Pikrit enthält Pseudomorphosen von Olivin und Augit, ferner Biotit, Erz (Eisenglanz) und Calcit.

Gleichfalls in der Oberkreide stecken weitere in der Folge festgestellte Pikritvorkommen, so am Satzberg (unterhalb des Gipfels), im Haltertal (siehe Gebhardt und Hlawatsch) (Feststellung von Kontaktmetamorphose der Oberkreide an dem Pikritgang in der Bujattigasse). Friedl und Janoschek entdeckten später mehrere Vorkommen SW Mauer. Zuletzt erbrachten Küpper, Janoschek, Tauber und Zirkl zahlreiche neue Funde aus dem östlichen Wienerwald.

Über die Alters- und tektonische Stellung der Pikritvorkommen vergl. das Kapitel Tektonik der Flysch- und Klippenzonen.

In der Oberkreide im Klippenraum ergaben die bisherigen mikropaläontologischen Untersuchungen von R. Noth:

Die Sandsteinfazies (Hütteldorfer Sandstein) B 266 Rosenbachgraben, SSW Loiblbrunnen, führt:

Dendrophrya sp.

h *Ammodiscus incertus* (d'Orb.)

Glomospira charoides (J. u. P.)

Reophax elongata Grzyb.

Gaudryina tenuis Grzyb.

Die Schiefer und Tonmergel nahe den Neokomkalkklippen der Hauptklippenzone (B 217 W Sulz und B 260 b Moosgraben beim Schottenhof) führen übereinstimmend

Globotruncana sp.

Die roten und grünen Schiefer (B 258) bei Kordon W. H. (Haltertal) führen:

Hyperammia sp.

Glomospira charoides (J. u. P.) (auch im Eozän)

Trochammia sp.

Recurvoides subturbinatus Grzyb.

Gaudryina tenuis Grzyb.

Die roten Schiefer („blaßrote Mergel“) nahe den Neokomkalkklippen S Schottenhof (B 263) führen eine ganz eigene, reiche, flyschfremde Fauna:

- Rhizammina grilli* Noth
- Hyperammina vagans* Brady
- Hormosina ovulum* (Grzybowski)
- Ammodiscus incertus* (d'Orb.)
- Haplophragmoides kirki* Wickenden
- Trochamminoides deformis* (Grzybowski)
- Placentammina difflugiformis* (Brady)
- Textularia nacataensis* var. *cyclostoma* White
- Spiroplectammina excolata* Cushm.
- n.s. *Spiroplectammina dentata* (Alth)
- n.s. *Pseudoclavulina amorpha* (Cushman)
- Lagena ellipsoidalis* Schwager
- n.s. *Lagena apiculata* Reuss
- Lagena globosa* Walker
- Nodosaria concinna* Reuss
- Dentalina* sp.
- Lenticulina velascoensis* (Cushm.)
- Lenticulina* sp.
- Ramulina globulifera* Brady
- n.s. *Reussella szajnochae* (Grzybowski)
- Pleurostomella* sp.
- Stensioina excolata* White
- Gyroidina sparksi* White
- Gyroidina mendezensis* White
- Pullenia* sp.
- Pseudoparella velascoensis* (Cushm.)
- Globigerina infracretacea* Glaesner
- Globotruncana tricarinata* (Quereau)
- Globotruncana* sp.

Ostracoden: *Cytheropteron umbonatum* Williamson.

Außerdem Fischzähne, Seeigelstacheln.

Diese Vergesellschaftung ist flyschfremd. Sie zeigt Anklänge an die Wadowicer Fauna durch das Vorhandensein von *Reussella szajnochae*, *Hormosina ovulum* u. a. Andererseits sind in dieser Fauna Elemente des Helvetikums vorhanden, wie *Reussella szajnochae*, *Textularia nacataensis*, *Ramulina globulifera*, die Gyroidinen, Lageniden, Globotruncanen und *Globigerina infracretacea*. Alter: Höhere Oberkreide.

Hier sind möglicherweise die Klippenhüllgesteine verquetscht mit Helvetikumspuren.

Im Gefolge von Mergeln mit Chondriten und Helminthoideen auch in der Nähe der Hauptklippenzone als Oberkreidgesteine erkannte Kalksandsteine und Mürbsandsteine sind gegenüber den nördlichen Oberkreidezügen durch hohen Zirkon- und geringen Granatgehalt charakterisiert. Zum Beispiel:

B 158
SW Gscheidhof

Gr	3
Ru	17
Zi	42
Tu	27
Ap	11

Die Anreicherung von Apatit nahe und in der Hauptklippenzone bedarf noch eingehenderer Untersuchungen. Diese Gesteine können bereits als Gesteine der Klippenhülle bezeichnet werden.

Die Sandsteine der Fazies der Kahlenberger Schichten, wie sie auch im Tiergarten entwickelt sind, und daher dem Klippenraum i. a. angehören, zeigen den Typus der sonst zirkonreicheren und granatärmeren Oberkreidefazies. Bei Überwiegen des Zirkons über den Granat ist auch die relativ große Führung von Rutil und Turmalin und desgleichen der hohe Apatitgehalt bezeichnend:

B (690)
Kalter Bründlberg

Gr	26
Ru	13
Zi	37
Tu	18
Ap	6

Im eigentlichen Klippenhüllflysch, d. h. dem klippenführenden Flysch des Tiergartens, ist ein relativ hoher Apatit- (und Chlorit)gehalt auffallend, welcher im Zusammenhang mit den zahlreichen Pikriten dieser Zone stehen dürfte. Es ist eine granatreiche (a) und zirkonreichere (b) Fazies zu unterscheiden, welche nach den von Kupper genommenen Proben zwei verschiedenen geologischen Streichungszonen entspricht.

	a) granatreiche Zone (durchstreich. etwa 1/2 km SE vom Kalten Bründlberg)		b) zirkonreiche Zone (etwa durchstreichend bei der Hermesvilla)
	(689) Kalte Bründlwiese	(941) Tiergart.-Mauer SW St. Veit	(693) Katzengraben
Gr	77	86	27
Ru	7	1	6
Zi	9	2	35
Tu	2	4	10
Ap	5	7	22

Eozän (Paleozän—Mitteloazän), Allgemeine Bemerkungen.

Noch stärker als in der Oberkreide ist im Eozän des Wienerwaldflysches der fazielle Unterschied zwischen dem Greifensteiner Sandstein der Nordzone und dem Laaber Sandstein, bzw. den Laaber Schichten in der Mittel- und Südzone des Wienerwaldes.

Der Greifensteiner Sandstein ist ein meist körniger, am Nordrand des Flysches häufig sehr grobkörniger Quarzsandstein ohne kalkiges Bindemittel, wie letzteres die Oberkreide-Sandsteine meist auszeichnet. Gelegentliche Geröllagen von Quarz und Granit (z. B. im großen Steinbruch

der Strombauleitung Greifenstein) weisen auf die Sedimentierung in der Uferregion eines kristallinen Grundgebirgsrückens hin.

In den Laaber Schichten hingegen fehlen die grobkörnigen Sandsteine, meist liegen dichte kieselige Sandsteine (Laaber Sandstein) mit Übergängen zu Quarziten vor. Stets aber treten in deren Begleitung graue bis graubraune Tonmergelschiefer und Mergelschiefer auf, oft in großer Mächtigkeit, so daß von einer breiten Laaber Schieferzone gesprochen werden kann. Diese feinen Sedimente deuten auf eine uferfernere Sedimentierung hin.

Mit Recht hat Friedl (1920) auf die faziellen Unterschiede im Eozän zwischen N und S hingewiesen. Aber schon Stur unterschied scharf zwischen dem Greifensteiner Sandstein im Norden und der Serie der Bunten Schiefer und Sandsteine im südlichen Raum (1894, Erläuterungen zur geol. Spezialkarte Umgebung von Wien).

Eine Übergangsfazies zwischen dem Greifensteiner Sandstein und den Laaber Schichten stellt eine Zone eozäner kieseliger Sandsteine und Quarzite dar, welche durch einzelne Lagen massiger mürber Sandsteine an den Typus des Greifensteiner Sandsteins erinnern. Bezeichnend sind aber auch Lagen von dichteren Quarziten und Quarzitsandsteinen, häufig mit Manganklüften, ähnlich wie in den Laaber Schichten. Wir haben diese Übergangsfazies als die Gablitzer Schichten bezeichnet.

Wie der Greifensteiner Sandstein das Hangende der Altlenzbacher Schichten bildet, so sind die Gablitzer und Laaber Schichten hangend auf den Kahlenberger Schichten. Die Laaber Schichten haben ihre größte Verbreitung im Bereich des Klippenraumes.

Bunte Schiefer treten vorzugsweise an der Basis der Laaber Schichten auf, sie werden daher im allgemeinen ins untere Eozän gestellt.

Greifensteiner Sandstein (Paleozän — Mitteleozän).

Der typische Greifensteiner Sandstein ist ein gelblicher bis gelbbrauner Quarzsandstein, zuweilen mit grobkörnigen Lagen (solche sind auf der geologischen Karte verzeichnet), gelegentlich mit konkretionären Hartkugeln (sogenannter „Mugelsandstein“, auf der geologischen Karte bezeichnet). Er ist häufig dickbankig. Sonst wechsellagern dünner gebankte Schichten mit braunen und grauen Tonschiefern und sandigen Tonen.

Noch innerhalb des Greifensteiner Sandsteins läßt sich faziell eine nördlichere Zone mit reichlich grobkörnigen Sandsteinen, selbst konglomeratischen Lagen (Zone Höflein—Greifenstein—Altenburg) — sogenannter äußerer Greifensteiner Sandstein — und eine südliche Zone mit feinkörnigen Sandsteinen und reichlich Tonschiefer einschaltungen unterscheiden (Sonnberg—Poppenwald, Troppbergzug) — sogenannter innerer Greifensteiner Sandstein. — In der äußeren Zone treten zu den schon erwähnten Quarz- und Kristallingeröllen auch Gerölle (oder Trümmer) von Neokomkalk, Oberjurakalk und Jurahornsteinen.

Wenn auch hinsichtlich der Fossilführung die beiden Zonen des Greifensteiner Sandsteins einen ähnlichen Charakter aufweisen, so obwalten doch Unterschiede insofern, als die Fossilführung in der äußeren Greifensteiner Zone nach den bisherigen Erfahrungen eine wesentlich reichere ist. Es liegt hier die Fazies eines strandnahen Sedimentes vor.

Die äußere Greifensteiner Sandsteinzone.

In dieser konnten an mehreren Stellen erstmalig (Jb. 1932) größere Faunenvergesellschaftungen nachgewiesen werden. Leitend sind die Nummuliten nebst Alveolinen und Assilinen. Dazu treten Bryozoen, dickschalige Ostreen, *Pecten*, *Cardium*, Fischzähne, Seeigelstacheln, *Serpula*. Auf Einschwemmungen vom kristallinen Altland ins Eozänmeer sind gelegentliche Vorkommen von kohligen Holzresten mit fossilem Harz zurückzuführen (Steinbruch Hollitzer in Greifenstein).

Die ersten Nummulitenfunde im Greifensteiner Sandstein verdanken wir Hauer (1850, 1857, 1858), spätere, aber beschränktere Aufsammlungen machten Stur (1894), Paul (1898) und Schubert (1913).

Von Göttinger und Becker (1932) wurden reiche Aufsammlungen gemacht (letzte Fundortliste Jb. 1951), wobei die Nummuliten von dem ungarischen Spezialisten Rozlosznik bestimmt wurden. Vorherrschend sind Formen der Gruppe *Nummulina atacica* Leym. (mit *Nummulina globula* Leym. und *Nummulina rotularia* Desh.), einige Formen der Gruppe *Nummulina planulata* Lmk. sowie einige Formen der Gruppe *Nummulina irregularis* Desh. (mit *Nummulina fischeuri* Prever).

Diese Nummulinen-Vergesellschaftung weist auf Paleozän und Untereozän (Yprésien, Cuisien), wogegen die nicht fehlenden Formen der Gruppe *Nummulina irregularis* Desh. den Übergang bereits zum Lutétien bezeichnen und noch in letzterem auftreten. Daher haben wir den Greifensteiner Sandstein in das Paleozän — Unter- bis Mitteleozän eingereiht.

Wenn typische Mitteleozänformen, wie *Nummulina laevigata* und *Nummulina perforata* bisher fehlen, so soll damit gesagt sein, daß die Sedimentation des Greifensteiner Sandsteins im Mitteleozän wahrscheinlich zu Ende ging.

Daß im Fossilmaterial aus der äußeren Greifensteiner Sandsteinzone neben Nummuliten auch Inoceramen-ähnliche Bruchstücke durch neuere Aufnahmen vorliegen (Jb. 1932), ist kein Einwand gegen das Eozän, da die Inoceramen vortäuschenden, faserigen Muschelfragmente als *Pinna*- oder *Perna*-Bruchstücke zu deuten sind und nichts mit Inoceramen zu tun haben.

Leitend hingegen sind von Lebensspuren die dreigliedrige Gastropodenfährte *Subphyllochorda* (Abb. Jb. 1932, Taf. VIII a) und einige besondere Formen von Hieroglyphen, wie sie in der Oberkreide fehlen, bzw. anders ausgebildet sind (Röhren und Gänge von Meereswürmern). Aus der äußeren Zone sind weiters bekannt geworden *Helminthopsis* (wulstige Fährte, unregelmäßig gewunden [Abb. Jb. 1932, Taf. VII d]) und eine mäandrisch gewundene Gastropodenfährte (Abb. Jb. 1932, Taf. VII a, b).

Die genannten Fährten haben nicht nur stratigraphischen Wert, da sie in den beschriebenen Formen nur im Eozän auftreten, sondern werfen auch ein Licht auf das Flachsee-Sediment des Greifensteiner Sandsteins, das direkt unter dem Gezeitenwechsel stand und von Schneckenfährten überzogen wurde.

Die innere Greifensteiner Sandsteinzone.

Diese ist durch mehr feinkörnige Greifensteiner Sandsteine mit seltenen grobkörnigen Lagen bei fast ganz zurücktretender Massigkeit der Schichtbänke und durch Zwischenschaltung von grauen und braunen Tonschiefern charakterisiert.

Aber die Fossilführung ist spärlicher. Freilich obwalten ähnliche Faunenvergesellschaftungen wie beim äußeren Greifensteiner Sandsteinzug.

Die Nummuliten sind spärlicher verbreitet. Ebenso *Ostrea*, *Pecten* und *Cardium*. Bryozoen, Fischzähne, Fischwirbel und *Serpula* wurden auch in dieser Zone angetroffen. Von Gastropoden fanden sich *Turritella*. Einige Fragmente von *Pinna*- oder *Perna*-Schalenresten täuschen Inoceramenfasern vor. Kohlige Holzreste (Koniferen nach Bestimmungen von Frau Prof. Dr. E. Hofmann) und fossiles Harz wurden gefunden. Kohlige Holzreste stammen besonders aus dem Weidlingbachtal und aus der Gegend von Eichgraben.

Eine Bedeutung als lokale Leitfossilien erlangen die an mehreren Orten gefundenen, sehr schönen Fährtenplatten der Meeresschnecke *Palaeobullia* (Abb. Jb. 1932, Taf. VII c und Taf. VIII b). Sie geben übrigens gleichfalls Marken für den Sedimentkomplex ab, da die Ausbildung der Meeresschneckenfährten eine kurze Austrocknung des Meeresstrandes bei Ebbe verlangt.

Dieser Fährten-führende Horizont konnte tatsächlich Kilometer weit im Wienerwald verfolgt werden. Auch die Fährtenform *Subphyllochorda* kommt in diesen Zonen des inneren Greifensteiner Sandsteins vor, nebst anderen Lebensspuren (vgl. *Spirorhaphc*, Abb. Paul, 1898, Taf. III/4) und *Paleodictyon* (wahrscheinlich eine Ausgußform von Laich, Abb. Paul, 1898, Taf. III/5). Während *Palaeobullia* als eine Fährte auf der Schichtoberseite, also als ursprüngliche Fährtenform zu deuten ist, handelt es sich bei *Subphyllochorda* um Hohl-fährten, welche von der hangenden Schichtbank ausgegossen wurden und daher auf deren Schichtunterseite sichtbar sind (über die Genese der Fährten und ihre Ausgußformen vgl. Jb. 1932, S. 378 ff.).

Aus dem Greifensteiner Sandstein verdanken wir mikropaläontologische Bestimmungen R. Noth von 4 Punkten, welche im geologischen Streichen liegen, vom Steinbruch Langstöger (T 3) über den Steinbruch Sonnberg (T 29) zum Steinbruch bei der Lourdesgrotte bei Gugging (T 26) bis zum Steinbruch im Poppenwald (T 17).

Die Steinbrüche 3, 17, 26 und 29 sind als *Palaeobullia*-führend bekannt und unbedingt Greifensteiner Sandstein. Im östlichen Abschnitt dieses Zuges ab Punkt 3 liegen andere Typen vor als in der Umgebung von Gugging, ziemlich ähnlich sind die Punkte 26 und 29, wogegen die Typen von 29 im östlichen Teile (Punkt 3) fehlen.

Wir geben folgende Übersicht:

<i>Rhabdammina abyssorum</i> M. Sars		29
<i>Dendrophrya robusta</i> Grzyb.	h 3	
<i>Dendrophrya latissima</i> Grzyb.	h 3	
<i>Hormosina ovulum</i> (Grzyb.)	3	
<i>Amodiscus incertus</i> (d'Orb.)		29
<i>Glomospira gordialis</i> (J. u. P.)	h 3	
<i>Glomospira charoides</i> (J. u. P.)	h 3 17	
<i>Reophax splendida</i> Grzyb.	3	
<i>Lituotuba</i> sp.		26, 29
<i>Lituotuba folium</i> (Grzyb.)		29
<i>Trochamminoides contortus</i> Grzyb.	17	29
<i>Trochamminoides irregularis</i> (White)		29

Nach den vorliegenden Proben besteht die Kleinforaminiferenfauna lediglich aus Sandschalern, ist arten- und individuenarm. Doch wechseln auch hier, wie die obige Zusammenstellung zeigt, Schichten mit relativ größerer Häufigkeit an Formen mit solchen ab, wo diese mehr selten angetroffen wurden.

Alle in den genannten Proben festgestellten Formen sind für eine Altersbestimmung nicht geeignet, da sie sowohl in der Oberkreide als auch im Alttertiär vorkommen. Die an mehreren Stellen gefundenen Nummuliten sprechen nach Rozloszniks Bestimmungen für paleozänes bis untereo-zänes Alter des Greifensteiner Sandsteins (Göttinger und Becker, 1932).

Zahlreiche Proben des Greifensteiner Sandsteins zeigten übereinstimmend bei der Schwermineral-Analyse immer die ähnliche prozentuelle Vergesellschaftung, womit der eozäne Greifensteiner Sandstein sich als leitender Typus auch hinsichtlich der Schwermineralienzusammensetzung erwiesen hat. Die Granatkomponente tritt am stärksten zurück, Rutil und Turmalin sind etwas vorhanden. Als Beispiele seien angeführt Vorkommen, wo der Greifensteiner Sandstein auch paläontologisch feststeht:

	106 Gugging	T 44 Hirschen- graben	B 164 N Laabach	B 163 a ²⁾ W Penzing
Granat (Gr)	—	3	6	5
Rutil (Ru)	10	22	12	10
Zirkon (Zi)	65	62	68	66
Turmalin (Tu)	22	13	13	16

Der Reichtum von Zirkon bei Zurücktreten von Granat deutet auf Sedimentierung von einem granitischen Ufer hin, was auch mit den Vorkommen von „Exotischen“ Granitgeröllen im Greifensteiner Sandstein übereinstimmt (vergl. Göttinger und Exner, Kober-Festband, 1953).

Gablitzer Schichten (vorwiegend Sandsteine, Quarzite, Unter- bis Mitteleozän).

Wie erwähnt, sind in der Serie der Gablitzer Schichten Sedimenttypen des Greifensteiner Sandsteins mit solchen der Laaber Schichten vereint, so daß wohl dadurch von einem faziellen Übergang von dem küstennahen Greifensteiner Sandstein zu den küstenferneren Laaber Schichten gesprochen werden kann.

Die dem Greifensteiner Sandstein ähnlichen Sandsteine der Gablitzer Schichten enthalten auch *Cardium*- und *Pecten*reste und Seeigelstacheln, während die mit den Laaber Schichten gemeinsamen kieseligen Sandsteine und Quarzite sich als Nummuliten-führend erwiesen haben. Dichte Quarzite dieser Schichtengruppe haben aber noch keine Nummuliten geliefert.

Die Gablitzer Schichten nehmen den Nordsaum der Laaber Schichten ein. Die Nummulitenführung ist zwar nicht so häufig wie in den Laaber Schichten, doch genügen mehrere Funde zur stratigraphischen Einstufung dieses Schichtenkomplexes.

²⁾ Im Gegensatz zur Darstellung in der Arbeit von G. Woletz (Jb.) auf S. 180, wo diese Schichte zur Oberkreide gestellt ist.

Ein Teil der Gablitzer Schichten ist identisch mit dem „Glaukomiteozän“ Friedls (1920). Hatte schon Jaeger 1914 die ersten Funde von Nummuliten beiderseits des Gablitztales gemacht, so konnten Becker und Göttinger (Jb. 1932) und später Göttinger weitere Fundorte von Nummuliten ermitteln, z. B. SE Mauerbach und bei Gablitz. Da unter den Nummuliten hauptsächlich die Form *Nummulina laevigata* angetroffen wurde, konnten die Gablitzer Schichten einerseits wegen der petrographisch-faziellen Analogie mit dem Greifensteiner Sandstein, andererseits wegen der petrographisch-faziellen Analogie und Fossilführung mit den Laaber Schichten ins Unter- bis Miozän eingereiht werden.

Bunte Schiefer (zum Teil Untereozän).

Im Hangenden des Oberkreideflysches (besonders der Kahlenberger Schichten) und vielfach an der Basis der Gablitzer, bzw. Laaber Schichten erscheinen relativ mächtigere Lagen von Bunten Schiefen. Sie können daher als zum Teil Untereozän aufgefaßt werden auf Grund ihrer geologischen Position, wengleich die einwandfreie paläontologische Alterseinstellung noch nicht durchgeführt werden konnte.

Da solche Bunte Schiefer auch in den westlichen Karpaten unter den nummulitenführenden Zliner Schichten (= Laaber Schichten, Göttinger, 1944) liegen und dort gleichfalls ins Untereozän gestellt wurden, mag der Analogieschluß für den Wienerwaldflysch Berechtigung haben. Die Karte verzeichnet langstreichende Züge dieser Bunten Schiefer, wo sie auch morphologisch sich als größere, flache Gehängebänder verraten, so WSW-wärts vom Kahlenbergerdorf unter der S-Flanke des Hermannskogels, unterhalb des Exelberges, unter dem Hochbruckenberg (Mauerbachtal).

An vielen anderen Stellen an der Grenze zwischen Oberkreide und Eozän wurden die ohne Zweifel häufig durchstreichenden Bunten Schiefer nicht eigens ausgeschieden, hingegen ist für die entsprechenden geologischen Zonen durch die Signatur: Schieferzonen im Flysch, durch Gehängebänder kenntlich, ein Hinweis darauf gegeben, daß an der Grenze zwischen Oberkreide und Eozän an den angegebenen Gehängebändern Schiefer zu erwarten sind.

Laaber Schichten (Sandsteine, Mergelschiefer, Tonschiefer u. a., vorwiegend Miozän).

Mit Separatausscheidung: Kieselige Sandsteine und Quarziteinschaltungen der Laaber und Gablitzer Schichten, auch grobkörnige Sandsteine.

Die Laaber Schichten bilden eine Vergesellschaftung von kieseligen Sandsteinen mit Übergängen zu Quarziten, von grauen Tonmergelschiefen und Mergelschiefen. Doch sind auch Zonen, welche fast ausschließlich aus kieseligen Sandsteinen einerseits und fast ausschließlich aus Tonmergelschiefen und Mergelschiefen bestehen, vorhanden.

Grobkörnige Sandsteine finden sich, wie erwähnt, noch in den Gablitzer Schichten als Übergangsglied zu den Greifensteiner Sandsteinen, während sie in den Laaber Schichten, einem küstenferneren Sedimentkomplex, fehlen. (Eine Ausnahme bilden die seltenen kristallinführenden Konglomerate in den Laaber Schichten, wie sie auf Blatt St. Pölten z. B. auftreten.)

Von den Laaber Schichten sind die Züge der kieseligen Sandsteine und Quarzitsandsteine (Glitzer-Sandstein, glasiger Sandstein, lokale Bezeichnungen), Nummuliten-führend erkannt worden, während die Laaber Schiefer (Tonmergel- und Mergelschiefer) außer gelegentlichen, aber seltenen Chondriten keine Fossilien oder Lebensspuren geliefert haben.

Den erstmaligen reicheren Funden Jaegers (1914) folgten solche von Friedl (1920) und Trauth (1928), dann an zahlreichen neuen Lokalitäten von Becker und Götzinger (seit 1932). Trotzdem nunmehr durch die vielen Fundpunkte die Verbreitung dieses Eozäns sichergestellt ist, muß der Erhaltungszustand der Nummuliten als kein günstiger bezeichnet werden. Von mehreren Orten konnte *Nummulina laevigata* bestimmt werden, also eine mitteleozäne Form (Lutétien). Einige Steinkerne von kleinen Gastropoden stammen gleichfalls aus den Laaber Sandsteinen. Im Vergleich zum Greifensteiner Sandstein sind also die Laaber Schichten mit Ausnahme der Nummulitenführung ganz fossilarm und gänzlich arm an Lebensspuren.

Auf Grund der bisherigen Nummulitenfunde sind also die Laaber Schichten vorwiegend dem Mitteleozän zuzuweisen. Wahrscheinlich, was aber noch nicht paläontologisch nachgewiesen ist, begann die Sedimentierung derselben auch schon im Untereozän.

Die Laaber Schichten zeigen petrographisch und fossilmäßig völlige Analogien mit den Zliner Schichten der Westkarpaten (Götzinger, 1948), welche dort dem untereozänen Cieszkowicer Sandstein = Greifensteiner Sandstein auflagern. Es ist möglich, daß gerade im Bereich der Gablitzer Schichten, also N der Laaber Schichten-Zone, die gleiche Auflagerung von echten Laaber Schichten auf Greifensteiner Sandstein sich vollzieht. Diese an und für sich geschuppte Zone wurde dann einheitlich von uns als Gablitzer Schichten bezeichnet.

Es ist weiters nicht ausgeschlossen, daß im Bereich der Laaber Schichten auch das Untereozän durch fossillose Tonschiefer vertreten ist, wodurch die Sedimentierung im eozänen Flyschtrug im nördlichen und im südlichen Teil in den gleichen geologischen Stufen erfolgt wäre.

Auf Grund der Analogie der Laaber Schichten mit den Zliner Schichten, welche noch ins Obereozän hinaufreichen, könnten im Bereich der Laaber Schichten auch noch obereozäne Schichtglieder durch eventuelle weitere Nummulitenfunde erwiesen werden. So bietet die Geologie, bzw. Sedimentologie der Laaber Schichten noch einige Probleme der künftigen Forschung.

Von R. Noth wurden von einigen Punkten Proben der Laaber Schichten mikropaläontologisch untersucht.

B 205 (NNE Klausenleopoldsdorf) und B 225 (E Klausenleopoldsdorf) führen übereinstimmend

Trochamminoides sp.;

der erstgenannte Punkt außerdem

Dendrophrya sp.

Recurvoides sp.

Hyperammina sp.

Die erstmalig von G. Wolletz durchgeführten Schwermineralien-Untersuchungen hinsichtlich der Vergesellschaftung in Sandsteinen verschiedenen Alters brachte das wichtige Ergebnis, daß der typische Laaber und

Greifensteiner Sandstein durch ein starkes Überwiegen von Zirkon gegenüber Granat charakterisiert sind (Jb. 1950).

Die eozänen Faziesbildungen zeigen das charakteristische Überwiegen des Zirkons gegenüber Rutil und Turmalin und äußerst wenig Granat.

	Laaber Schichten			Gablitzer Schichten	
	B 231 Klausen- leopoldsdorf	B 154 a S Handel- berg	B 236 a Ob. Pöller- bach	B 176 WSW Unter- Tullnerbach	B 209 b Taborer- berg
Gr	—	3	1	5	1
Ru	15	6	7	4	18
Zi	77	67	88	82	64
Tu	8	24	3	9	17

Auch das Eozän im Tiergartenbereich zeigt ein ähnliches Spektrum wie die Laaber Schichten und wurde zu diesen gerechnet.

(686) Vorderer Eichberg	
Gr	9
Ru	29
Zi	55
Tu	6
Ap	1

4b. Klippenzonen (des Flysches), Gesteine und stratigraphische Stellung.

Von G. Göttinger.

Die dem Flysch tektonisch eingeschalteten Zonen der Klippengesteine sind — gemäß den Ausscheidungen auf der geologischen Karte — die folgenden:

1. Hauptklippenzone.
2. Die Klippen von St. Veit und des Lainzer Tiergartens.
3. Klippen von Sulz.
4. Klippe von Klausenleopoldsdorf.
5. Kaumberger und Kalkalpen-nahe Klippen.

Indem die räumliche und tektonische Stellung dieser Klippenzonen zur Flyschzone in einem speziellen tektonischen Abschnitt behandelt wird, sollen hier die Gesteine und deren stratigraphische Stellung behandelt werden.

Wir folgen hier vornehmlich den Ausführungen des besten Erforschers der Klippenzone von St. Veit und des Tiergartens, F. Trauth.

Die von D. Stur bereits angedeutete, von G. Göttinger systematisch verfolgte sogenannte „Hauptklippenzone“ ist die längste des ganzen Gebietes. Die einigermaßen zusammenhängende Linie dieser Klippen verläuft durch die Örtlichkeiten Salmansdorf—Schottenhof—Paunzen—Unter-Kniewald—Gredl—Gern—Stollberg im Bereich des Kartenblattes Wien. Sie ist von Tithon-Neokomkalkklippen gebildet.

Das stratigraphisch reichst gegliederte Klippengebiet von Ober-St. Veit und vom Tiergarten umfaßt dagegen auch ältere Schichtglieder: Rhät, Lias (Grestener Schichten), Dogger im allgemeinen, Malm-Neokom- und Tithon-Neokomkalk.

Während die Klippen von St. Veit schon vor 1900 genau untersucht wurden (C. Griesbach und E. W. Hochstetter), wurden die Tiergarten-

klippen erst 1921—1928 genauer von F. Trauth erforscht. Letzterer hat die stratigraphischen Verhältnisse auf Grund zahlreicher Fossilfunde außerordentlich genau behandelt.

Die folgende Zusammenfassung muß unter Hinweis auf die Arbeiten von F. Trauth nur kurz gebracht werden.

Rhät (Kössener Schichten).

Mit der Rhätstufe nimmt die Klippenzone von St. Veit und vom Tiergarten noch an den Schichten der oberen Trias teil. Es sind graue, gut bankige bis plattige Mergelkalke vorherrschend in Wechsellagerung mit dünnenschichtigen dunkelgrauen Mergelschiefern; seltener sind helle Kalke.

Die Rhät-Ablagerungen sind sehr fossilreich. Es herrschen Bivalven vor, darunter:

Avicula contorta Portl.

Ostrea koessenensis Winkl.

Modiola minuta (Goldf.).

Cardita austriaca Hau.

Pecten (Chlamys) Valoniensis, Defr.

Anomia alpina Winkl.

Die fossilreichen Vorkommen sind nächst der Einsiedelei im Tiergarten nahe der Villa Hermes und bei der Klippe W der sogenannten „Klee-frischen Wiese“.

Lias (Grestener Schichten).

Der Lias ist in zwei verschiedenen Gesteinsarten entwickelt; als heller Arkosesandstein, dunkle Kalke, Kalksandsteine und als Fleckemmergel.

Die Arkosesandsteine sind Uferbildungen des Liasmeeres an einem kristallinen, wahrscheinlich granitischen Grundgebirge und enthalten daher Quarze und Feldspate, bzw. ein kaolinisches Bindemittel. Sie sind häufig grobkörnig. Die Sandsteine gehen auch in Quarzgerölle und Konglomerate über. Diese Ablagerungen sind fossilleer, während die Grestener Kalke fossilreich sind. Die Grestener Sandsteine führen weiter im Westen bekanntlich Kohlen, wovon sich im Bereich des Wiener Blattes nur Spuren gefunden haben.

Außer dem bekannten Fundort beim Faniteum kommen die Arkosesandsteine an mehreren Stellen im Tiergarten, z. B. Fasselberg (S der „Großen Dorotheer Wiese“) vor.

Der Grestener Kalk, der Übergänge in Kalksandsteine aufweist, ist meist dunkelgrau, verwittert rostig und ist ziemlich hart. Er entspricht einer höheren Stufe des Lias, während die Arkosesandsteine einen tieferen Teil des Lias einnehmen. Der Kalk führt manchmal Crinoiden, wie sie auch in den echten Grestener Schichten Niederösterreichs auftreten.

Die früheren Aufschlüsse der Grestener Kalke sind heute nicht mehr vorhanden.

Im Crinoidenkalk fanden sich:

Pecten liasianus Nyst.

Stielglieder von *Pentacrinus*.

Der Grestener Kalk führte u. a.:

Lima punctata Sow.

Pecten liasicus Nyst.

Crinoiden-Stielglieder.

Gryphaea arcuata Lam.

Pleurotomaria expansa Goldf.

Schlotheimia Charmassei (d'Orb).

Arietites (Discoceras) Conybeari Sow.

Arietites raricostatus (Ziet.).

Die Liasfleckenmergel mit Hornsteinen zeigen Übergänge zu den Grestener Kalken. Die früheren Aufschlüsse bei der Einsiedelei sind heute nicht mehr vorhanden.

Dogger, im allgemeinen.

Im Dogger hat man es zu tun mit dunkelgrauen und rötlichgrauen Crinoidenkalken, sogenannten Neuhauser Schichten der voralpinen Fazies, schwarzen Schiefertönen, grauen, feinsandigen Mergeln und Mergelkalken (Bajocien = mittlerer Dogger und unteres Bathonien = unterer Oberdogger). Dazu kommen jüngere graue Kieselkalke (des Bathonien) und rote Crinoidenkalke (wahrscheinlich Callovien = Vilser Kalk).

Es sind demnach gesteinsmäßig recht unterschiedliche und dem Alter nach verschiedene Kalke und Mergel des Doggers im Klippengebiet von Wien vertreten.

Die grauen Crinoidenkalke und dunkelgrauen, feinsandigen Kalke bilden im Tiergarten die Klippe der Hohenauer Wiese, welche eine reiche Fauna lieferte, wonach diese Doggerstufe in das Bajocien (mittlerer Dogger) und Bathonien (unterer Oberdogger) einzureihen ist. F. Trauth ermittelte u. a.:

Rhynchonella pseudoobsoleta Trth.

Rhynchonella plicatella Sow.

Posidonomya alpina Gras.

Pecten (Chlamys) ambiguus.

Nautilus obesus Sow.

Nautilus clausus d'Orb.

Phylloceras viator (d'Orb).

Oppelia tusca (Quenst.).

Perisphinctes Leederi Trth.

Parkinsonia Toulai Trth.

Die dunklen Kalke und grauen Crinoidenkalke kommen an mehreren Stellen des Tiergartens vor, sind aber nicht mehr so fossilreich angetroffen worden.

Die schwärzlichen Schiefertöne des Doggers (wahrscheinlich eine litorale Zone der Kalke) von Ober-St. Veit haben geliefert:

Bruchstücke von *Phylloceras*.

Posidonomya alpina Gras.

Astarte depressa Goldf.

Sie werden wahrscheinlich dem Bathonien zuzuteilen sein, sind also jünger als die früher genannten Kalke.

Im Klippengebiet von Ober-St. Veit (Trazer-, Girzen- und Gemeindeberg) kommen die grauen, feinsandigen Mergelkalke und Kalke des Doggers vor, welche an mehreren Orten, so insbesondere im „Glasauer Steinbruch“, die folgenden Fossilien geliefert haben, welche eine Gliederung vom unteren und oberen Bajocien bis zum unteren Bathonien ermöglichen:

<i>Sonninia mesacantha</i> (Waag.).	}	Untere Abteilung
<i>Harpoceras discites</i> Buchm.		
<i>Coeloceras cf. anguinum</i> (Rein.).		
<i>Lytoceras rasile</i> Vac.		
<i>Posidonomya alpina</i> Gras.	}	Mittlere Abteilung
<i>Nautilus clausus</i> d'Orb.		
<i>Stephanoceras Humphresianum</i> (Sow.).		
<i>Stephanoceras subcoronatum</i> (Opp.).		
<i>Belemnites giganteus</i> Schloth.		
<i>Phylloceras viator</i> (d'Orb.).	}	Obere Abteilung
<i>Oppelia subradiata</i> (Sow.).		
<i>Cosmoceras baculatum</i> (Quenst.).		

Außer dem St. Veiter Hüggebiet sind auch im Tiergarten verschiedene Klippen des Dogger-Mergelkalkes, z. B. bei der großen Dorotheer Wiese, „Saulackenschütt“, Klippe SW Teichhaus.

Hangend auf den grauen, feinsandigen Mergeln des Doggers von St. Veit ist der graue Kieselkalk vom Gemeinde- und Girzenberg, dem auch Hornsteineinlagerungen nicht fehlen. Die Fauna von zwei Fundstellen der beiden genannten Berge enthält (nach den Neubearbeitungen von Trauth, 1928):

Posidonomya alpina Gras.
Terebratula cf. margarita Opp.
Phylloceras Kudernatschi (Hau.).
Phylloceras viator (d'Orb.).
Stephanoceras linguiferum (d'Orb.).
Waldheimia cf. margarita (Opp.).

Darnach ist diese Serie in das mittlere und obere Bathonien und eventuell noch in das untere Callovien einzustellen.

Ein weiteres, sehr markantes Schichtglied des Doggers ist der rote Crinoidenkalk, von dem zwei Vorkommen im Gebiet von St. Veit bekannt geworden sind (jedoch infolge Verbauung heute nicht mehr sichtbar). An Fossilien sind zu nennen:

Terebratula aff. bifrons Opp.
Terebratula antiplecta Buch.
Rhynchonella sp.

Der rote Crinoidenkalk ist nach dem Fossilgehalt jünger als die früher genannten Doggerstufen und ins Callovien einzureihen; er ist damit dem Vilser Kalk der Voralpen gleichzustellen.

Malm und Neokom.

Da die Malmkalke (Oberjura) in die Neokomkalke und -mergel übergehen, werden die beiden Formationsglieder zusammengezogen.

Diese Kalke und Mergel, welche wegen der charakteristischen Fossilführung von Aptychen auch als Aptychenkalke und -mergel bezeichnet werden können, haben im Bereich der Klippen von St. Veit und des Tiergartens große Verbreitung und können daher am besten in diesen Gebieten studiert

werden. Dem Malm gehören an als charakteristische Gesteine rote, graue und grüne, späte Hornsteinkalke, gut gebankt, mit rötlichen und grauen Mergelschieferzwischenlagen. Übergänge bestehen in eine hangende Zone von härteren weißen bis grauen, gut gebankten, spätigen Kalken des Obertithon (Klippe W vom Teichhaus); der Übergang ins Neokom vollzieht sich in grauen Fleckenmergeln oder Mergelschiefern. Die genannten Stufen sind Aptychen-führend und gestatten daher nähere Gliederungen.

Im hellgrauen Tithon-Neokom-Aptychenkalk kommen auch konglomeratische Lagen mit Geröllen von Malmkalk vor (Faniteum).

Die Hornsteine sind bekanntlich auf Radiolarien zurückzuführen, so daß man solche Gesteine auch als Radiolarite bezeichnet.

Bei der Häufigkeit von Aptychen, während Ammoniten-Abdrücke fehlen, bilden diese Malm-Neokomkalke Ablagerungen größerer Meerestiefen gegenüber den seichteren Ablagerungen des Lias- und Dogger-Meeres im Bereich der Klippenzone.

Der Tiefseecharakter, besonders der weißen Tithon-Neokomkalke, wird durch die häufige Foraminifere

Calpionella alpina Lorenz

bezeugt.

Auf Grund der Überprüfung der Bestimmungen zahlreicher Vorgänger und eigener neuer Aufsammlungen gab F. Trauth sehr eingehende Fossilisten der Malm-Neokomgesteine. Wir bringen daraus nur eine auszugsweise Auswahl und beziehen uns auf seine neuesten Bestimmungen.

Im roten Malmkalk des Roten Berges von Ober-St. Veit:

- Lamellaptychus Beyrichi* (Opp.).
- Lamellaptychus crassicauda* (Quenst.).
- Lamellaptychus lamellosus* (Park.).
- Lamellaptychus rectecostatus* (Pet.).
- Laevaptychus laevis* (H. v. Mey.).

Im roten Aptychenkalk des Tiergartens und bei Mauer:

- Lamellaptychus lamellosus* (Pakr.)
- Lamellaptychus punctatus* (Voltz.).
- Laevaptychus laevis* (H. v. Mey.).

Im hellgrauen Kalk und Mergel des Tithon von St. Veit, Tiergarten und Mauer:

- Lamellaptychus angulocostatus* (Pet.).
- Lamellaptychus Beyrichi* (Opp.).
- Lamellaptychus didayi* (Coqu.).
- Lamellaptychus lamellosus* (Park.).
- Laevaptychus laevis* (H. v. Mey.).

Die seltenere Fazies der roten Knollenkalke des Tithon-Neokom von der Stockwiese im Tiergarten lieferte:

- Phylloceras* sp.
- Lytoceras* cf. *quadrisulcatum* (d'Orb.).

und erinnert an den Czorstyner Kalk der Karpaten-Klippenzone (Malm-Tithon).

4c. Die tektonischen Verhältnisse der Flyschzone (einschließlich der Klippenzonen).

Von G. Göttinger.

(Mit einer Textabbildung, Fig. 4.)

Innerhalb der gesamten Flyschzone des Wienerwaldes sind vor allem drei Hauptüberschiebungslinien zu nennen (vergl. Fig. 4):

1. Die Aufschiebung des Außenrandes der Flyschzone auf die Molasse.
2. Die Hauptklippenzone.
3. Die Kalkalpenaufschiebung.

In der erstgenannten tektonischen Linie vollzieht sich die Aufschiebung des Außenrandes des Flysches, meist der Unterkreidenschichten auf die subalpine Molasse, welche dabei eine Hervorquetschung und Schuppung erfahren hat. Die Aufschiebung erfolgte bei sehr steiler Stellung des Flysches meist mit S—SO-Fallen, so daß man zunächst den Eindruck einer steilen Anpressung gewinnt. Es geht aber die Aufschiebungslinie in der Tiefe offenbar in eine flachere Schubbahn des Flysches über.

Da, wie im Kapitel über die Molasse ausgeführt wird, deren Melker Sande und Ollersbacher Konglomerate nahe einem kristallinen Grundgebirgsrücken sedimentiert wurden, ist es erklärlich, daß bei der Heranschiebung des Flysches und Aufstülpung der Melker Sande auch Trümmer des kristallinen Grundgebirges als Scherlinge emporgebracht wurden.

Die Verschuppung des Melker Sandes mit Flyschbrettern zeigt die starke Beeinflussung des ersteren durch die Flyschheranschiebung. Zu den kristallinen Scherlingen an der Flyschfront gehört wohl der große Dioritblock nahe dem Kinderheim Laa (SW von Neulengbach) (Abbildung bei Exner und Göttinger, 1953). Wenn kristalline Trümmer vereinzelt auch in der Randzone des Flysches in diesem selbst zur Beobachtung gelangten (Frauenberg bei Kogl, Elsbachwald E Rappoltenkirchen), so gerieten die Untergrundgranite offenbar an Schuppungsflächen oder Schuppungsklüften in das Flyschgestein selbst. Auf Grund der Mitnahme von Granitscherlingen bei der Frontvorschiebung könnte man schließen, daß auch der Melker Sand vor dem Flyschrand nicht direkt in situ lagert, sondern vorgequetscht und geschuppt wurde, was auch das die Sande begleitende Kohlenflöz von Starzing aufzeigt.

An mehreren Querstörungen, sichtbar am Außenrand — sie werden in dem Abschnitt bei der Molasse behandelt —, ist meist der östliche Schichtenflügel stärker vorgeschoben.

Die Hauptklippenzone ist deshalb auch eine Hauptüberschiebungslinie im Wienerwald, weil sie einen ziemlich gerade gestreckten linearen Verlauf durch das ganze Gebiet nimmt (Salmansdorf—Schottenhof—Paunzen—Engelkreuz—Ranzenbach—Gredl—Stollberg). Auch sie setzt steil in die Tiefe, aus welcher Klippen-Trümmer verschiedener Größe von meist Neokom-Oberjurakalken, Klippenhüllgesteinen, aber auch Kristallin-(Granit)-Trümmer (Scherlinge) heraufgepreßt wurden. Die letzteren bezeugen jedenfalls eine Bewegung aus der Tiefe, welcher Ansicht sich auch Friedl 1930 anschloß.

Nördlich dieser Klippenzone kommen keine Klippen mehr zum Vorschein, während südlich von ihr noch mehrere Klippenzonen auftauchen, so daß von

einem Klippenraum gesprochen werden kann. In diesem treten im Gegensatz zur Hauptklippenzone noch Formationsglieder von Rhät, Lias, Dogger, Tithon und Neokom auf (St. Veit, Tiergarten, Mauer).

Durch systematische Suche nach oft kleinen Vorkommen konnte die Zahl der Kalkklippen zwischen den schon früher bekannten Vorkommen von Neuwaldegg und vom Schöpfl-Nordhang bedeutend vermehrt werden, wie sich auch immer gezeigt hat, daß die Kalkklippen verschiedenste Dimensionen annehmen können, von bald nur kopfgroßen Scherlingen bis zu größeren Vorkommen. Doch sind alle linear angeordnet und erscheinen als Schüblinge bzw. größere Schubretter.

Wenn auch die Klippenvorkommen nicht durchgängig entlang dieser Linie oberflächlich durchlaufen, so sind sie in der Tiefe wohl vorhanden. Die Hüllgesteine der Klippen ziehen jedenfalls in einem längeren Zuge deutlich durch. Die die Kalke umhüllenden Schiefer, teils Kreide, teils Eozän, begünstigten jedenfalls die Durchpressung und Verschiebung.

Die Aufschiebung der Kalkalpendecke auf die Flyschzone erfolgte in einer nicht immer gerade gestreckten Linie. Der Erosions- bzw. Denudationsrand der Überschiebungslinie verläuft manchmal auch gewunden. Mehrere Vorsprünge wechseln mit Zurücksprüngen, so daß daraus gefolgert werden kann, daß lokal auch flachere Überschiebungsbahnen bestanden, die durch die Erosion lappig gestaltet wurden.

Weitere Aufschiebungen sind folgende. Unter Berücksichtigung sonstiger Aufschiebungen älterer Gesteinszonen auf jüngere, fällt die Aufschiebung der Zone der Kahlenberger Schichten auf den Greifensteiner Sandstein auf. Diese Aufschiebungslinie ist die Trennung von zwei Teildecken. Die nördliche besteht aus Unterkreide, Oberkreide in der Fazies der Altlenzbacher Schichten und Eozän in der Fazies des Greifensteiner Sandsteins; die südliche besteht aus Oberkreide in der Fazies der Kahlenberger Schichten und aus Eozän in der Fazies der Gablitzer Schichten.

Die nördliche Teildecke wird nach der vornehmlichsten Gesteinszone die Greifensteiner Teildecke (auch Altlenzbacher Teildecke), die südliche Teildecke nach der vornehmlichsten Gesteinszone der Kahlenberger Schichten als Kahlenberger Teildecke bezeichnet (Friedl, 1920, nannte die letztere die Wienerwald-Decke).

Die Greifensteiner Teildecke ist wieder für sich geschuppt, indem Zonen der Oberkreide (Altlenzbacher Schichten und Wörderner Sandstein) mit Zonen von Greifensteiner Sandstein (äußerer und innerer Greifensteiner Sandstein) einige Male wechseln.

Die Kahlenberger Teildecke besitzt im Hauptzug der Kahlenberger Schichten, der am Leopoldsberg ansetzt und SW streicht, einen mehrfach antiklinalen Bau; doch tritt im südlichen Abschnitt dieser Teildecke eine neue Schuppungszone auf, indem die südlich bis SE fallenden sandsteinreicheren Oberkreideschichten (Sieveringer Schichten) auf das Eozän der Gablitzer Schichten angeschoben sind.

Der durch die Hauptklippenzone und andere Klippenzüge charakterisierte Klippenraum enthält nebst Oberkreide (lokal im Osten zum Teil in der Fazies der Kahlenberger Schichten) als Hauptgesteine die eozänen Laaber Schichten, Schiefer und Sandsteine, so daß diese Teildecke zwischen der Hauptklippenzone und dem Überschiebungsrand der Kalkalpen auch Laaber Teildecke bezeichnet wurde (Göttinger, 1944).

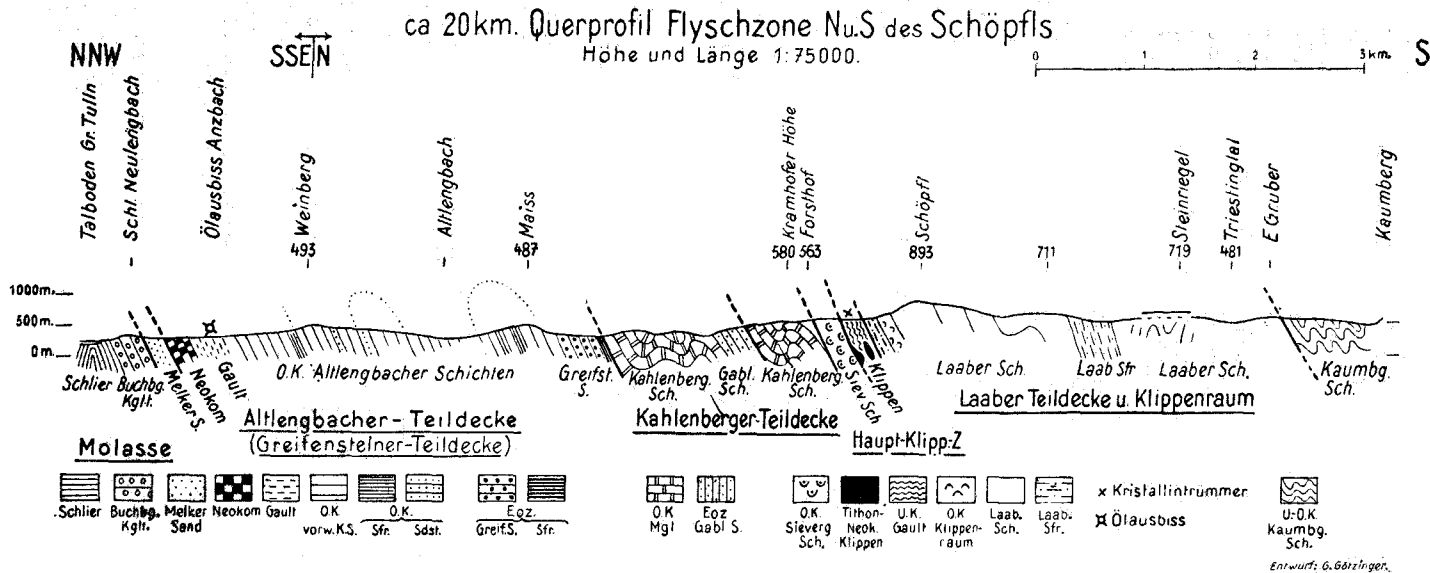


Fig. 4.

Auch die Hauptklippenzone ist in verschiedenen Profilen geschuppt, indem sich einige Kulissen von Klippenblöcken nebst den dazugehörigen Hüllgesteinen einstellen. Die Hüllgesteine der Kalkklippen sind die neokomen kieseligen Kalksandsteine und Schiefer, Gaultschiefer, bunte Schiefer, so daß in der geologischen Karte i. a. die Unterkreidegesteine als Hüllgesteine der Kalkklippen verzeichnet wurden. Selbstverständlich kommen in den Klippen nebst den Kalken auch losgerissene Trümmer, z. B. von Unterkreide-Quarziten vor, mit Harnischen überzogen, was ihre gesonderte Bewegung zwischen den Hüllschiefern dartut. Dem starken Bewegungsmechanismus in der Hauptklippenzone entsprechend wurden aber auch Quetschlinien der Laaber Schichten in dieser Zone erzeugt. Die Quetschlinien der Kalke und Hüllgesteine in dieser Zone verursachen ferner, daß die Kreideschichtzüge sich ausdünnen und dann an deren Stelle die Laaber Schichten eintreten. So gibt es Profile, wo schmale Klippenvorkommen zwischen Laaber Schichten im Norden und Süden liegen, während an anderen Stellen wieder eine breite Unterkreidezone die Klippen begleitet. So resultieren große Verschiedenheiten der Mächtigkeit der Klippen sowohl wie der Hüllgesteine.

Es bedürfte einer sehr eingehenden, mit Bohrungen (wegen der ungünstigen Aufschließungsverhältnisse) verknüpften Arbeit, in der Hauptklippenzone den komplizierten und im Streichen nicht immer gleichen Bau in dieser Hauptverquetschungszone des Flysches aufzuzeigen und die einzelnen Detailschuppen noch zu gliedern.

Südlich tritt die Hauptklippenzone meist mit Laaber Schichten in tektonischen Kontakt. Sie bildet also eine Art Durchspießung durch die Laaber Schichten. Nur in einigen Abschnitten, z. B. im Tiergarten oder am Satzbergzug, treten zwischen Klippenzone und den Laaber Schichten die darunterliegenden Kahlenberger Schichten bzw. Sieveringer Schichten, Oberkreide des Klippenraumes, auf (vergl. Profil Götzinger, 1944, S. 75).

Die Sieveringer Schichten, welche stets nördlich dem Hauptklippenzug als Schuppe vorgelagert sind, haben in der Oberkreide des Klippenraumes Analogien. Man könnte daher diesen Nordzug der Sieveringer Schichten bereits auch zum Klippenraum zurechnen.

Trotzdem bleibt die Hauptklippenzone mit ihren Kalk- und Kristallinscherlingen als Hauptaufschiebungslinie des Wienerwaldflysches bestehen. (Freilich kommen in der Zone der Sieveringer Schichten N der Klippenzone keine Pikritdurchbrüche vor, wie in der Oberkreide S der Hauptklippenzone, was für eine Trennung beider Faziesgebiete sprechen könnte.)

Räumlich enger begrenzt sind S der Hauptklippenzone die Klippen von St. Veit, des Lainzer Tiergartens und Mauer. Aus einer Hülle von Schiefeln und Oberkreide-Sandsteinen (letztere meist nach Art der Sieveringer Schichten) brechen die Klippen von Neokom-, Oberjura-, Dogger-, Lias- und Rhät-Schichten auf; sie sind mit größter Genauigkeit von F. Trauth aufgenommen worden (besonders 1927).

Die morphologisch deutlich als felsige Kuppen heraustretenden Vorkommen werden im landläufigen Sinn als Klippen bezeichnet, während die begleitenden Gesteine unter dem Namen Klippenhülle zusammengefaßt werden. Ihr mehrfacher kulissenartiger Bau zwischen dem Zug des Kaltenbrunn-Berges im Tiergarten und Mauer, so daß sie in hintereinandergestellten

streichenden Zügen auftreten, ist gleichfalls durch Detailschuppung zu erklären.

Im Streichen gegen SW endigen die Tiergartenklippen im südwestlichen Teil des Tiergartens und wir gelangen bis über Klausenleopoldsdorf hinaus in das Gebiet der Laaber Schichten, die wohl hauptsächlich ENE—WSW streichen, jedoch auch Schleppungen im Streichen z. B. nach SE (Laaber Steig, Gr. Höniggraben) aufweisen.

Das plötzliche Aufhören der Tiergarten-Klippenregion E Laab am Walde hatte zur Vorstellung geführt, daß die Klippen eine Deckscholle bilden, welche gegen W ein Ende hätte. Aber die Schuppung dieses Gebietes setzt sich im Bereich der Laaber Schichten zwischen Laab und Klausenleopoldsdorf — wenn auch schwierig zu lokalisieren wegen der ziemlich gleichaltrigen Gesteine — fort und führt im Schwechattal unterhalb von Klausenleopoldsdorf zu einem Aufbruch einer neuen kleinen Neokomkalkklippe, welche von Kreideschichten umhüllt ist, hier einen Aufbruch im sonstigen Eozän verursachend.

Den der Kalkalpenaufschiebung nahen Klippen von Mauer entsprechen die Tithon-Neokomklippen von Sulz (NE und SW des Ortes).

Deren Fortsetzung gegen SW bildet die kleine Tithon-Neokomklippe S vom Ameisbügel unmittelbar an der Kalkalpenaufschiebung.

Im Gefolge ähnlicher Kreideschichten (sog. Kaumberger Schichten) findet sich eine kleine Neokomkalkklippe im Bett des rechtsseitigen Grabens des vom Gerichtsberg nach Kaumberg führenden Kaumberger Baches (Kaumberger Klippe).

Alle die letztgenannten Klippen knüpfen sich an streichende Zonen, wenn auch nicht überall durch die Erosion Klippen bloßgelegt sind. Es handelt sich jedenfalls nicht um Deckschollen, sondern um Aufpressungen aus der Tiefe infolge Schuppung.

Als Aufpressung aus den Laaber Schichten im SW-Teil des Kartenblattes, hauptsächlich im Raum zwischen Klausenleopoldsdorf—Kaumberg—Klein Mariazell, ist die Zone der Kaumberger Schichten zu betrachten (Unterkreide, zum Teil Oberkreide, welche Fazies in dieser Mächtigkeit den anderen Zonen des Wienerwaldes fremd ist). Gemäß ihrer Feinschichtigkeit und ihres Reichtums an Schiefen ist diese Serie außerordentlich stark zusammengefaltet, bildet steile Anti- und Synklinalen (Steinbruch N Klein Mariazell, oder an der Triestingstrecke oberhalb E. St. Kaumberg).

Vergleicht man mit der Anordnung der Teildecken die stratigraphisch-faziellen Verhältnisse, so ergibt sich summarisch folgendes Bild:

Die Neokomkalke und die begleitenden Kalksandsteine der Greifensteiner Teildecke sind verschieden von den flaserigen weißen Neokomkalken der Klippenzonen, welche dem kalkalpinen Typus entsprechen. Die Gaultquarzite und -schiefer sind im Nordwesten an die Greifensteiner Decke gebunden. Spuren finden sich wohl noch in der Hauptklippenzone. Die Arkosesandsteine der Unterkreide fehlen der Kahlenberger Teildecke. Die Altlenzbacher Schichten sind charakteristisch für die nördliche Teildecke. Ihre Fazies mag Ähnlichkeiten haben mit gewissen Kalksandsteinen der sonst mergelreichen Kahlenberger Schichten. Der Wörderner Sandstein mit Orbitoiden ist auf die N-Teildecke beschränkt. Oberkreide-Mürbsandsteine sind in dieser Nordzone häufiger, hingegen in der Kahlenberger Teildecke selten. Der typische Greifensteiner Sandstein kommt nur in dieser Nord-

decke vor, wenn auch gewisse Lagen der Gablitzer Schichten in der Kahlenberger Teildecke ihm ähneln.

Die Mergel und Kalksandsteine der Kahlenberger Schichten sind das charakteristische Sediment der Kahlenberger Teildecke; sie kommen sonst nur im östlichen Teil des Wienerwaldes auch S der Hauptklippenzone im Bereich des Klippenraumes vor. Die hangenden eozänen kieseligen Sandsteine, Quarzite und Schiefer (Gablitzer Schichten) fehlen in der Greifensteiner Teildecke, aber Übergänge zu den Laaber Schichten der Laaber Teildecke sind vorhanden. Die nördlich der Hauptklippenzone in einem längeren Zuge streichenden Sieveringer Schichten ähneln auch den Oberkreideschichten des Klippenraumes. Die bunten Tone im Hangenden der Oberkreide sind gleichfalls für diese Teildecke charakteristisch.

Die Klippengesteine der Laaber Teildecke beschränken sich auf diese Zone und fehlen den beiden nördlichen Teildecken. Die roten Schiefer der Klippenhülle, soweit sie kretazisch sind, bevorzugen deutlich diese letztere Teildecke. Die Kaumberger Schichten sind eine typische eigene Fazies des Klippenraumes, namentlich im Bereich der südlicheren Klippenzonen, doch sind Spuren der Kaumberger Schichten auch in der Hauptklippenzone gefunden worden. Die Laaber Schichten, besonders die fossiliferen Tonmergelschiefer, sind an die Laaber Teildecke geknüpft, während die für die Laaber Teildecke bezeichnenden Nummuliten-führenden kieseligen Sandsteine und Quarzite auch in der Fazies der Gablitzer Schichten auftreten (wie schon D. Stur erkannt hat).

Trotz fazieller Verschiedenheiten lassen wohl gewisse Analogien und Übergangsbildungen in der Fazies der Kreide- und Eozänsedimente des Wienerwaldes auf verschiedene Abschnitte des gleichen Sedimentierungsraumes schließen, weshalb nicht die Notwendigkeit besteht, drei Einzeldecken (Friedl) anzunehmen. Wir möchten daher die gesamte Flyschdecke in die drei genannten Teildecken auflösen.

Im Untergrund, etwa der nördlichen Teildecke einerseits und im Untergrund im Bereich der südlichsten Teildecke andererseits, obwalten aber Unterschiede, wie durch die Untersuchung der „Exotika“, der Kristallintrümmer, -scherlinge und -gerölle im Flysch und in der Molasse ermittelt werden konnte. Im Norden besteht der Untergrund noch aus Gesteinen der SE gerichteten Fortsetzung der Böhmisches Masse (hierher gehört auch der „comagenische Rücken“, Göttinger und Veters, 1923), während im Süden der kristalline Untergrund bereits alpinen Charakter trägt (Exner und Göttinger, 1953). Die Kristallintrümmer der Hauptklippenzone haben jedenfalls nichts zu tun mit den Kristallinblöcken der Greifensteiner Zone.

Was das Verhältnis zwischen Schuppung und offener Faltung anlangt, so bestehen innerhalb der drei Teildecken deutliche Unterschiedlichkeiten.

Die Greifensteiner Teildecke als die liegendste Teildecke, hat ganz überwiegend Schuppencharakter, ja die Unterkreidezonen sind besonders stark, oft dreifach geschuppt und die basalen Unterkreide-Kalke und -Kalksandsteine zu isoklinalen schiefen Falten zusammengepreßt (Steinbruch bei der Doppler Hütte, Tulbinger Kogel); dadurch erscheinen sie scheinbar in einer größeren Mächtigkeit.

In der Kahlenberger Teildecke treten bis auf den südlichen Teil Schuppungen zurück. Die von Schiefnern durchsetzten Mergel und Kalksandsteine der Kahlenberger Schichten sind stellenweise zu Anti- und Synklinalen ge-

faltet, stellenweise gefaltet und gelegentlich sind auch Pilzfalten entstanden (Steinbruch Dahaberg).

Vor der meist stark geschuppten Hauptklippenzone ist der Zug der Sieveringer Schichten auf die Gablitzer Schichten aufgeschuppt. Die Hauptklippenzone zeigt starke, oft wiederholte Detailschuppung, ebenso die Klippen von St. Veit und des Tiergartens. Die Laaber Schichten weisen stellenweise offene Faltung auf, auch breite Antiklinalen, Dome und breite Synklinalen, doch tritt nahe den Klippen starke Schuppung auf. Das gelegentliche N- bis NW-Fallen der Klippen entspricht bei sonstiger Schuppung den schmalen Antiklinal-Aufpressungen in Quetschfalten.

Die Überschiebungsflächen der Teildecken und die sonstigen Schuppungsflächen laufen meist im gleichen Sinn wie die Schichtflächen der Gesteinszonen, wenn es auch Ausnahmen gibt. Die gesamte Serie der Schichtenstöße des Wienerwaldes macht nun zugleich mit den Überschiebungsflächen zwei Richtungsschwenkungen mit, welche auf Querstörungslinien zurückzuführen sind. Aus dem W—E-Streichen der Flyschzüge und Überschiebungsflächen im Gebiet der oberen Gr. Tulln setzt östlich einer SSE verlaufenden Querlinie Neulengbach—Neustift eine Gesamtschwenkung in Richtung nach NE ein bis zur NW—SE-gerichteten Querlinie Ried am Riederberg—Purkersdorf; östlich dieser schwenken Streichen der Schichten und der Überschiebungen noch mehr gegen N in die NNE-Richtung ein, welche sie bis zur Donau nunmehr einhalten.

Selbst der Kalkalpenzug der Frankenfeser Decke, welche dem Flysch aufgeschoben ist, macht die gleiche Schwenkung aus der E- in die NE-Richtung.

So kommt der Querstörung Neulengbach—Neustift—Altenmarkt eine große tektonische Bedeutung zu.

Im Detail lassen sich vielfach Querstörungen am Außenrand und innerhalb der Flyschzone beobachten, welche zum Teil auch in das nördliche Molassegebiet übergreifen.

Verschiedene Querstörungen sind im Flysch selbst, und zwar in verschiedenen Teildecken vorhanden. Ihre Durchverfolgung durch das gesamte Teildeckensystem ist allerdings meist wegen der Mangelhaftigkeit der Aufschlüsse erschwert. Die Karte verzeichnet nur solche Querstörungen, wo sie auf längere Strecke deutlich zu beobachten sind.

Einige seien besonders genannt, ohne Vollständigkeit erreichen zu wollen.

Zunächst in der Greifensteiner Teildecke.

Die Querstörung von Christofen bei Neulengbach bedingt eine kleine Verschiebung der Außenfront des Flysches bei Neulengbach. W und SW Christofen sind Schleppungen des Flysches zu NNW- und N-Streichen.

ENE Neulengbach ist die NW-gerichtete Querstörung, welche den Flysch gegen die Molasse vorgeschoben hat, noch durch mehrfaches NW-Streichen bei Anzbach gekennzeichnet (Querstörung Anzbach).

Die große Almersberg-Querverschiebung in der Molasse ist wohl durch Schleppung auch im Flysch angedeutet, doch reichte ihr Einfluß nicht weit in denselben. N Raßberg springt der Flyschrand auf der östlichen Flanke infolge einer Querstörung vor.

Bedeutender ist die Querstörung von Kogl mit NNE—SSW-Verlauf, an der der Flysch an der östlichen Seite weiter vorgeschoben ist. Das mehr-

fach beobachtbare N-Streichen am Flyschrand N und NE Geiselberg ist bereits durch diese Querstörung beeinflusst.

Die Querbeugung im Buchbergkonglomerat bei Rappoltenkirchen (auf der geologischen Karte bei „o“ von Rappoltenkirchen), mit ähnlichem Verlauf wie bei Almersberg, hat anscheinend im randlichen Flysch keine Fortsetzung.

In der Querstörung von Ried am Riederberg ist die östliche Flyschpartie nordwärts vorgeschoben. Mehrere der kleineren Verschiebungen des Flyschrandes infolge Querstörungen zwischen Ried am Riederberg und Tulbing hatten in der Nordzone des Flysches anscheinend keine Schleppungen des Schichtstreichens zur Folge.

Die bedeutende Querstörung von Königstetten, welche den rechtsseitigen Flyschflügel vorgeschoben hat, springt in der Flyschzone offenbar in die gleichgerichtete Querstörung von Mauerbach über, an der die zwei westlichen Eozänkulissen abschneiden. (Eine fast dazu parallele Querstörung verläuft östlich der Doppler-Hütte.)

An der N—S-gerichteten Querstörung von St. Andrä-Wördern ist gleichfalls der östliche Flyschflügel vorgeschoben.

Gut sichtbare Querstörungen finden sich im Flysch-Steinbruch von Höflein an der Donau mit N—S-Richtung, was wohl auch eine Schleppe in N—S-Richtung im Gebiet des westlichen Langstögerberges zur Folge hatte.

Querstörungen und Schleppungen in der Kahlenberger Teildecke:

Das S Laaben und E Wöllersdorf an mehreren Stellen beobachtbare NW-Streichen hängt wahrscheinlich mit der Störung von Wöllersdorf zusammen, welche entlang des Laabener Tales oberhalb Wöllersdorf durchzieht und den Flysch und die südlich benachbarte Hauptklippenzone nordwärts verschoben hat.

Die (genauer nicht lokalisierbare) Querstörung von Preßbaum verschiebt die Fortsetzung des Greifensteiner Zuges des Pfalzberges nordwärts, wahrscheinlich an der faziellen Übergangsstelle des Greifensteiner Sandsteins in die Gablitzer Schichten.

An der Querstörung von Unter-Purkersdorf ist die östliche Flanke mit Oberkreide und einem Saum der Gablitzer Schichten nordwärts vorgeschoben. Eine Schichtenbeugung mit Nordstreichen ist durch die Querstörung des Steinbachtals erzeugt.

An der SE-Flanke der Hohen Wand (Weidlingau) springt an einer N—S-Störung das Eozän mit einem breiten Schieferband unter dem Hochbrückenberg nordwärts vor. Das wiederholt sich auch an der Ostflanke des Hochbrückenberges mit einer S—N-Störung und Verschiebung des Eozänstreifens bis zur Riegler-Hütte (Hochbrücken-Querstörung).

Ähnlich liegen auch die Verhältnisse an der Ostflanke des Exelberges bei der Rohrer-Hütte, wo das Eozän neuerdings nördlich vorspringt. Querstörungen zu N-Streichen sind im weiter östlichen Bereich der Kahlenberger Teildecke beobachtet E vom Hohenauberg im Rotgrabental und S vom Haschhof, an beiden Talflanken des Grabens und SW von Weidling.

Die Querstörung von Käferberg (S Kritzendorf) mit NNW-Streichen entspricht einer Querstörung, die parallel dem theoretisch angenommenen Donaubruch läuft, welcher das Korneuburger Tertiärbecken gegen den Flysch am SW-Rande abschließt.

Querstörungen in der Hauptklippenzone und in den Klippenzonen der Laaber Teildecke.

Der Verlauf der Hauptklippenzone W des Schöpfls erfährt entlang des Laabener Tales (Gr. Tulln) eine deutliche Knickung, wobei die Reihe der Klippen der Gern mit W—E-Streichen in eine NE-Reihe der westlichen Schöpflklippen übergeht, um dann bei den Klippen NW des Schöpfls (Rabenhof) wieder die W—E-Richtung einzuschlagen. Offenbar ist die Klippenreihe östlich des Laaber Tales nordwärts entlang einer NE-verlaufenden Querstörung vorgeschoben worden (Querstörung Wöllersdorf—Gern). Da der Verlauf der Störungslinie ein nordöstlicher ist, ist im Tal der Klamm nichts mehr davon zu erkennen.

In der Kaumberger Zone ist W und NW von Kaumberg die Tendenz zu einer N- bis NNE-gerichteten Querstörung vorhanden, wie man aus der NNE-verlaufenden schmalen Antiklinale NW der Kirche von Kaumberg und an dem S—N-Streichen weiter nördlich ersehen kann (Querstörung von Kaumberg).

Zwei Beobachtungen von N—S-Streichen am Bach beim Rehhof (E E.St. Kaumberg) im Bereich der Kaumberger Schichten, lassen gleichfalls auf eine N-gerichtete Querstörung schließen (Querstörung Rehhof).

Bei Obergredl (NE vom Vorderschöpfl) erfolgt die Umschwenkung der bisher W—E-verlaufenden Klippenzone in die NE-Richtung im Gefolge der großen Querstörung Neulengbach—Altenmarkt.

Das NW-Streichen auf der SW- und NW-Seite des Kuhberges (N Klein Mariazell) verrät eine NW-gerichtete Querstörung, wie der S—N-Verlauf der Schichtgrenze zwischen Eozän und Kaumberger Schichten zeigt, wobei die Kreideschichten im Tal von Klein Mariazell fast durchaus ENE-Streichen aufweisen; darnach ist eine Querstörung in nördlicher Richtung anzunehmen.

Während der Klippenzug von Kl. Krottenbachtal bis zum Engelkreuz bei Preßbaum einen gleichmäßig nordöstlichen Verlauf ohne größere Querstörungen nimmt, finden wir in der südlichen Laaber Teildecke am Agsbach, noch vor dessen Vereinigung mit dem Hochstrasser Bach, NNW-Streichen, das mit einer NNW-gerichteten Querstörung in Verbindung zu stehen scheint; deren Fortsetzung gegen SE ist allerdings durch Beobachtungen noch nicht festgestellt.

Bei der Agsbachklause ist gleichfalls ein anormales N—NNW-Streichen zu beobachten (Querstörung Agsbachklause).

NW- und N-Streichen an zwei beobachteten Stellen W Buchelbach bedeutet wahrscheinlich einen Teil der gleichen Querstörung, welche im Gebiet von Großhöniggraben an mehreren Stellen E des Steinplattls ein Schichtstreichen NW—SE verursacht hat.

Bei Großhöniggraben und W Hochrotherd begegnet man neuerdings einer breiteren Zone mit S—N-Streichen im Bereich der Laaber Schichten. Die Richtung weist auf eine wahrscheinlich südliche Fortsetzung, wo östlich des Tales von Buchelbach wiederum S—N-Streichen beobachtet wurde.

Eine zur Querstörung von Hochrotherd parallele Störung verläuft in der gleichen S—N-Richtung im oberen Wolfsgrabental, bzw. an der Ostseite der „Drei Berge“.

Auch die Umschwenkungen zu NW-Streichen an mehreren Stellen auf der SW- und S-Seite des Laaber Steiges, das ähnliche Streichen der Schichten

und der beobachtbaren Gehägebänder SW und S von Laab a. W. bilden bemerkenswerte Anomalien des sonstigen Schichtbaues.

S—N-Querstörungen bestehen schließlich im Lainzer Tiergärten im Gebiet des Kaltenbrunn-Berges. Auffallend ist die etwas westlich verstellte S—N-Querstörung in der Hauptklippenzone im oberen Glasgraben nahe der Tiergartenmauer und die Fortsetzung dieser Störungslinie über Purkersdorf (nahe E.St.) und deren wahrscheinliche Fortsetzung in die Mauerbach—Königstettener Querstörung.

An der im Talboden östlich Weidlingau anzunehmenden Querstörung ist gegen die Oberkreide des Hagenberges des Tiergartens der Oberkreidezug des Bierhäuselberges etwas nördlicher vorgeschoben. Die Fortsetzung nordwärts ist in der Querstörung östlich vom Hochbruckenberg wahrscheinlich.

Nach Erörterung der tektonischen Verhältnisse, besonders der Klippenzonen, dürfte nun die Gesamtverteilung der Pikritvorkommen einer Klärung näher gebracht werden.

Es wurde im stratigraphischen Abschnitt ausgeführt, daß die besonders im östlichen Wienerwald auftretenden Pikrite die Oberkreide durchbrechen. Das Alter der Durchbrüche könnte daher höchstens noch in der späten Oberkreide erfolgt sein, wenn es nicht an und für sich postkretazisch ist. (Gegenüber den Feststellungen der Kontaktmetamorphose in den Oberkreideschichten scheinen bei den Funden im Eozän die Nachweise von gleichen Erscheinungen der Kontaktmetamorphose zu fehlen.)

Die geologische Verteilung der Pikritvorkommen, welche in den letzten Jahren durch weitere Funde von Küpper, Janoschek und Zirkl noch wesentlich vermehrt wurden, spricht dafür, die gehäuften Vorkommen mit der Tektonik in direkten Zusammenhang zu bringen. Die meisten Vorkommen scharen sich um die Aufschiebungslinien innerhalb der Klippenzonen des Tiergartens und von Mauer und vor der Aufschiebung der Kieselkalkzone, bzw. der Frankenfesler Decke auf den Flysch.

Nur wenige Vorkommen liegen außerhalb dieser Aufschiebungslinien. Dies sind die Orte, welche die Lagergänge in der Oberkreide selbst aufzeigen.

Die losen Blöcke von Pikrit, welche im Bereich des Laaber Eozäns gefunden wurden, liegen bereits in der nächsten Nähe von Überschiebungslinien und können teils als Schüblinge in Scherklüften, teils gegebenenfalls auch als Denudationsrelikte der pikritführenden Oberkreide Erklärung finden. Wenn die Pikrite auf die Oberkreide des Klippenraumes sich beschränken und die Oberkreide auf das Eozän aufgeschoben wurde, was bei der Hauptfaltung und Aufschiebung etwa im Altmiozän erfolgte, so ist die Pikritverteilung bereits durch die tektonische Anlage erzeugt worden. Dies ist eine Bestätigung dafür, daß die Pikritintrusionen längst vor der Hauptgebirgsbildung erfolgt waren.

Im einzelnen gruppieren sich die Zonen der Pikritvorkommen hauptsächlich in folgende tektonische Linien (vergl. Karte Küpper, Jb. 1950, Taf. VII).

1. An der Aufschiebungslinie der Kalkzone (Frankenfesler Decke und Flysch): Vorkommen bei Glashütte bei Alland; Pöllertal SW Alland; Block vom Steinbruch Bernhart bei Grub.

2. Nahe der Aufschiebung der Kieselkalkzone auf Flyscheozän: 4—5 Pikritvorkommen S und SW Antonshöhe von Mauer.

3. An der Aufschiebung der Oberkreide der Klippenzone auf das Eozän: Vorkommen S vom Fasselberg.

4. Im Schuppengebiet von Oberkreide und der Klippenkalke; in der Oberkreide selbst gelegen sind bisher 8 bekannte Vorkommen (SW und N Friedensstadt).

5. Zwei Vorkommen liegen im Klippenkalk selbst (Roter Berg und E Einsiedelei).

6. Anscheinend außerhalb von Aufschiebungslinien liegen einige Vorkommen N des Wienflusses, so die Vorkommen von Hütteldorf (Bujattigasse, Steinhof und Satzberg).

An Aufschiebungslinien oder deren Nähe scheinen die auch bisher vereinzelt festgestellten Vorkommen von Gas- und Ölspuren im Flysch gebunden zu sein.

So liegt der erste nachgewiesene Olausbiß, der von Anzbach (SE Neulengbach) nahe der Aufschiebung des Flysches auf die Molasse. Am 14. November 1920 konnten anlässlich der gemeinsamen geologischen Aufnahmen am Flyschrand bei Neulengbach Göttinger und Vettors in einem Brunnen im Graben südlich der Haltestelle Anzbach-Hofstatt das Auftreten von Gasblasen und Ölflecken beobachten, die sich in geflammte schlierige Fäden verzogen. Bei Aufstochern des sandigen Brunnenbodens kamen häufiger spritzende Gasblasen in die Höhe, welche Ölteilchen führten. Manchmal konnten bis $\frac{1}{2}$ m im Durchmesser messende Ölfladen wahrgenommen werden.

Die Beobachtungen an dem Olausbiß wurden von mir 1921—1925 fortgesetzt, wobei meist Gasblasen mit Ölergüssen, auch Öltropfen und Ölschüppchen zu sehen waren. Auf Grund der Beobachtungen war der Olausbiß mindestens 4 Jahre in Tätigkeit.

Der Sand des Brunnens ist kein oligozäner Melker Sand, sondern Lockersandstein der Unterkreide. Das Vorkommen befindet sich am Flyschrand im Kreideflysch selbst (Unterkreide mit Gault, vergl. Karte), der S—SSE-Fallen zeigt, welches auch hangaufwärts bis zum Kuhreitberg—Weinberg anhält. Der Olausbiß liegt etwa 700 m von der Aufschiebung des Flyschrandes auf die Molasse. Angesichts dieser tektonischen Stellung ist bei diesem Vorkommen der Ursprung des Erdöls aus der Molasse (besonders aus dem auch bituminösen Schlier) möglich, weil das Öl durch die Klüfte des Aufschiebungsrandes, eventuell auch entlang einer der zahlreichen Querstörungen oder entlang von Schichtflächen aufsteigen konnte.

Es ist von Interesse, daß auch die sonstigen Öl- und Gasfeststellungen im Bereich des Flysches meist an die Nähe von Aufschiebungen, bzw. Aufpressungen geknüpft sind.

Das gilt vom Ölfund bei der Wasserbohrung östlich von Kierling (1931). Hier fand sich benzinreiches Öl in der Teufe von 60 m. Der Punkt befindet sich im Bereich der S—SE-fallenden Kahlenberger Schichten, aber nahe deren nördlichem Rand der Aufschiebung der Kahlenberger Decke auf die Greifensteiner Teildecke.

Erdgasaustritte im Flysch erfolgten im stark durchklüfteten, stellenweise fast porösen Greifensteiner Sandstein bei Rekawinkel, beim Bau des Stollens der Zweiten Wiener Hochquellenwasserleitung (brennbare Gase).

Von der wichtigsten inneren tektonischen Linie der Flyschzone, der Hauptklippenzone, sind gleichfalls Gasspuren gleich westlich vom Mühlberg von Weidlingau bekannt geworden, wo beim Bau des Erholungsheimes Gassausströmungen beobachtet wurden. Das Vorkommen liegt nahe der Aufschiebung der Klippenhüllgesteine (meist Unterkreide-Schiefer) auf die Oberkreide der Sieveringer Schichten.

Literatur.

Flyschzone (einschließlich Klippenzonen).

(zu 4a-4c)

- 1866 Karrer, F., Über das Auftreten von Foraminiferen in den ältesten Schichten des Wiener Sandsteins. Sitzber. Ak. d. Wiss. 82, 492.
- 1893 Toulou, T., Ein Ammonitenfund (*Acanthoceras mantelli* Sow.) im Wiener Sandstein des Kahlengebirges bei Wien. N. Jb. Min. 2, 79-85.
- 1894 Stur, D., Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Umgebung von Wien.
- 1895 Sueß, F. E., Die Erderschütterung in der Gegend von Neulengbach am 28. Jänner 1895. Jb. Geol. R.-A. 77-84.
Krasser, F., Fossile Hölzer aus dem Wiener Flysch. Verh. Zool.-Bot. Ges. 421.
Fuchs, Th., Studien über Fucoiden und Hieroglyphen. Denkschr. Ak. d. Wiss. 42.
- 1896 Hochstetter, E., Die Klippe von St. Veit bei Wien. Vh. Geol. R.-A., 473, und Jb. Geol. R.-A. 1897, 47, 95-156.
Paul, C. M., Über die Sandsteine des Wienerwaldes. Verh. Geol. R.-A. 176.
- 1898 — Der Wienerwald. Jb. Geol. R.-A. 48, 53-178.
- 1904 Schaffer, F. X., Geologie von Wien (mit Karte).
Fuchs, Th., Kritische Besprechung einiger Arbeiten über Fucoiden. Jb. Geol. R.-A. 54, 359-388.
- 1905 Hassinger, H., Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. Penck's Geogr. Abh. 8/3.
- 1906 Petraschek, W., Über Inoceramen aus der Gosau und dem Flysch der Nordalpen. Jb. Geol. R.-A. 155-168.
Göttinger, G., Über neue Vorkommnisse von exotischen Blöcken im Wienerwald. Verh. Geol. R.-A. 297-302.
- 1907 Trauth, F., Ein neuer Aufschluß im Klippengebiet von St. Veit. Verh. Geol. R.-A., 241.
Göttinger, G., Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. Penck's Geogr. Abh. 9/1.
- 1909 Reis, O. M., Zur Fucoidenfrage. Jb. Geol. R.-A. 59, 615-638.
- 1910 Spitz, A., Der Höllensteinzug. Mitt. Geol. Ges. Wien, 3, S. 351-433.
- 1913 Jaeger, R., Einige neue Fossilfunde im Flysch des Wienerwaldes. Verh. Geol. R.-A. 121.
Schubert, R., Über mitteleozäne Nummuliten aus dem Waschberg und niederösterreichischen Flysch. Verh. Geol. R.-A. 123-128.
- 1914 Jaeger, R., Grundzüge einer stratigraphischen Gliederung der Flyschbildungen des Wienerwaldes. Mitt. Geol. Ges. Wien, 7, 122-172.
— Einige Beobachtungen im Alttertiär des südlichen Wienerwaldes. Mitt. Geol. Ges. Wien, 7, 313-316.
Grenng, R., Über einen Lagergang von Pikrit im Flysch beim Steinhof (Wien XIII). Verh. Geol. R.-A. 265-269.
Göttinger, G., Geographische Exkursion auf dem Michlberg und Waschberg bei Stockerau; mit H. Leiter, Geogr. Exkursionsführer für die Umgebung von Wien. Verlag Freytag & Berndt.
- 1918 Hassinger, H., Beiträge zur Physiogeographie des inneralpinen Wiener Beckens und seiner Umrandung. Penck-Festschrift, 160-197.
Kockel, C., Beiträge zur Kenntnis der Grenze zwischen germanischem und mediterranem Meeresbereich im jüngeren Mesozoikum der Ostalpen. Sitzber. Naturf. Ges. Leipzig, 1918 und 1922.
Lehmann, O., Die Talbildung durch Schuttgerinne. Penck-Festschrift.

- Göttinger, G., Gedanken zum Schutze geologischer und geomorphologischer Naturdenkmäler in Niederösterreich. Blätter für Naturkunde und Naturschutz Niederösterreichs, 5, 1—9, 13—27.
- 1919 Spitz, A., Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling und Triestingbach. Mitt. Geol. Ges. Wien, 12, mit geol. Karte.
- Göttinger, G., Kartographische Charakterbilder III. Der Typus einer Bergrückenlandschaft in der Flyschzone der Alpen. Der Wienerwald. Kartogr. u. Schulgeogr. Zeitschr. 1—7.
- 1920 Göttinger, G., Die Quellenbäche der Flüsse. Petermanns Mitt. 25—26.
- Friedl, K., Stratigraphie und Tektonik der Flyschzone des östlichen Wienerwaldes. Mitt. Geol. Ges. 13, 11 ff.
- 1921 Vettors, H., Über Erdölspuren bei Neulengbach. Petroleum, 17, 181—183.
- Trauth, F., Über die Stellung der „Pienninischen Klippenzone“ und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. Mitt. Geol. Ges. Wien, 14, 105—165.
- 1922 Friedl, K., Über die Bedeutung der den Außenrand unserer Flyschzone durchsetzenden Querbrüche. Verh. Geol. B.-A. 133.
- Grengg, R., Über die basischen Eruptivgesteine im Wienerwaldflysch. Verh. Geol. B.-A. 136—138.
- Trauth, F., Geologische Beobachtungen im östlichen Wienerwald. Mitt. Geol. Ges. Wien, 15, 330.
- Friedl, K., Über die Beziehungen der nordalpinen zur karpatischen Flyschzone. Verh. Geol. B.-A. 72—75.
- Kockel, C. W., Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. Mitt. Geol. Ges. Wien, 1922.
- 1923 Trauth, F., Die geologische Geschichte des Lainzer Tiergartens und seiner näheren Umgebung. In: R. Ammon und F. Trauth, „Der Lainzer Tiergarten einst und jetzt“. Verlag Haase, 37.
- Kölbl, L., Über Querstörungen der Voralpen am Rande des Wiener Beckens. Verh. Geol. B.-A. 170—176.
- Trauth, F., Über eine Doggerfauna aus dem Lainzer Tiergarten bei Wien. Annalen Naturhist. Mus. Wien, 36, 167—250.
- Göttinger, G., und Vettors, H., Der Alpenrand zwischen Neulengbach und Kogl; seine Abhängigkeit vom Untergrund in Gesteinsausbildung und Gebirgsbau. Jb. Geol. B.-A. 75, (mit Karte), 1—38.
- 1924 Richter, R., Zur Deutung rezenter und fossiler Mäander-Figuren. Senckenbergiana, 6, H. 3/4.
- Göttinger, G., Zur Erdölfrage in Deutsch-Österreich. Z. Intern. Ver. d. Bohring. u. Bohrtechn. 32, 121—123.
- Aufnahmsbericht über Blatt Baden—Neulengbach (Z. 13, Col. XIV), Tulln (Z. 12, Col. XIV). Verh. Geol. B.-A.
- 1925 Richter, M., Der Flysch am Nordrand der Alpen. Fortschr. Geol. und Pal.
- Vettors, H., Über kretazeische Korallen und andere Fossilreste im nordalpinen Flysch. Jb. Geol. B.-A. 1—18.
- Göttinger, G., Das Alpenrandprofil von Königstetten (Exkursion anlässlich des 75jährigen Jubiläums der Geologischen Bundesanstalt). Allg. Chem. u. Techn. Z. 33, 221—224.
- Abel, O., Ein Lösungsversuch des Flyschproblems. Anz. Ak. d. Wiss. Nr. 27.
- Petrascheck, W., Die Bedeutung von Schuttausstrahlungen zur Erkenntnis von Gebirgsverschiebungen in den Nordalpen. Verh. Geol. B.-A. 64.
- 1926 Kober, L., Geologie der Landschaft um Wien. Verlag Springer.
- Becker, A., und Biffel, F., Führer für Lehrwanderungen in der Umgebung von Wien. Verlag Deuticke.
- Göttinger, G., Beobachtungen am Ölausbiß Anzbach am Rande des Wienerwaldes. Int. Z. Bohrtechn., Erdölbg. u. Geol. 34, 81—83.
- Die Pflege geologischer Naturdenkmale in Niederösterreich, besonders nahe Wien. Blätter f. Naturkunde und Naturschutz, 13, 109—113.
- Der neue Granitklippenblock am Flyschrand bei Neulengbach, ein geologisches Naturdenkmal. Verh. Geol. B.-A. 200—202.
- 1927 Richter, R., Die fossilen Fährten und Bauten der Würmer. Paläont. Zeitschr. 9, 193, 236.

- Rozlosznik, B., Anleitung in das Studium der Nummuliten und Assilinen. Jb. Ungar. Geol. Anst. 26, 1—154.
- Schaffer, F. X., Geologische Geschichte und Bau der Umgebung Wiens. Verlag Deuticke.
- Trauth, F., Aptychenstudien. Ann. Nat. hist. Mus. Wien, Bd. 41—45.
- Vetters, H., Über geologische Beobachtungen im Wiesenbachtale bei St. Veit a. d. Gölsen und einige Gedanken über den Bau der benachbarten Flyschzone. Jb. Geol. B.-A. 265.
- Göttinger, G., Die kristallinen Trümmer im Wienerwaldflysch bei der Paunzen bei Purkersdorf. Verh. Geol. B.-A. 106—107.
- Aufnahmsbericht über die Blätter Baden—Neulengbach (4756) und Tulln (4656). Verh. Geol. B.-A.
- Einige wenig bekannte Naturdenkmale des Bodens in Niederösterreich Festschr. d. D. u. Ö. A. V. unter dem Titel: Aus der Ostmark. Ein Buch von Landschaft und alpinem Leben, Kultur und Geschichte. 68—78.
- 1928 Göttinger, G., und Vetters, H., Führer zur geologischen Exkursion nach Neulengbach—Starzing—Kronstein, In: Erläuterungen zu den Exkursionen der Tagung der Deutschen Geol. Ges. 46—48.
- Göttinger, G., Aufnahmsbericht über die Aufnahmen auf Blatt Baden—Neulengbach. Verh. Geol. B.-A. 51—55.
- 1929 — Aufnahmsbericht über die Blätter Baden—Neulengbach und Tulln. Verh. Geol. B.-A. 45—54.
- Zur Wirtschaftskartographie (Wirtschaftskarte auf geologischer Grundlage des Bezirkes Hietzing-Umgebung v. Atzinger u. Mayer). Mitt. Geogr. Ges. Wien, 385—387.
- Trauth, F., Geologie der Klippenregion von Ober-St. Veit und des Lainzer Tiergartens. Mitt. Geol. Ges. Wien, 21, 35—132.
- Wieseneder, H., Die mineralogische Zusammensetzung des Lößes im Bereich des östlichen Wienerwaldes. Verh. Geol. B.-A. 98—99.
- Bobies, C. A., und Waldmann, L., Geologische Karte der Umgebung von Wien. (Mit Erläuterungen.)
- Trauth, F., Ein Flyschfossil aus dem Lainzer Tiergarten. Verh. Geol. B.-A. 166—168.
- Sueß, F. E., Grundzüge zur Entstehung der Landschaft von Wien. Z. D. Geol. Ges. 81, 177—236.
- Richter, M., Die nordalpine Flyschzone zwischen Salzburg und Wien. Zentrabl. f. Min. Abt. B, 369—379.
- 1930 Abel, O., Die Fährten der Strandschnecke *Bullia rhodostoma* an der Küste Südafrikas und die Kriechspuren aus dem Greifensteiner Sandstein bei Kierling im Wienerwald. Verh. Zoolog.-Bot. Ges. 75—79.
- Friedl, K., und Waldmann, L., Neue Vorkommen von Pikrit im östlichen Wienerwald. Mitt. Geol. Ges. Wien, 23, 122—127.
- Gebhardt, K. A., und Hlawatsch, C., Ein neues Vorkommen von Diabas („Pikrit“) in Hütteldorf bei Wien. Verh. Geol. B.-A. 140—142.
- Friedl, K., Zur Tektonik der Flyschzone des östlichen Wienerwaldes. Mitt. Geol. Ges. Wien, 23, 128—141.
- Göttinger, G., Aufnahmsbericht über die Flyschzone auf Blatt Baden—Neulengbach nebst Bemerkungen über angrenzende Teile auf den Blättern Tulln, St. Pölten und Wien. 1931.
- 1931 Neumayer, H., Versuch einer geobotanischen Gliederung der Flyschzone des Wienerwaldes auf Grund der Beschaffenheit des Gesteins. Verh. Zoolog.-Bot. Ges. 81.
- Kieslinger, A., Der Wiener Sandstein als Baumaterial. Architektur und Bautechnik, 18, 380—390.
- Göttinger, G., Aufnahmsbericht über die Flyschzone auf den Blättern Baden—Neulengbach, Tulln und Vergleichsstudien auf Blatt St. Pölten. Verh. Geol. B.-A.
- Die natürliche Gasexplosion in der Flyschzone der Gemeinde Kettenreith bei Kilb, N.-Ö. Int. Z. Bohrtechn., Erdölbergbau u. Geol. 91—93 und Petroleum, 665—656.
- 1932 Bayer, K., Bohrung Kierling bei Wien. Int. Z. Bohrtechn., Erdölbergbau u. Geol. H. 13.

- Kraus, E., Der bayrisch-österreichische Flysch. Abhandlg. Geol. Landesuntersuchung. Bayer. Oberbergamt. H. 8, 1—82.
 — Über den Schweizer Flysch. Ecl. Geol. Helv. 25.
- Göttinger, G., Aufnahmebericht über die Flyschzone auf den Blättern Tulln, Baden—Neulengbach und Vergleichsstudien auf Blatt St. Pölten. Verh. Geol. B.-A. 48—52.
- Göttinger, G. und Becker, H., Neue Fossilfunde im Wienerwaldflysch. Anz. d. Ak. d. Wiss. 1—4.
 — Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches, neue Fossilfunde. Jb. Geol. B.-A. 343—396.
- 1933 Richter, M., Alter und Stellung der südbayerischen Flyschzone. Z. Bl. f. Min. B/9.
 Göttinger, G., Neue Forschungen im Wienerwaldflysch. Int. Z. f. Bohrtechn., Erdölbau u. Geol. 26—27.
 — Neue Studien über die Oberflächengestaltung des Wienerwaldes und dessen Untergrund. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 76, 115—128.
 — Aufnahmebericht über die Flyschzone auf den Blättern Tulln und Baden—Neulengbach. Verh. Geol. B.-A. 39—42.
- Leupold, W., Neue mikropaläontologische Daten zur Altersfrage der alpinen Flyschbildungen. Ecl. Geol. Helv. 26.
- 1933 Göttinger, G. und Becker, H., Zur Stratigraphie des Wienerwaldflysches, östlich der Traisen. Anz. Ak. d. Wiss. 1—4.
- 1934 Liebus, A., Neue Foraminiferenfunde aus dem Wienerwaldflysch. Verh. Geol. B.-A. 65—70.
 Solomonica, F., Zur Geologie der sogenannten Kieselkalkzone am Kalkalpenrand bei Wien und der angrenzenden Gebiete. Mitt. Geol. Ges. 70—75.
 Cadisch, J., Geologie der Schweizer Alpen. Zürich.
 Göttinger, G., Neue Erkenntnisse über den Untergrund des Wienerwaldes. Int. Z. Bohrtechn., Erdölbau u. Geol. 14—15.
 Göttinger, G. und Becker, H., Neue geologisch-stratigraphische Untersuchungen im Flysch des Wienerwaldes. Anz. Ak. d. Wiss. 37—42.
 — Neue Fährtenstudien im ostalpinen Flysch. Senckenbergiana 16, 77—94.
- 1935 Brinkmann, R., Die Ammoniten der Gosau und des Flysch in den nördlichen Ostalpen. Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, H. 15, 1—14.
 Göttinger, G., Aufnahmebericht über außerplanmäßige Aufnahmen über die Flyschzone auf den Blättern Tulln und Baden—Neulengbach. Verh. Geol. B.-A. 40—41.
 — Neue Erkenntnisse über die Geologie des Wienerwaldes (nebst Bemerkungen über H. Meyers geologische Schülerhandkarte des Bezirkes Hietzing-Umgebung). Blätter der Lehrer und Lehrerinnen von Niederösterreich.
- 1936 Stiny, J., Zur Entstehung der Oberflächenformen des Wienerwaldes. Mitt. Geol. Ges. Wien, 29, 455—471.
 Trauth, F., Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. F. E. Sueß-Festschr. Mitt. Geol. Ges. Wien, 29, besonders 494—499.
 Tillmann, A., Der Bau des Wasserbehälters im Lainzer Tiergarten. Z. Ing. Arch. V. 25—26, u. 33—34.
 Tercier, J., Sur l'extension de la zone ultrahelvétique au Autriche. Ecl. Geol. Helv. 29, 213—250.
- 1937 Köhler, A. und Marchet, A., Vorläufiger Bericht über jungvulkanische Gesteine im Lainzer Tiergarten. Anz. Ak. d. Wiss. 74, 111—115.
 — Die Eruptivgesteine aus dem Lainzer Tiergarten. Min. petr. Mitt. 51, 102—140.
 Stiny, J., Köhler, A. und Marchet, A., Bericht über die Besichtigung der Baugrube für den großen Wasserbehälter im Lainzer Tiergarten. Min. petr. Mitt. 49, 465—470.
 Brinkmann, R., Gundlach, K., Lögters, H. und Richter, W., Mesozoische Epigenese und Paläogeographie in den österreichischen Nordalpen. Geol. Rundschau, 28, 438—447.
 Vettters, H., Zur Frage der Ölhöflichkeit der österreichischen Flyschzone. Leobner Bergmannstag, 349—357.
 Richter, W., Sedimentpetrographische Beiträge zur Paläogeographie der ostalpinen Oberkreide. Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 16, 59—84.

- Rauscher, E., Über neuere geologische Erkenntnisse beim Bau des neuen Hochbehälters im Lainzer Tiergarten. *Die Natur*, 13, 124—126.
- Ksiazkiewicz und Skoczylas-Ciszewska, Ein Vergleich des Wienerwaldflysches mit dem Karpatenflysch. *Bul. Acad. Pol. Sci. et lettres*, 493—507.
- Zapfe, H. und Sedlacek, M., Kristallin- und Eruptivscherlinge im Flysch bei Hütteldorf. *Verh. Geol. B.-A.* 215—219.
- 1938 Göttinger, G., Bericht über die Aufnahmen über die Flyschzone auf den Blättern Baden—Neulengbach und Tulln. *Verh. Geol. B.-A.* 36—38.
- Stiny, J., Die Quellen des Flyschgürtels, insbesondere jene des Wienerwaldes. *Jb. f. Landeskunde Niederösterreichs*, 27.
- Liebus, A., *Orbitella apiculata* im Wienerwaldflysch. *Verh. Geol. B.-A.* 143—147.
- Tillmann, A., Der Bau des Wasserbehälters im Lainzer Tiergarten. *Allgem. Bauztg.* 15.
- 1938 Kieselinger, A., Zur Geschichte des Wiener Sandsteins. *Mitt. d. Steinbrucharbeiter. Geol. L.-A.*, S. 46.
- Stiny, J. und Trauth, F., Der Baugrund des neuen Wasserbehälters im Lainzer Tiergarten. *Jb. Geol. B.-A.* 35—48.
- Vetters, H., Über die Möglichkeiten von Erdölvorkommen in der nordalpinen Flyschzone Österreichs. *Bohrtechnikerzeitung*, 65—73.
- 1939 Göttinger, G., Bericht über die Aufnahmen auf Blatt Tulln und Baden—Neulengbach. *Verh. Zweigstelle Wien, Reichsanst. f. Bodenf.* 1—3.
- 1940 Tauber, A. F., Neue Fossilfunde im Klippenhüllflysch bei Wien. *Mitt. Reichsanst. f. Bodenf. Wien*, 1, 145—154.
- 1941 Göttinger, G., Landschafts- und formenkundliche Lehrwanderungen im Wienerwald. *Mitt. Geogr. Ges.* (auch *Wiener Geogr. Studien*, herausgegeben von H. Leiter, 49 Seiten).
- Stiny, J., Geologisch-gewässerkundliche Betrachtungen über die Besiedlungsfähigkeit des Wienerwaldes. *Geologie des Bauwesens*, 13, H. 3.
- Grill, R., Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasseanteilen. *Öl und Kohle*, 37.
- Hassinger, H., Boden und Lage Wiens. *Mitt. Geogr. Ges. Wien*, 81, 359.
- Kühn, O., Tertiär. *Geologische Jahresberichte*, III a, 100—121.
- 1943 Sölch, J., Ein Beitrag zur Morphologie des Wienerwaldes. *Mitt. Geogr. Ges. Wien*, 86, 76—87.
- Göttinger, G., Neue Beobachtungen über Bodenbewegungen in der Flyschzone. Zur Bodenkulturgeographie des Wienerwaldes. *H. Hassinger-Festschrift 1942 und Mitt. Geogr. Ges. Wien*, 87—104.
- 1944 Göttinger, G., Zur Tektonik des Wienerwaldflysches. *Mitt. Reichsanst. f. Bodenf.*, 73—80.
- Analogien im Eozänflysch der mährischen Karpaten und der Ostalpen. Vergleichende stratigraphische Erkenntnisse. *Mitt. Reichsanst. f. Bodenf.* 139—160.
- 1946 — Landschafts- und formenkundliche Lehrwanderungen im Wienerwald. *Wiener Geographische Studien*; herausgegeben von H. Leiter. H. 10, S. 55.
- 1947 Kober, L., Wiener Landschaft. *Wiener Geogr. Studien*, herausgegeben von H. Leiter, H. 15.
- Leuchs, K., Die Beziehung zwischen Gosau- und Flyschfazies. *Sitzber. Ak. d. Wiss.* 156.
- 1948 Tercier, J., Le Flysch dans la sedimentation alpine. *Ecl. Geol. Helv.* 40, 163—198.
- Grill, R., Mikropaläontologie und Stratigraphie in den tertiären Becken und in der Flyschzone von Österreich. *Int. Geol. Congress Great Britain, Report*, part 15.
- Hofmann, E., Vorbericht über die bisherigen Ergebnisse der pollenanalytischen Untersuchungen im Flysch. *Paläobiol.* 8, 304—307.
- Das Flyschproblem im Lichte der Pollenanalyse. *Phyton* 1.
- Trauth, F., Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. *Verh. Geol. B.-A.* 145—218.
- 1949 Wieseneder, H., Die mikroskopische Untersuchung der Sedimentgesteine in der geologischen Forschung und Praxis. *Mikroskopie* 4, 111—115.

- Küpper, H. und Woletz, G., Der Kalkalpenrand bei Kaumberg. Jb. Geol. B.-A. 92, 117—145.
- 1950 Woletz, G., Schwermineralanalysen von klastischen Gesteinen aus dem Bereich des Wienerwaldes. Jb. Geol. B.-A. 94, 167—194.
- Küpper, H., Papp, A. und Zirkl, E. J., Zur Kenntnis des Alpenabbruches am Westrand des Wiener Beckens. Jb. Geol. B.-A., 94, 41—92.
- 1951 Göttinger, G., Neue Funde von Fossilien und Lebensspuren und die zonare Gliederung des Wienerwaldflysches. Jb. Geol. B.-A., Festband, 223—272.
- Bericht über Aufnahmen in Flysch und Molasse auf den Blättern Baden—Neulengbach und Tulln. Verh. Geol. B.-A. 62—70.
- Noth, R., Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteiles an Flysch. Helvetikum und Vorlandvorkommen. Jb. Geol. B.-A. 95, Sonderband, 91 Seiten.
- Hartl, H., Die Kalkalpen-Flyschgrenze in Niederösterreich. Erdölzeitung, 67, 59—61.
- Göttinger, G., Zur Quellengeologie des Wienerwaldes (Flysch). Anz. Ak. d. Wiss. Nr. 6, 150—158.
- Spengler, E., Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die helvetische Zone. In: Schaffer, Geologie von Österreich. 302—413.
- 1952 Göttinger, G., Bericht über die Aufnahmen im Flysch auf den Blättern Baden—Neulengbach, St. Pölten und Ybbs. Verh. Geol. B.-A.
- Noth, R., *Plectoreurovites*, eine neue Foraminiferengattung. Verh. Geol. B.-A., H. 3, 117—119.
- 1953 Prey, S., Streiflichter zum Problem der „Scherlinge“ in der Flyschzone. Verh. Geol. B.-A., 138—145.
- Veit, E., Molasse und alpin-karpatischer Überschiebungsrand in Niederösterreich und Südmähren. N. Jb. Geol. u. Pal. Abh. 97, 149—188.
- Grill, R., Der Flysch, die Waschbergzone und das Jungtertiär um Ernstbrunn (N.-Ö.). Jb. Geol. B.-A. 96, H. 1, S. 65—116.
- Göttinger, G., Aufnahmen im Flysch auf den Blättern Ybbs, St. Pölten und Ergänzungen auf Blatt Baden—Neulengbach. Verh. Geol. B.-A.
- Göttinger, G. und Exner, Ch., Kristallingerölle und -scherlinge des Wienerwaldflysches und der Molasse südlich der Donau. Kober-Festband, 80—106.

4d. Bausteine (Flysch- und Klippenzonen).

Von G. Göttinger.

Die Verwendungsmöglichkeit der Flyschgesteine (vergl. die Steinbruchzeichen der Karte) hängt von der Konsistenz, Verfestigung, Gesteinhärte, aber auch der Schichtung und Klüftung ab.

Die Kalke, stellenweise auch Hornsteinkalke und kieselige Kalksandsteine der Unterkreide werden bei guter Bankung als geschätzte Straßenschottersteine genutzt. Hierher gehören z. B. die Steinbrüche bei der Doppler Hütte SE Königstetten, am Grillenbart bei Tulbing, S Ried am Riederberg, ferner der große Steinbruch am Tulbinger Kogel.

Die schichtigen Quarzite der Unterkreide, besonders des Gault, finden trotz ihrer sonstigen Eignung als Straßenschotter kaum Verwendung wegen ihrer Wechsellagerung mit weichen Schiefen. Von lokaler Bedeutung ist der Steinbruch in den gebänderten Sandsteinen und Schiefen bei Erlaa S des Buchberges.

Die meist dünnbankigen Quarzite und kieseligen Sandsteine (mit Schiefen wechsellagernd), die Kaumberger Schichten (Unter- bis Oberkreide) eignen sich wohl als Straßenschotter und bei regelmäßiger Plattung für die sogenannten Steingärten. Jedoch ist meist infolge Überwiegens von Schiefer dem

Abbau eine Grenze gesetzt. Als Beispiel ist der Steinbruch N Klein-Mariazell anzuführen.

Aus der Oberkreide sind wohl die Kalksandsteine und kieseligen Kalksandsteine der Altlengbacher Schichten wegen ihrer Härte und Bankung als Bausteine und als Straßenschotter häufig in Nutzung. Im Steinbruch beim Felsenkeller, S von Neulengbach, sind wenige Schieferlagen vorhanden und es fehlen auch die unbrauchbaren Mürbsandsteine. Von ähnlicher Beschaffenheit ist auch der Kalksandstein des Steinbruches am Liechtenstein südlich von Altlengbach.

In den Kahlenberger Schichten überwiegen häufig die Mergelbänke über die Kalksandsteinbänke, so daß bei einem Abbau der Sandsteine alle Mergelschiefer und ein Teil der Mergel auf die Halde kommen. Die Ruinenmergel der Kahlenberger Schichten waren früher als Dekorationssteine gesucht. Einzelne Lagen derselben haben prächtige ruinenartige Zeichnungen.

Die Mergelkalke, meist dünnbankig, werden wohl auch für Straßenbau, auch als Saumsteine der Straßen verwendet. Die Steinbrüche am Exelberg, Dahaberg, Leopoldsberg, im Dambachtal, bauen die wohlgebankten Mergelkalke ab. Die Mergelkalke und Mergelschiefer dieser Fazies wurden früher zur Zementerzeugung verwendet (Leopoldsberg-Ostflanke).

Wo im Bereich der Kahlenberger Schichten zwischen den Mergeln auch Sandsteine, bzw. Kalksandsteine in bankigen Lagen auftreten, wächst deren Eignung für Straßenbauzwecke (Steinbruch Wöllersdorf S von Laaben).

Die Sieveringer Schichten enthalten reichlich Kalksandsteinbänke zwischen den sonstigen Mergeln und wurden bei Wien und in der Umgebung vielfach für Bauzwecke verwendet, so der Steinbruch Sievering, der große Steinbruch NE E.St. Unterpurkersdorf, der Steinbruch im Deutschwaldtal N der Paunzen; die Steinbrüche bieten brauchbare, wohlgebankte Schichtfolgen.

Während dem Wörderner Sandstein, der vielfach als Mürbsandstein entwickelt ist, wegen der geringen Mächtigkeit nur geringe Bedeutung zukommt, sind die Kalksandsteine der Oberkreide im Klippenraum wesentlich geschätzter (Steinbruch an der rechten Seite des Coronabaches S von Klein-Mariazell).

Die mehr massigen Sandsteine der Oberkreide, der sogenannte Hütteldorfer Sandstein, wurden im Rosental und am Gallitzinberg früher stark abgebaut, namentlich zur Wienflußregulierung.

Relativ die meisten Steinbrüche liefert der eozäne Greifensteiner Sandstein, der durch gute und dicke Bankung besonders in der äußeren Zone ausgezeichnet ist. Der größte Steinbruch ist heute noch der östlich von Greifenstein, dessen dickbankige Schichten für die Donaustrom-Regulierung Verwendung fanden und finden. Von Höflein über Greifenstein bis SW von Altenberg reicht diese durch zahlreiche Steinbrüche aufgeschlossene Zone.

In der südlicheren Greifensteiner Sandsteinzone liegen die Steinbrüche: Langstöger, Sonnberg, Gugging, Maria Lourdes und Poppenwald, wovon mehrere noch heute in Betrieb stehen. In der südlichsten Greifensteiner Zone bestehen Steinbrüche am Hohenauberg (SW Kierling), Pallerstein, Troppberg, bei Haitzawinkel, Rekawinkel, Eichgraben, am Steinhartberg und bei Maß-Neustift.

Im Zug des Wienerwald-Hauptkammes SW von Preßbaum bauen die Steinbrüche am Gr. Pfalzberg, bei Hochstraß und bei Brand (W Laaben) noch

die Fazies des Greifensteiner Sandsteins (Gablitzer Sandstein) ab, es sind Quarzsandsteine mit wenig mächtigen Schieferzwischenlagen.

Generell läßt sich sagen, daß der Greifensteiner Sandstein, trotzdem er kein Kalksandstein ist, die meiste Verwendung für Bauzwecke, Fundamentsteine bei Hausbau, bei Bachregulierungen und dergleichen gefunden hat.

In den Gablitzer Schichten kommen faziell stellenweise Lagen von sehr harten Quarziten und kieseligen Sandsteinen vor, welche als Hartsteine Verwendung finden könnten. Doch sind die Vorkommen wenig mächtig, woraus sich die Seltenheit von Steinbrüchen in dieser Zone erklärt. Die kieseligen Sandsteine und Quarzite der Laaber Schichten sind ausgezeichnete Straßenschottersteine und werden für diese Zwecke bereits abgebaut. Dies gilt namentlich für die Zone des kieseligen Sandsteins unmittelbar S der Hauptklippenzone (Käferleitenberg).

Der Bereich der Laaber Schichten überhaupt ist nicht frei von Versuchen, brauchbare Hartgesteine zu gewinnen. Jedoch wurden meist bloß die Laaber Tonmergelschiefer aufgedeckt, wie mehrere Ansätze von Steinbrüchen zeigten, die aber dann eingestellt wurden. Der Steinbruch N Laab (mit dem synklinalen Bau der Laaber Schichten) ist seit langem eingestellt, ebenso der Steinbruch an der SW-Seite des Roppersberges, der seinerzeit die prächtigen Aufschlüsse des Hakenwerfens bot. Südlich der Wallbergerhütte (Roppersberg) war ein Steinbruch zur Gewinnung der Platten für Steingärten.

In der Zone der Laaber Schichten verraten sich die einzelnen Schichtzüge des kieseligen Sandsteins durch Gehänge- und Kammrippen, wo lokal an den Abbau geschritten werden könnte, während die auf der Karte vielfach angegebenen Gehängebänder Schieferschichten verraten, wo Schürfungen auf Sandsteine zu unterbleiben haben.

In den Klippenzonen sind die Kalke und Hornsteinkalke des Neokom bis Dogger Hartgesteine, welche verschiedentlich in kleinen Steinbrüchen schon in Abbau genommen wurden (sowohl in der Hauptklippenzone wie bei den Klippen im Tiergarten und in Ober-St. Veit).

In der Hauptklippenzone ist das größte Klippenvorkommen (Tithon-Neokom) am Dachsbauberg in zwei Steinbrüchen in Nutzung für Straßenschottermaterial genommen worden. Kleinere Steinbrüche im Ob. Jurakalk liegen bei Stollberg und in der Gern (östlich Stollberg) vor, während die schon auf der Karte von D. Stur eingezeichneten Schöpfklippen oberflächlich schon ganz abgebaut sind. Einige der kleinen Kalkklippenvorkommen in der oberen Brenntenmais (W Wolfsgraben) sind schon längst abgebaut oder die alten Steinbrüche wieder verschüttet.

Wenn auch steinbruchmäßige Aufschlüsse in diesen sehr geeigneten Klippenkalken vorliegen und wegen der geologisch-tektonischen Klärung des Klippenphänomens nicht unwillkommen sind, so sollte bei den kleinen und kleinsten Klippenvorkommen in der Hauptklippenzone (wie im Tiergarten) vom Standpunkt des Schutzes dieser geologischen Naturdenkmale jeglicher weiterer Abbau unterbleiben.

In der Klippenzone von Ober-St. Veit und des Tiergartens wurden die härteren Klippengesteine vielfach seit vielen Dezennien in Steinbrüchen abgebaut. Steine des Tiergartens wurden schon Ende des 18. Jahrhunderts zum Bau der Tiergartenmauer verwendet. Der liasische Grestener Quarzsandstein wurde beim Faniteum für Straßenschotter abgebaut.

Die Mergel und Mergelkalke des Doggers wurden namentlich im Glasauer Steinbruch am S-Hang zwischen Girzenberg und Gemeindeberg gewonnen. Der Glasauer Steinbruch erwies sich dabei als die klassische Fundstelle der Dogger-Ammoniten. Der Steinbruch SE der Kl. Dorotheer Wiese im Crinoidenkalk des Doggers war auch in Nutzung.

Der rote hornsteinführende Malm-Kalk wurde ausgebeutet in den Steinbrüchen der Klippen: S der „Eingefallenen Wiese“, bei der Kl. Dorotheer-Wiese und besonders auf der Antonshöhe bei Mauer (hier nebst dem Tithon-Neokomkalk). J. Bayer¹⁾ wies nach, daß hier in Anbetracht des reichen Vorkommens von Hornsteinen während der jüngeren Steinzeit geradezu ein Feuersteinbergwerk bestand.

Auch der weiße Aptychenkalk des Tithon-Neokom des Tiergartens fand in einigen Steinbrüchen Verwendung, insbesondere als Straßenschotter, so SW Teichhaus, E Saulackenmais und N Wildpretwiese.

Literatur.

Bausteine.

- 1859 Woldřich, G. N., Die Lagerungsverhältnisse des Wienerwald-Sandsteins auf der Strecke von Nußdorf bis Greifenstein. Jb. Geol. R.-A. 10, 262.
 1865 Sueß, E., Über den Staub Wiens und den sogenannten Wiener Sandstein. Schr. Ver. z. Verbr. naturwiss. Kenntn. Wien, 4, 269—280.
 1896 Paul, C. M., Über die Sandsteine des Wienerwaldes. Verh. Geol. B.-A. 176.
 1897 Petkovšek, J., Die Bausteine Wiens in geologisch-bautechnischer Bedeutung. Wien, Pichlers Wtw.
 1901 Hainisch, A. und Schmid, H., Österreichs Steinbrüche. Verlag Graeser.
 1929 Stiny, J., Technische Gesteinskunde.
 1929 Trauth, F., Geologie der Klippenregion von Ober-St. Veit und des Lainzer Tiergartens. Mitt. Geol. Ges. Wien, 21, 35—132.
 1931 Kieslinger, A., Der Wiener Sandstein als Baumaterial. Arch. u. Bau-technik, 18, 380—390.
 1932 — Zerstörungen an Steinbauten, ihre Ursachen und ihre Abwehr. Deuticke, Wien.
 1938 Stiny, J. und Trauth, F., Der Baugrund des neuen Wasserbehälters im Lainzer Tiergarten. Jb. Geol. B.-A. 88, 35—48.
 1939 Kieslinger, A., Zur Geschichte des Wiener Sandsteins. Unsere Heimat. Monatsblätter des Ver. f. Landeskunde und Heimatschutz von Niederösterreich und Wien.

4e. Zur Geomorphologie der Flyschzone.

Von G. Göttinger.

Wie im Abschnitt über die subalpine Molasse noch ausgeführt wird, ist während der Sedimentierung des oligozänen Melker Sandes am heutigen Flyschrand noch kein Flysch gewesen; denn erst zur Zeit des Ollersbacher Konglomerates, wie einzelne Flyschgerölle dartun, und dann ganz ausschließ-lich während des altmiozänen Buchbergkonglomerates muß der Flysch weit vorgeschoben und schon zu einem Gebirge aufgetürmt gewesen sein, von dem Flüsse mit steilem Gefälle ins Schliermeer ihre Deltaschotter einschütteten.

Der mächtige altmiozäne Schlier selbst, der im Tullner Becken mit Ausnahme des Horizontes des Buchbergkonglomerates und der Blocksande von Königstetten (und im Kartenblatt Krems des noch jüngeren Hollenburger

¹⁾ J. Bayer, Ein Feuersteinbergwerk aus der jüngeren Steinzeit auf der Antonshöhe bei Mauer. Heimat-Jahrbuch Mauer, 1930.

Konglomerats) geröllfrei ist, wird unbedingt als das Abschwehmungs- und Zerstörungsprodukt des Flyschgebirges betrachtet; damals also, im Burdigal ganz vornehmlich, erfolgte die weitgehende Abtragung des höheren Flyschfalten- und Schuppengebirges.

Das durch die tektonischen Kräfte erzeugte Faltungs- und Schuppengebirge muß an und für sich schon im Beginn der Emporfaltung bedeutende Abtragungsdefekte erlitten haben, denn die schuppenförmig aufeinander gelagerten, meist südlich fallenden Schichtpakete und Schichtenstöße müssen an den Schichtkopfseiten bald gewaltige Abbrüche durch Bergstürze erfahren haben.

Daß die Flyschzone schon vor dem Mittelmiozän (vor dem Helvet) bedeutend erodiert war, erhellt aus dem durch die zahlreichen Erdölbohrungen der letzten Jahrzehnte in der weiteren Umgebung von Zistersdorf deutlich erkennbaren Erosionsrelief des Flyschuntergrundes des Wiener Beckens unter der Bedeckung der marinen Helvet- und Tortonsschichten, besonders in dem Streifen zwischen den beiden großen Brüchen, dem Schratzenberg- und Steinbergbruch.

Zwei höhere Flyschbergzüge, dem Streichen des Flysches angepaßt, und eine etwas tiefer gelegene reich zertalte Kuppenzone des Untergrundssockels weisen eine Reliefenergie mit Höhenunterschieden bis zu 1000 m, mit Böschungen von über 20° auf (Janoschek, 1951).

Man muß daher nach Analogie im Flysch des Wienerwaldes in der Vorhelvet-Zeit um so mehr eine starke und tiefgehende Zertalung mit akzentuiertem Relief folgern. Die an der Wende von Oligozän und Miozän aufgefalteten und herangeschobenen Flyschschuppen erfuhren demnach im Untermiozän (Burdigal) schon eine weitgehende Erosion und Abtragung. Diese Reliefgestaltung schloß aber nicht aus, daß noch im Altmiozän eine Faltung der miozänen Molasse selbst am Flyschrand stattfand, die in der Posthelvet-Zeit (Helvet-Oncophorasande des Vorlandes) ausklingt.

Zur Zeit der Ablagerungen der feinkörnigen Oncophorasande des Helvet (Mittelmiozän) im Tullner Becken muß die Abtragung des Flysches weitere Fortschritte gemacht haben. Das feinkörnige Sediment dieser Sande deutet auf Zuflüsse von geringem Gefälle aus dem Flysch hin. Übrigens war auch damals die Erosionsbasis wesentlich höher als heute, etwa in der Mindesthöhe der Oberkante der Oncophorasande unter dem Pannon-Schuttkegel des Tullner Beckens. Damit war die Spanne zwischen dem durch Abtragung entstandenen Flyschgebirgsrelief und der Erosionsbasis geringer geworden.

Durch den Einbruch des Wiener Beckens, das nun vom Tortonmeer bedeckt wurde, ist die Erosion im Hinterlande wieder belebt worden. Indem die folgenden Wasserbedeckungen des Sarmat und Pannon im Wiener Becken nicht so sehr negative, als besonders im Pannon positive Wasserspiegelschwankungen (Transgressionen) im Gefolge hatten, haben die damit verbundenen Lagen der Erosionsbasis bei einer gewissen Permanenz derselben ein weiteres Überwiegen der Abtragungsvorgänge an den Gehängen gegenüber der Tiefenerosion zur Folge gehabt.

Es werden sicher im Wienerwald im Pannon schon lokale Verebnungsflächen, alte Kuppenflächen, bestanden haben, also Altformen in bezug auf das heutige Erosionsbild.

Von den durch H. Hassinger kennengelehrten Abrasionsterrassen des Wiener Beckenrandes aus betrachtet, läßt sich sagen, daß die Altlandflächen

über den durch die Abrasionsterrassen der pannonischen Wasserbedeckung des Wiener Beckens entstandenen Hangtreppen des Ostrandes des Wienerwaldes liegen.

Solche alte Landformen, Verebnungsflächen und Kuppenflächen sind schon seit langem aus dem Wienerwald bekannt. Wir geben nur einige Beispiele. Die schönst erhaltene Altfläche ist die vom Forsthof, unterhalb des Schöpfls, die sich nach der Kramhofer Höhe (572 m, 580 m) und ins obere Lameratal fortsetzt. Auf dem Hauptkamm des Wienerwaldes bei Hochstraß und Schwabendorfs habe ich schon seit langem eine alte Landoberfläche festgestellt, welche von der beiderseitigen Erosion von Norden und Süden verschont geblieben ist (Höhe bis 580 m). Altflächen sind auch SE des Schöpflkammes im Gebiet des Schneidecks um 600—620 m Höhe vorhanden.

Diese Altflächen haben sich erhalten trotz der seit dem Rückzug des Pannons-Sees eingeleiteten wesentlich postpannonischen Erosion. Diese schuf, von der Donau als Erosionsbasis, sowohl vom Tullner wie vom Wiener Becken ausgehend, die Formung der Bergrückenlandschaft mit der bekannten Wasserscheide zwischen dem Tullner und Wiener Becken, die von Hadersfeld über den Tulbinger Kogel zum Troppberg und über den Sattel von Rekawinkel dem Hauptkamm des Wienerwaldes entlang über den Forsthof und über den Schöpflkamm zur Klammhöhe und von da zum Gerichtsbergsattel führt.

Einige dieser Altflächen finden sich auch im Kalk-Wienerwald, wo die Formen sich bekanntlich weitaus besser erhalten (im Anningergebiet liegt die alte Kuppenlandschaft um 650 m, sie mag südwärts höher gehoben worden sein). Über diese Altflächenlandschaften erheben sich im Flysch einige höhere Berge, so der Schöpfl (893 m) und der Gföhlberg (883 m), welche also schon zur Zeit der Bildung der alten Verebnungsflächen aufragende Berge darstellten.

Die Entwicklung der postpannonischen Erosion und Abtragung war durch den natürlichen Höhenunterschied zum Tullner und Wiener Becken beeinflusst, wobei auch damit zu rechnen ist, daß eine allgemeine Hebung des Alpenkörpers gegenüber dessen Vorland bzw. dem Wiener Becken stattfand. Die in den beiden Becken durch Pliozänschotterterrassen markierten lokalen Erosionsbasen wurden auch für die Formung der Täler und Gehänge im Gebirge von Einfluß. Tiefere pliozäne und quartäre lokale Verebnungen, Terrassen, sind im Bereich der Haupttalsysteme zu beobachten. Nur einige Beispiele seien vom Tal der Gr. Tulln angeführt:

- 580 m Altfläche von Hochstraß und von Forsthof,
- 520 m weite Kammflächen NW—SW Laaben,
- 420—440 m Ebenheiten, eine Nordrampe unter dem Hauptkamm des Wienerwaldes zwischen Rekawinkel und Eichgraben bildend. Dazugehörige Fläche N von Attlengbach beim Böhmerhof (438 m),
- 370 m Terrassen im Anzbachtal (Pamet),
- 340—350 m wahrscheinlich dazugehörige Riedelflächen W Christofen.

Die schmalen oder verwischten Quartärterrassen sind schließlich durch die breiten Quartärterrassen des Donausystems bedingt.

Weitere Feststellungen sind einer gesonderten morphologischen Arbeit vorbehalten.

Die Tiefenerosion ging also sowohl in stärkeren wie schwächeren Phasen vonstatten und auch die Abtragungsvorgänge (Gekriech des Verwitterungsschuttes und der Verwitterungsböden, Rutschungen) wirkten je nach den klimatischen Verhältnissen bald stärker, bald schwächer an der Abflachung der Gehänge.

Die Analyse des heutigen Talnetzes, der Berg- und Hangformen in der Flyschzone zeigt nun verschiedentlich eine deutliche Anpassung an die geologisch-petrographische Beschaffenheit der Gesteinszonen. Die seitlichen (subsequenten) Täler der heutigen Abdachungstäler (sequente Täler) haben sich häufig dem Streichen der weichen Schieferzonen der Kreide oder des Eozäns angepaßt. Das Geflecht der Erosionsgräben im Oberlauf solcher Täler ist ein viel dichteres, die Quellen an der Grenze der Schieferzonen gegen die Sandstein- oder Mergelzüge häufiger. Der Tiefenschurf erzielte natürlich im weichen Schiefer raschere Fortschritte. Die Abtragung erfolgte im Bereich der wasserundurchlässigen, nassen, häufig durch Naßgallen charakterisierten Gehänge rascher. Flache Gehängebänder im Bereich der Schiefer setzen sich scharf gegen die steileren Sandsteingehänge ab. Langgestreckte Bandzüge begleiten gewisse Schieferzonen des Flysches. Die Karte verzeichnet zahlreiche Bänder im beobachteten Verlauf, zahlreiche Rutschungen und Naßgallen durch eigene Signaturen.

Von den morphologisch sich rascher umgestaltenden Schieferzonen mit Gehängebändern ist zunächst die Hauptklippenzone zu nennen, die sich trotz der Widerständigkeit von größeren Kalkklippen im Gelände als langgestreckte tiefgelegene Bandregion markiert. Wegen der Weichheit der Gesteine der Klippenhülle (verschiedene Schiefer der Kreide und des Eozäns) entstand auch das sogenannte Doppeltal der Wien (Sattel Engelkreuz—Elmerhütte—Pauzen), das natürlich nie von der Wien geschaffen wurde, sondern nur das Werk der subsequenten Gerinne mit tiefen Sattelbildungen in den weichen Gesteinszügen ist.

In den schieferreichen Kaumberger Schichten liegt das breite Gehängeband, das im Norden an einem Steilhang der Laaber Sandsteine abgegrenzt ist. Vom Sattel am Gerichtsberg ziehend, verläuft es nordöstlich, südlich der Bramer Höhe ins Triestingtal und dann ins Coronatal und schließlich in das große Längstal von Gr. Krottenbach. Gaultschiefer bilden auch sanfte Formen und Gehängebänder, besonders im Gegensatz zu den steileren Formen der benachbarten Neokomkalke und Neokomkalksandsteine. Sie sind die Hauptträger der zahlreichen Rutschungen im Wienerwald, besonders zwischen Königstetten und Wolfpassing (vergl. Karte in den Mitt. der Geogr. Ges. Wien, 1943, Hassinger-Festband)!

Auch die Untereozänschiefer zwischen den Kahlenberger Schichten und dem Gablitzer (Laaber) Eozän bilden weit verfolgbare Gehängebänder (z. B. Hermannskogel Südseite).

Auch Schieferzonen in der Oberkreide verursachen gleichfalls Gehängebänder, Längssättel, Schichttäler und Rutschungen. Im Streichen der Schiefer zwischen Oberkreidesandsteinen erfolgte der tiefwurzelnde Berggrutsch beim Gasthof Kobam (Ht. Tullnerbach). Die Schiefer und Mergelschiefer der Laaber Schichten sind gleichfalls Schauplatz von ausgedehnten Rutschungen. Die größte Rutschungslandschaft befindet sich auf der „Langseite“ westlich Laab am Walde. Die Eozänschiefer verursachen zahlreiche Längssättel im Streichen, wie die Querkämme der Südseite des Schöpfelkammes zeigen.

Von den Sandsteinen des Flysches können die kieseligen Kalksandsteine der Unterkreide, die Kalksandsteine der Oberkreide, der Greifensteiner und kieselige Laaber Sandstein als widerständig bezeichnet werden; sie bilden Längskämme, vielfach dem Schichtstreichen angepaßt (die Züge des Troppberges, Jochgrabenberges, Laaber Steiges und des Schöpfls). Diese Sandsteine haben ein mächtiges lehmig-schuttiges Gekriech und sind quellenarm, wogegen benachbarte Schieferhorizonte Quellen mit relativ großer Schüttung verursachen. Die kieseligen Sandsteine des Eozäns verursachen nur dort steilere Formen, wo die damit verknüpften Mergelschiefer und Schiefer dieses Eozänkomplexes zurücktreteten.

Daß die Kalkgesteine des Jura und Neokom, besonders, wo sie mit weichen Schiefen in Konnex treten, klippenförmig herausgearbeitet sind, hat selbst zu ihrer eingehenden Erforschung am meisten beigetragen (Tiergartenklippen). Von den Klippenkalken der Hauptklippenzone sind einige wenige auch morphologisch als Höcker im Gelände erkennbar (Brenntenmais, N des Schöpfls). Kleinste Klippenblöcke treten natürlich morphologisch nicht in Erscheinung. Das größte Kalkklippenvorkommen dieser Zone wurde am Dachsbauerg bei Preßbaum entdeckt.

Über die Talformen, Tobel und Talgründe, über die Verwitterung der Gesteine und über die Formen der Abtragung der Gehänge kann auf die bekannte Literatur verwiesen werden. Neues wichtiges Forschungsmaterial über Erosion, Geschiebetransport, Gefällskurve der Flüsse, hat gerade aus dem Wienerwaldflysch kürzlich G. Stratil-Sauer mit großer Schärfe auf Grund zahlreicher Beobachtungen gebracht.

Literatur.

- 1905 Hassinger, H., Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. Penck's Geogr. Abh. 8/3.
- 1907 Göttinger, G., Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. Penck's Geogr. Abh. 9/1, 1—74.
- 1918 Lehmann, O., Die Talbildung durch Schuttgerinne. Penck-Festband, 48—65.
— Über Fluß- und Bachsprünge in den Rückenlandschaften des feuchtgemäßigten Klimas. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 61, H. 4.
Hassinger, H., Beiträge zur Physiogeographie des inneralpinen Wiener Beckens und seiner Umrandung. Penck-Festband, Geogr. Handbücher, N. F. 160—197.
- 1919 Göttinger, G., Kartographische Charakterbilder III: Der Typus einer Bergrückenlandschaft in der Flyschzone der Alpen. Der Wienerwald. Kartographische und Schulgeographische Zeitschrift, H. 1/2, 1—7.
- 1920 — Die Quellenbäche der Flüsse. Peterm. Mitt. 25—26.
- 1928 Kober, L., Geologie der Landschaft um Wien. Verlag Springer.
Göttinger, G., Junge Bewegungen von Gekriechschutt am Hauptkamm des Wienerwaldes. Verh. Geol. B.-A. 143—144.
- 1933 Büdel, J., Alte und junge Züge im Antlitz der Wiener Landschaft. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 76, 177—194.
Göttinger, G., Neue Studien über die Oberflächengestaltung des Wienerwaldes und dessen Untergrund. Mitt. Geogr. Ges. 76, 115—128.
Winkler-Hermaden, A., Ergebnisse über junge Abtragung und Aufschüttung am Ostrande der Alpen. Jb. Geol. B.-A. 83, 233.
- 1936 Friedl, K., Der Steinberg-Dom bei Zistersdorf und sein Ölfeld. F. E. Sueß-Festschrift der Geol. Ges. 29, 21.
- 1937 Stiny, J., Zur Entstehung der Oberflächenformen des Wienerwaldes. F. E. Sueß-Festschrift. Mitt. Geol. Ges. 455—472.
- 1938 Lichtenecker, N., Beiträge zur morphologischen Entwicklungsgeschichte der Ostalpen: 1. Die niederösterreichischen Alpen. Geogr. Jb. aus Öst., 19, 1—32.

- 1941 Göttinger, G., Landschafts- und formenkundliche Lehrwanderungen im Wienerwald. Wiener Geogr. Studien. Herausg. v. Leiter, H. 10, 1—49.
- 1943 Sölch, J., Ein Beitrag zur Morphologie des Wienerwaldes. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 86, 76—87.
- Göttinger, G., Neue Beobachtungen über Bodenbewegungen in der Flyschzone. Zur Bodenkultur-Geographie des Wienerwaldes. Hassinger-Festband, 1942, Mitt. Geogr. Ges. Wien, 87—104.
- Winkler-Hermaden, A., Der kalkalpine Randsaum des südlichen inneralpinen Wiener Beckens im Jungtertiär. In: F. X. Schaffer, Geol. d. Ostmark, 405.
- Veit, E., Zur Stratigraphie des Miozäns im Wiener Becken. Mitt. R. f. Bodenf. Wien, 3.
- 1950 Winkler-Hermaden, A., Zum Entstehungsproblem und zur Altersfrage der ostalpinen Oberflächenformen. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 171—190.
- Stratil-Sauer, G., Einige Vorbemerkungen zur Theorie der Erosion. Geologie u. Bauwesen, 30—43.
- 1951 Göttinger, G., Zur Quellengeologie des Wienerwaldes (Flysch). Anz. d. math.-natw. Kl., Öst. Ak. d. Wiss. Nr. 6, 150—158.
- Stratil-Sauer, G., Die Transporterleichterung. Geogr. Studien, Sölch-Festschrift S. 145—166.
- Die Lesedecke. Geologie u. Bauwesen, 123—142.
- Stellungnahme zu einigen Auffassungen über das Flußlängsprofil. Sitzber. Öst. Ak. d. Wiss., math.-natw. Kl., 106, 17—36.
- Janoscheck, R., Das inneralpine Wiener Becken. In: Schaffer, F. X., Geologie von Österreich, 525—693.
- 1953 Stratil-Sauer, G., Der Geröllquotient, ein weiterer Beitrag zur Theorie der Erosion. Kober-Festschrift, Wien, 387—399.

5. Die Flyschausläufer nördlich der Donau.

Von R. Grill.

Im Rohrwald- und Bisambergzug findet der Wienerwaldflysch eine obertags sichtbare Fortsetzung nördlich der Donau. Die mit dem Schlieberg einsetzende Flyschkulisse des Rohrwaldzuges hebt gegen N zu bald aus, und es finden sich im Bereiche des Karnabrunner Waldes, am Karnabrunner Kirchberg und nördlich davon nur mehr einzelne Deckschollen, die auf der überschobenen Unterlage der Waschbergzone schwimmen (R. Grill, 1953). Die Bisambergkulisse findet bei Großrußbach ihr nördliches Ende. Durch die Querstörung an der Südflanke des Dohlerberges bei Oberrohrbach (K. Friedl, 1922) und die charakteristische Unterbrechung des NE-Streichens der Überschiebungsbahn der Kahlenberger Teildecke auf die Greifensteiner Teildecke durch ein ENE-Streichen im Donaubereich gewinnt die letztgenannte Decke bedeutend an Breite, und es ist damit eigentlich ganz klar die Grenze zum Karpatenflysch markiert, mit seinem ruhigeren Bau im Gegensatz zur intensiven Schuppentektonik des Wienerwaldes. Im vorliegenden Kartenausschnitt kam noch die Unter- und Oberkreideentwicklung am Außenrande der Greifensteiner Teildecke nördlich der Donau zur Darstellung, während der Bereich der Doblerberg-Querstörung, an der sich der Greifensteiner Sandstein, die Kreide zurücklassend, gegen NW vorschiebt, nicht mehr aufscheint. Im Bisambergbereiche und seinen nördlichen Vorlagen bis zum Tradenberg finden sich Oberkreide und Alttertiär von gleicher Entwicklung wie in der Kahlenberger Teildecke S der Donau. An einer die Ostflanke des Flyschzuges begleitenden Bruchlinie, dem Bisambergbruch, senkt sich der gesamte Bau zum nördlichen Inneralpinen Wiener Becken ab. Unterordnete Brüche dürften den Westrand der Bisambergkulisse begleiten. Der

Hauptbruch, an dem sich das den Rohrwaldzug vom Bisambergzug trennende Korneuburger Becken absenkte, ist durch den scharfen Westrand desselben markiert.

Es möge nunmehr eine kurze Beschreibung der auf der Karte dargestellten Flyschbildungen nördlich der Donau folgen. Nachdem südlich dieser gegen NE zu fortschreitend die äußeren und tieferen Glieder der Greifensteiner Teildecke zufolge der seitlichen Erosion des Stromes verschwinden, ist nördlich des Stromes südlich der Doblerberg-Querstörung wieder ein komplettes Profil aufgeschlossen. Auf Neokom folgen die Bildungen des Gault und der Oberkreide und der Greifensteiner Sandstein bildet den Abschluß des Profils.

Neokom und Gault der Greifensteiner Teildecke.

In früheren Jahren konnte das Neokom in einem kleinen Bruch an der Straßenkrümmung 700 m SE Unterrohrbach gut studiert werden. Heute ist dieser Aufschluß zwar schon weitgehend verstürzt, doch läßt sich das Charakteristische des hier ausstreichenden Gesteins immerhin noch erkennen. Es liegen zart rötlichgraue Sandkalke vor mit zahlreichen Kalzitklüften und Kalzitknauern. Das Gestein ist teilweise dünnplattig. Das Einfallen der Schichten ist nicht mit Sicherheit zu ermitteln, doch scheint es gegen SSE gerichtet zu sein. Weitere Vorkommen des Sandkalkes finden sich im Walde längs des Weges an der Westseite des Sonnwendberges, ferner in den Feldern S des Doblerberges. In allen Fällen liegen zufolge der intensiven Verschuppung mit dem Gault nur ganz kleine tektonische Linsen vor.

Wesentlich weiter als das Neokom ist im Gebiet E Unterrohrbach das Gault verbreitet. An Gesteinen liegen vor: dunkelgrüne, ziemlich dichte, teilweise gebänderte Glaukonitsandsteine, die sich den in Bayern und Oberösterreich als Olquarzite bezeichneten Bildungen nähern, aber nicht ganz so dicht und glasig werden. Als recht charakteristisch sind weiter gebänderte Quarzite von wechselnder Farbe zu bezeichnen. Weitaus am weitesten verbreitet aber sind bunte Tonschiefer, die sich teilweise auch morphologisch als Geländeneroderungen abzeichnen. In den Aufschlüssen am Westabhang des Sonnwendberges sind Zwischenlagen von dichten, dunkelgrünen Glaukonitsandsteinen entwickelt, wie sie oben beschrieben wurden. Zufolge der doch recht schlechten Aufschlußverhältnisse und der Verschuppung ist ein Normalprofil schwer zu erstellen. Diese Serie von Glaukonitsandsteinen, Quarziten und bunten Schiefen gleicht weitgehend den entsprechenden Vorkommen im Wienerwald (siehe Abschnitt G. G ö t z i n g e r) und entspricht den Gaultprofilen, wie sie aus dem bayerisch-oberösterreichischen Flysch bekannt gemacht wurden.

Aus den bunten Tönen am Westabhang des Sonnwendberges konnte folgende Mikrofauna geschlämmt werden:

- s *Rhabdammina abyssorum* M. Sars.
- s *Glomospira charoides* (J. u. P.).
- s *Ammodiscus* sp.
- + *Hormosina ovulum* (Grzyb.).
- + *Recurvoides subturbinatus* (Grzyb.).
- s *Haplophragmoides* sp.
- + *Gaudryina* sp.
- s *Globigerina bulloides* d'Orb.¹⁾

1) + = mittlere Häufigkeit, s = selten.

Diese Fauna ist eher kleinwüchsig. Eine ganz ähnliche Zusammensetzung hat eine Probe aus bunten Schiefeln SE Ollern am Außenrande des Wienerwaldes. Es fanden sich darin wieder:

- s *Glomospira charoides* (J. u. P.).
- s *Glomospira gordialis* (J. u. P.).
- s *Hormosina ovulum* (Grzyb.).
- + *Recurvoides subturbinatus* (Grzyb.).
- s *Gaudryina* sp.

R. Noth (1948, 1951) beschreibt aus den „Unteren bunten Schiefeln“ seines Aufnahmegebietes östlich der Krems in Oberösterreich ebenfalls eine Sandschalerfauna mit *Ammodiscus*, *Glomospira*, *Haplophragmoides*, *Lituotuba* und *Dendrophrya* und vermerkt, daß Trochamminoiden verhältnismäßig spärlich sind, was auch für die oben beschriebenen Proben zutrifft.

Oberkreide der Greifensteiner und Kahlenberger Teildecke.

Etwa 1400 m SE Unterrohrbach folgt auf die Unterkreide ein hier ungefähr 600 m breiter Streifen von dichten, dünnplattigen, krummschaligen, blaugrauen Kalksandsteinen, wechsellagernd mit braunen, feinkörnigen Mürlsandsteinen, vereinzelt kiesigen Lagen und dunkelgrauen bis grünlichgrauen Tonschiefern; auch ein Stück eines Mergelsteins mit Hieroglyphen wurde gefunden. In dieser Entwicklung kann das vorliegende Profil am besten mit dem vom Außenrande des Wienerwaldes beschriebenen Wörderner Sandstein der Oberkreide verglichen werden. Das Gestein fällt mit ca. 35—40° nach SSE ein. Gegen NE wird dieser Streifen rasch schmaler und weist am Südostabhang des Sonnwendberges nur mehr eine Breite von unter 100 m auf.

Die Kahlenberger Schichten des Bisamberges können im großen Steinbruch im Rehgraben NE Langenzersdorf am besten studiert werden. Hier wechsellagern meist mehrere Dezimeter starke Bänke von Kalkmergelstein, Mergelstein, Ruinenmarmor, dichtem, etwas kieseligem Sandstein und Mürlsandstein. Letzterer erreicht Meterstärke. Mergelschiefer und Tonschiefer finden sich reichlich eingeschaltet. Häufig sind die für die Kahlenberger Schichten charakteristischen Lebensspuren vertreten. Eine Probe aus einer Tonschieferlage erbrachte folgende Foraminiferenfauna:

- s *Placentamina placenta* (Grzyb.).
- s *Hyperamminoides* sp.
- s *Ammodiscus hörnesi* (Karr.).
- s *Lituotuba* sp.
- + *Trochamminoides irregularis* (White).
- + *Trochamminoides contortus* (Grzyb.).
- + *Trochamminoides* sp.
- s *Globotruncana* sp.
- s *Anomalina* sp.

Auffällig sind insbesondere die großen Formen von *Trochamminoides*.

Eine ähnliche, sich vorwiegend aus agglutinierenden Arten aufbauende Fauna konnte auch aus einer Tonschieferlage eines aufgelassenen Steinbruches westlich von vorhin gewonnen werden.

Längs des Weges vom Ort Bisamberg südostwärts gegen Kote 336 wurden südöstlich des auf der Karte verzeichneten Gedenksteins Tonschiefer mit

Zwischenlagen von blaugrauem Kalksandstein gefunden. Die Tonschiefer ergaben:

- ‡ *Globotruncana rosetta* (Carsey).
- + *Globotruncana stuarti* (de Lapp).
- 1 *Pseudotextularia elegans* Rz. forma *typica*.
- 1 *Anomalina* sp.
- 1 *Ostracode*.
- ‡ *Seeigelstacheln*.

Die kleine Fauna würde auf Obersenon hinweisen.

Alttertiär der Greifensteiner und Kahlenberger Teildecke.

Die Oberkreide des Profils SE Unterrohrbach wird von Greifensteiner Sandstein überlagert, der in einem aufgelassenen Steinbruch an der Südflanke des Schlieflberges gut studiert werden kann. Der Steinbruch ist von der Bundesstraße aus durch einen knapp SE der Straßenabzweigung nach Unterrohrbach abgehenden Karrenweg leicht erreichbar. Es ist ein gelb verwitternder, massiger Mürbsandstein aufgeschlossen mit Einsprenglingen von erbsengroßen Quarzgeröllen. Daneben treten auch Kalkgerölle auf, die bei der Verwitterung dem Gestein ein löcheriges Aussehen verleihen. Auch Tongerölle und größere Blöcke von mergeligem Sandstein sind meist vorhanden. Nummuliten konnten hier noch nicht beobachtet werden. Im Hangenden findet sich eine Partie von grünem Tonschiefer mit Dezimeter starken Zwischenlagen von festerem, glaukonitischen Sandstein. Das Einfallen ist mit etwa 40° gegen SSE gerichtet. Aus der angegebenen Tonschieferlage konnte folgende Foraminiferenfauna geschlämmt werden:

- ‡ *Rhabdammina abyssorum* M. Sars.
- ‡ *Placentamina grandis* (Grzyb.).
- ‡ *Hyperamminoides* sp.
- + *Trochamminoides contortus* (Grzyb.).
- + *Trochamminoides subcoronatus* (Grzyb.).
- ‡ *Haplophragmoides walteri* (Grzyb.).

Vom Schlieflberg läßt sich der Greifensteiner Sandstein in schmalen Zuge nordostwärts verfolgen. Er ist im tiefen Burggraben von Kreuzenstein, aus dem ein Teil der Steine zur Erbauung der Burg gewonnen wurde, wieder gut aufgeschlossen (A. Kieslinger, 1938). Auch östlich des Korneuburger Beckens kann der Greifensteiner Sandstein an verschiedenen Lokalitäten gut studiert werden. Ein schöner Steinbruch befindet sich etwa 700 m SE Seebarn. Hier werden dickbankige Sandsteine, die im ganzen etwas feinkörniger als die Vorkommen am Schlieflberg sind und damit der inneren Greifensteiner Sandsteinzone im Wienerwald entsprechen, von Tonschiefer mit Lagen von bläulichgrauem, dichten Kalksandstein überlagert. Im Schlämmrückstand des Tonschiefers fanden sich verschiedene Arten von *Trochamminoides* ziemlich häufig, ferner *Recurvoides* sp., *Ammodiscus* sp. u. a. Feinkörnige, teilweise etwas glaukonitische Mürbsandsteine sind im Bereich der Kapelle östlich Flandorf reichlich zu finden. Knapp südlich davon hebt sich der Tradenberg mit feinkörnigen, dichten, harten Kalksandsteinen heraus, die schon der Oberkreide der Kahlenberger Teildecke angehören. Die Überschiebungsgrenze gegen die Greifensteiner Teildecke läuft also am Nordfuß des Tradenberges durch.

Schon Stur kennt die bunten Schiefer, die in der Senke zwischen Lanerberg und Bisamberg E Langenzersdorf im Bereiche der Kahlenberger Teildecke austreichen. Fr. J. Langer (1938) beschränkt sich auf die Ausscheidung von Glaukonitgesteinen, geht aber im Text etwas näher auf die Zone der bunten Schiefer ein, die morphologisch klar heraustritt und auch als Rutsch- und Quellenhorizont von Bedeutung ist. Die Schieferzone streicht von Langenzersdorf durch den ganzen Südteil des Bisambergrückens bis über den Magdalenenhof und den Sender hinaus durch, wo sie sich schließlich ins Wiener Becken absetzt. Spärliche Aufschlüsse finden sich bei den Kellern am Weg in den Rehgraben, wiederholt auch an der Straße zum Magdalenenhof, und die roten Schiefer insbesondere lassen sich im Frühjahr und Herbst recht deutlich in den Äckern erkennen. Zu diesen stumpfroten Tonschiefern gesellen sich schwarze, stark feinglimmerige Tonschiefer mit Zwischenlagen von dichtem, kieseligem, saftgrünem, plattigem Glaukonit-sandstein mit Kalzitadern. Bei der Verwitterung werden die Sandsteine schwarzbraun und ockerig. Eine kleine agglutinierende Fauna konnte aus den Schiefen am Weg SW des Magdalenenhofes geschlämmt werden. Bei den Kellern von Langenzersdorf fand sich neben unbestimmbaren Foraminiferenbruchstücken nur ein Exemplar von *Lituotuba* sp.

Im ganzen gesehen ist die vorliegende Schichtserie mit den bunten Schiefen an der Basis der Laaber und Gablitzer Schichten bzw. im Hangenden der Kahlenberger Schichten im Wienerwald vergleichbar.

Literatur.

- Friedl, K., Über die Bedeutung der den Außenrand unserer Flyschzone durchsetzenden Querbrüche. Verh. Geol. B.-A. 1922.
 Kieslinger, A., Zur Geschichte des Wiener Sandsteins. „Unsere Heimat“, Monatsblätter d. Ver. f. Landesk. u. Heimatschutz von N.-Ö. und Wien, 1938.
 Langer, F. J., Geologische Beschreibung des Bisamberges. Jb. Geol. B.-A. 88, Wien 1938.
 Noth, R., Bericht über die Aufnahmen in der Flyschzone Blatt Kirchdorf a. d. Krems, Verh. Geol. B.-A. 1948, Wien 1950.
 Noth, R., Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. Jb. Geol. B.-A., Sonderband 3, Wien 1951.
 Grill, R., Der Flysch, die Waschbergzone und das Jungtertiär um Ernstbrunn. Jb. Geol. B.-A. 96, Wien 1953.

6. Die Waschbergzone.

Von R. Grill.

Bei Unterrohrbach und Spillern streichen die südlichsten Ausläufer der Waschbergzone eben noch in den Bereich des vorliegenden Kartenblattes herein.

Während im Gebiete des Wienerwaldes und auch weiter westlich davon der Flysch im Norden auf Molasseablagerungen aufgeschoben ist, schaltet sich nördlich der Donau in der Waschbergzone ein neues Glied zwischen beide ein, das in Mähren in der früher als subbeskidisch bezeichneten Zone, heute als Steinitzer Deckenserie benannten geologischen Einheit seine Fortsetzung findet. Ob und in welcher Weise die Waschbergzone eine Fortsetzung südlich der Donau hat, ist noch nicht eindeutig geklärt; manches spricht

dafür, anderes aber dagegen, eine solche im Helvetikum zu erblicken, dessen nächste sichere Vorkommen in Oberösterreich und Salzburg in letzter Zeit eingehend studiert wurden (J. Tercier, 1936; M. Richter und G. Müller-Deile, 1940; S. Prey, 1951; H. Küpper, 1952).

Die Schichtfolge der Waschbergzone beginnt mit Oberjura und reicht bis ins höhere Oligozän. Da auf dem vorliegenden Kartenblatt nur der Auspitzer Mergel des höheren Oligozäns vertreten ist, seien die älteren Schichtglieder nur ganz kursorisch behandelt. Die Ernstbrunner Kalke und die vielfach als Mergelkalke entwickelten Klentnitzer Schichten des Tithon bauen die niederösterreichisch-mährischen Inselberge in der Hauptmasse auf (z. B. Leiser Berge), und eine Reihe kleinerer derartiger Vorkommen findet sich auch im engeren Bereich des Waschbergzuges, bei Niederfellabrunn. Unterkreide wurde aus einer Bohrung Korneuburg 2 bei Niederhollabrunn bekannt. Von Oberkreidebildungen wurde Turon, Senon und Danien nachgewiesen. Die Nummulitenschichten des Eozäns am Waschberg, Michelberg u. a. O. sind ein lohnendes Exkursionsziel für die Wiener Geologen. Sichere Niemtschitzer Schichten mit den Menilitischefern in ihrem oberen Teil (Ober-eozän-Unteroligozän) sind aus dem engeren Bereich des Waschberges bis jetzt nicht bekannt geworden, sondern stellen sich erst weiter nördlich ein.

In bedeutender Mächtigkeit (Bohrung Korneuburg 2 rund 700 m) nehmen die marinen Auspitzer Mergel am Aufbau der Waschbergzone teil. Sie bilden die eigentliche Hauptmasse des Waschbergzuges und mit ihnen verschuppt sind die größeren und kleineren Vorkommen älterer Gesteine, die durch die tektonischen Vorgänge vom Untergrund emporgeschürft wurden. Die nach den mährischen Vorkommen als Auspitzer Mergel in die Literatur eingegangenen Bildungen weisen in unserem Gebiete im großen und ganzen eine recht gleichbleibende Zusammensetzung auf. Seltener werden sie tonig. Sie sind in bergfeuchtem Zustande meist von grünlichgrauer Farbe, fest und gut geschichtet und weisen vielfach feinsandige Schichtbeläge auf. Gelegentlich werden sie auch mehr massig. Oft werden die Bildungen auch kieselig und gebietsweise sind Menilitlagen nicht selten. Das stark klüftige Gestein verwittert hellgelblichgrau und es sind daher Gehänge, die sich aus Auspitzer Mergel aufbauen, als solche schon von weitem erkenntlich. Die hell gefärbten Hänge östlich Unterrohrbach z. B. stehen in deutlichem Gegensatz zu den Flyschgehängen weiter SE davon und es ist daher hier die Überschiebungsgrenze Flysch-Waschbergzone nicht schwer zu finden.

Makrofossilien finden sich in den Auspitzer Mergeln selten. Der Verfasser hat Hunderte von Proben auf ihre Mikrofaunen hin untersucht und es zeigte sich, daß die Bildungen in mikropaläontologischer Hinsicht durchaus gut zu definieren sind. Die Foraminiferen sind kleinwüchsig und es sind vorwiegend Kalkschaler vertreten.

Charakteristisch sind ferner kugelige Radiolarien. Schwammreste sind nicht selten. Freilich finden sich daneben auch Proben, die fossilieer sind oder z. B. nur Fischreste führen. Es steht der mikroskopische Fossilinhalt der Auspitzer Mergel sehr im Gegensatz zum Inhalt des Flysches, der doch vorwiegend sandschalige Foraminiferen führt.

Stärkere Sand- oder Sandsteinlagen im Auspitzer Mergel sind im engeren Waschberggebiet nur in untergeordnetem Ausmaße vertreten. Ein von hier seit langem bekanntes Phänomen sind aber die Blockschichten, Einlagerungen von meist gut gerollten Blöcken verschiedener kristalliner Gesteine, Flysch,

Klippengesteine u. a. in die Auspitzer Mergel, die als Zeugen eines ehemals in der Nähe gelegenen Ufers gedeutet werden, das sich aus kristallinen Gesteinen aufbaute und an das sich die Stirne der Flyschdecken heranschoß. Auf einer Wanderung etwa vom Waschberg über den Michelberg zum Hollingstein und von hier nach Niederhollabrunn kann man zahlreiche dieser Blöcke in den Feldern verstreut finden und die größten und bekanntesten liegen am Waschberg selbst. Ein sehenswerter Aufschluß in den Blockschichten findet sich im Hangenden des aufgelassenen Kalksteinbruches am Hollingstein, der Höhe mit Kote 338 S Niederhollabrunn.

In den großen Granitblöcken des Waschberges sah man früher eine direkte Auftragung des kristallinen Untergrundes. Schon die Aufnahme von V. K o h n aus dem Jahre 1911 hat aber ergeben, daß davon keine Rede sein könnte, und daß im Waschbergzug ein komplizierter Schuppenbau vorliegt. M. F. G l a e s s n e r (1931, 1937) hat schließlich 5 Schuppen unterschieden. Die seismischen Messungen im Bereiche des Waschbergzuges machen eine bedeutende Tiefenlage des Kristallins wahrscheinlich.

L i t e r a t u r.

- K o h n, V., Geologische Beschreibung des Waschbergzuges. Mitt. Geol. Ges. Wien, 4, 1911.
- G l a e s s n e r, M. F., Geologische Studien in der äußeren Klippenzone. Jb. Geol. B.-A. 81, Wien 1931.
- K ü h n, O., Das Danien der äußeren Klippenzone bei Wien. Geol.-Paläont. Abh., Neue Folge, 17, 1930.
- T e r c i e r, J., Sur l'extension de la zone ultrahélvétique en Autriche. Eclogae, 29, Basel 1936.
- G l a e s s n e r, M. F., Die alpine Randzone nördlich der Donau und ihre erdölgeologische Bedeutung. Petroleum, 33, Wien 1937.
- R i c h t e r, M. und M ü l l e r - D e i l e, G., Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen und der Enns. Zeitschr. d. Dtsch. Geol. Ges. 92, Berlin 1940.
- N o t h, R., Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. Jb. Geol. B.-A., Sonderband 3, Wien 1951.
- P r e y, S., Geologie der Flyschzone im Gebiet des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf an der Krems (Oberösterreich). Jb. Geol. B.-A. 94, Wien 1951.
- K ü p p e r, H., Verbindendes und Trennendes an der Alpen-Karpatengrenze. Geol. Rundschau, 40, 1952.
- G r i l l, R., Der Flysch, die Waschbergzone und das Jungtertiär um Ernsbrunn. Jb. Geol. B.-A. 96, Wien 1953.

7. Die subalpine Molasse, Südrandzone.

Von G. G ö t z i n g e r.

7 a. Gesteine und Stratigraphie.

Unter Molasse verstehen wir die Serie von Sanden, Sandsteinen, Tonen, Tonmergeln, auch Konglomeraten, welche außerhalb des Sedimentierungsraumes des Kreide- und Eozänflysches entstanden und dem Oligozän—Unter- bis Mittelmiozän angehören und mit dem Flysch in tektonischem Kontakt stehen. Die durch die Alpenfaltung stärker gefaltete Molasse, die subalpine Molasse, ist der Gegenstand dieser Zusammenfassung.

Entsprechend der Arbeitsteilung bei der Kartierung der Molasse wird hier nur die dem Flysch randlich benachbarte Molasse behandelt, während das

weniger gestörte Molassegebiet bis zum Tullner Feld, von H. Vetter's aufgenommen, von R. Grill dargestellt wird.

Zur neueren Erforschungsgeschichte.

Die subalpine Molasse erfuhr nähere Begehungen und Kartierungen durch eine gemeinsame Arbeit von G. Göttinger und H. Vetter's (Jahrb. 1923) im Gebiet zwischen Neulengbach und Kogl, während der übrige Molasseanteil von Kogl bis Königstetten mit Nordbegrenzung Tullner Feld von G. Göttinger neu kartiert ist. In ersterer Arbeit wurde zu früheren Arbeiten von O. Abel (1903), W. Petrascheck (1920 und 1921) und E. Nowack (1921) Stellung genommen.

Über die späteren Detailaufnahmen im Bereich der Randmolasse berichtete G. Göttinger: 1925 über das Alpenrandprofil von Königstetten (Allgemein. Chemiker- und Technikerzeitung, 43, Nr. 16), dann in den Aufnahmeberichten über Blatt Baden—Neulengbach und Tulln (Verh. Geol. B.-A. 1924—1933, 1935/36, 1938, Verh. R.f.B. 1939, Verh. Geol. B.-A. 1949, 1950/51), ferner H. Vetter's in den Aufnahmeberichten über Blatt Tulln (Verh. Geol. B.-A. 1921/22, 1924—1926).

Anlässlich der Tagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft 1928 verfaßten G. Göttinger und H. Vetter's Erläuterungen zu einer Exkursion in das Gebiet. 1929 brachte F. E. Sueß einige Zusammenfassungen in: Grundsätzliches zur Entstehung der Landschaft von Wien (Zeitschr. D. Geol. Ges. 1929). Einige Exkursionen in das subalpine Molassegebiet beschrieb G. Göttinger: Landschafts- und formenkundliche Lehrwanderungen im Wienerwald. Mittel. Geogr. Ges. 1941—1946; in: Landschaftskundliche Lehrwanderungen im Wienerwald (Wiener Geogr. Studien, herausgegeben von H. Leiter). Schließlich wurde das Phänomen der exotischen Blöcke (Kristallingerölle und Scherlinge) im Wienerwaldflysch und in der Molasse südlich der Donau im Kober-Festband „Skizzen zum Antlitz der Erde“ von G. Göttinger und Ch. Exner behandelt (1953).

Schichtfolge, Sedimentierung, Stratigraphie.

Die charakteristischen Schichtgruppen der subalpinen Molasse sind:

Melker Sande	}	Oligozän
Ollersbacher Quarz- und Granitkonglomerat		
Blockmergel von Königstetten (mit kristallinen Geröllen)		
Buchbergkonglomerat (vorwiegend Untermiozän), Block-sande von Königstetten	}	Unter- bis Mittelmiozän
Schlier (vorwiegend Burdigal-Helvet)		

Melker Sande.

Die Verbreitung der Melker Sande verteilt sich mit wenigen Ausnahmen auf die Alpenrandzone von Kirchstetten—Ollersbach—Neulengbach—Rappoltenkirchen—Ried am Riederberg bis Königstetten, und zwar auf die Zone zwischen dem Flyschrand selbst und dem diesem vorgelagerten Buchbergkonglomerat, bzw. dessen östlichem Äquivalent, den Blocksanden von Königstetten. Nur ausnahmsweise tritt der Melker Sand auch nördlich des Buchbergkonglomerates auf (Haag bei Neulengbach).

Die Melker Sande des Gebietes ähneln petrographisch dem Linzer und Retzer Sand, Strandsandablagerungen am Süd- und Ostrand der Böhmisches Masse in Ober- und Niederösterreich.

Der Melker Sand ist oft ein ganz weißer, gelblich oder bräunlich oxydierter Quarzsand von bald feinem, bald größerem (bis Erbsengröße) Korn. Zwar heute am Flyschrand gelegen, muß er am Strand eines kristallinen Grundgebirgsrückens sedimentiert worden sein, wie auch sein Feldspat- und Glimmergehalt dartut. Der Melker Sand ist nicht als Abschwemmungsprodukt der Flyschzone zu deuten. Häufig bildet der Melker Sand kugelige Konkretionen („Mugel“), stellenweise ist er auch zu einem Quarzsandstein verfestigt.

Die Fazies der vorherrschenden Führung von Quarz- und Granitgeröllchen und Geröllen bezeichnen wir als Ollersbacher Konglomerat (vgl. dieses).

Die häufig beobachtbaren eckigen Stücke von Granit, Gneis, Quarz und seltener von Amphibolit im Melker Sand sprechen gleichfalls für seine Verknüpfung mit einem kristallinen Grundgebirgsmassiv. Da der Melker Sand am Südrand des Molassegebietes noch stark tektonisch beeinflusst ist und an der Flyschfaltung teilgenommen hat, können diese eckigen Splitter und Trümmer als Scherlinge aus dem kristallinen Untergrund aufgefaßt werden.

Das kristalline Grundgebirge, an dessen Rand der Melker Sand abgelagert wurde, ist heute nicht mehr anstehend zu beobachten. Es verbirgt sich unter der Überfaltung durch den südlich davon gelegenen Flysch. Wir nannten diesen Grundgebirgsrücken den „Comagenischen Rücken“ (nach Comagene, dem heutigen Tulln). Auf dessen Vorhandensein weist auch das Auftreten des Grundgebirgssockels unter jüngeren, quartären und tertiären Schichten der Bohrung Moosbierbaum hin.

Auch nördlich Neulengbach wurde durch die Bohrung Raipoltenbach das kristalline Grundgebirge in der Teufe von 740 m nachgewiesen.

Trotz der Nähe des herangeschobenen Flyschrandes enthält der Melker Sand keine Gerölle des Flysches. Die Flyschheranschiebung ist also später erfolgt, das Grundgebirge wurde überfaltet und sank zudem in die Tiefe.

Der Melker Sand des Alpenrandes wurde schon von O. Abel (Jahrb. 1903) und von E. Nowack (Verh. St.-A. 1921) ins Oberoligozän gestellt. H. Vettters (Jahrb. 1917) wies auf Analogien mit dem Retzer Sand hin, der bei Unternalb Oligozänfossilien lieferte.

Für das Oligozän spricht auch das Verhältnis der Melker Sande zur kohlenführenden Serie von Starzing.

Die kohlenführende Serie der Melker Sande.

Die Melker Sande sind bei Ebersberg, Neulengbach, Starzing—Hagenau und südlich Königstetten (Grabnermühle) von Kohlenflözen begleitet, und zwar erscheinen diese sowohl nach den Tagesaufschlüssen wie auch nach den Aufschlüssen in der Grube im Liegenden der Melker Sande. Am bestens aufgeschlossenen Ausbiß der Kohle am Südgehänge des Statzbaches N Hagenau lagert das durchschnittlich $\frac{1}{2}$ m mächtige Flöz zwischen bräunlich und gelblich rostig verfärbten Melker Sanden im Hangenden und einem grünlich-grauen Tonschiefer im Liegenden. Dieser Tonschiefer wird auch durch stark dunkelgraue feinsandige Schiefer vertreten, welche Ähnlichkeit mit dem sogenannten schwarzen Schlier (Oligozän) des Amstettner Berglandes haben,

der dort dem Grundgebirge anlagert und gleichfalls im Hangenden Kohle aufweist.

Die Schichtfolgen in den alten Bauen von Starzing waren im Ida- und Leopold-Schacht, ganz gleichmäßig die folgenden: Im Hangenden der Kohle waren Sande und Sandsteine (zum Teil verfestigte Melker Sande), dann kam die Kohle, in deren Liegendem blaue Tone oder graue bis dunkelgraue Schiefer waren. Die übereinstimmend darunter angefahrenen Konglomerate gehören dem jüngeren miozänen Buchbergkonglomerat an. Zwischen den beiden letztgenannten Schichten verläuft eine schuppenförmige Aufschiebung der kohleführenden Serie.

Aus dem Liegendton unter dem Flöz der Strecke des Leopold-Schachtes von Starzing stammen alte Fossilfunde der Geol. R.-A., welche neuerdings H. Vettters bearbeitete. Der im liegenden Schiefer eingeschaltete Glaukonitsandstein (mit konkretionären „Mugeln“) führte

Ostrea gigantea,

was jedenfalls auf Oligozän, mit großer Wahrscheinlichkeit sogar auf Unteroligozän, hinweist. Die neu untersuchte Fauna enthielt:

Voluta calva Sow.

Fusimorio cf. *carcariensis* Micht.

Limopsis retifera Semper (häufig).

Nucula sp.

Leda sp.

Fischschuppen, Fischwirbel.

Die genannte Fauna ist durchaus Oligozän und marin, so daß die Kohlenbildung zwischen zwei marinen Stufen zur Entwicklung kam.

H. Vettters lieferte einen ausführlichen Bericht über die alten Baue (1923), die sich auf den Raum zwischen Starzing, Hagenau (frühere Bezeichnung auch „Hohenau“) bis Kogl konzentrierten. Schon 1947 bestanden E von Starzing der Barbarastollen und die seichten Göstlbaue (aus dem Jahre 1853), welche verschieden mächtige Kohle von 1—2 m Mächtigkeit aufschlossen. Gleichzeitig (ab 1853) war unmittelbar N Hagenau der Göstlschacht im Betrieb mit einer Kohlenmächtigkeit bis zu 1 m. 1872 setzte ein Abbau im Idaschacht, W vom Göstlschacht, durch Donath ein. Die durchschnittlich 1.8 m mächtige Kohle erreichte stellenweise sogar 2.5 m Mächtigkeit. Infolge der schwierigen Abbauverhältnisse im steil S—SE-fallenden Gebirge wurden die Göstlbaue und der Göstlschacht schon 1874 aufgelassen. Darauf schritt man 1874 im Glatzmayschacht unmittelbar östlich des Ortes Starzing an den Abbau des Flözes (mit einer Mächtigkeit von durchschnittlich 1.6 m).

Im geologischen Streichen zum alten Kohlenausbiß am Starzbach wurde an der Straße Starzing—Hagenau S Starzing 1875 ein Schacht abgeteuft (Donath), der Leopoldschacht. Die Kohle hatte maximale Mächtigkeit von 1.5 m und mit 114 m Tiefe wurde der Schacht der tiefste des Gebietes überhaupt. Doch auch dieser Schacht und der Idaschacht wurden ab 1880 stillgelegt. Östlich vom alten Göstlschacht teufte 1895 Mauthner den Plutoschacht ab, mit durchschnittlicher Kohlenmächtigkeit 1.4 m, doch wurde auch dieser Bergbau nach einem Jahre aufgelassen.

Die östliche Fortsetzung des Kohlengebietes von Starzing—Hagenau ist noch bei Kogl durch alte Baue erwiesen. Hier bestand 1872 ein Schurf-

schacht mit einem Stollen, wobei bloß Kohlenlinsen von einigen Zentimetern Dicke angefahren wurden und am oberen Ortsende von Kogl der Althan'sche Schacht.

Nach der völligen geologisch-stratigraphischen und tektonischen Analogie kann das Gebiet zwischen Rappoltenkirchen und dem Elsbachtal, besonders S vom Hohenwartzuge, als weiteres Kohlenhoffnungsgebiet bezeichnet werden, wenn es auch in diesem Raume nicht mehr zu einer Bohrung gekommen ist.

Trotz der ansehnlichen Querverschiebung des Elsbachtales ist auch östlich nahe dem Flyschrande bis Königstetten wegen des spurenhafte Auftretens von Melker Sand Kohle nicht ausgeschlossen.

Das schwache Kohlenflöz bei der alten Grabenmühle SE Königstetten, wurde schon vor 1900 beschürft. In den 20er Jahren durch eine Bohrung der Gemeinde Wien wieder nachgewiesen, muß es als das östlichste Vorkommen bezeichnet werden, da östlich des Grabens, an der Querstörung von Königstetten, die Molasse infolge der Flyschfrontvorschiebung oberflächlich ein Ende findet.

Über die westliche Fortsetzung der Kohle von Starzing—Hagenau sind wir mangels an neueren Bohrungen auf die älteren Daten angewiesen. Starzing gibt auf seiner geologischen Karte NE Neulengbach im Talboden ein Kohlenvorkommen an, doch ist von Beschürfungen nichts bekannt. Nach alten Angaben (1858) wurden beim Bau des Bahnhofes Neulengbach auch Kohlenspuren gefunden.

Schließlich reiht sich daran das durch den alten Bergbau mit 0,8 m Mächtigkeit sichergestellte Kohlenvorkommen von Ebersberg (SW Neulengbach). Freilich war dieser Bergbau nach Czjžek schon 1852 eingestellt. Wie bei Starzing lag das Flöz zwischen dem Buchbergkonglomerat im N und dem Melker Sand im S, der Durchspießungen von Flyschbrettern, ähnlich wie S Starzing, enthält.

Während die bisherigen Kohlenvorkommen sich an die Zone zwischen dem Buchbergkonglomerat und dem Flyschrand an den charakteristischen Melker Sand-Zug knüpfen, liegt das kleine Kohlenvorkommen von Haag bei St. Lorenz N vom Buchbergkonglomeratzug an der Grenze gegen das zusammenhängende Gebiet des miozänen Schliers. Unterhalb (nördlich) des Buchbergzuges ist etwas Melker Sand aufgeschuppt, doch ist das Flöz nicht als Basalflöz der Melker Sande wie in Starzing aufzufassen, da der graue Liegendton fehlt. Es gehört den obersten Lagen des Melker Sandes an, der sich mit dem Schlier nördlich davon zu verzahnen beginnt.

Ollersbacher Quarz- und Granitkonglomerat.

Wie erwähnt, ist das Ollersbacher Konglomerat eine grobe, küstennahe Fazies des Melker Sandes. Quarz- und Kristallin-(besonders Granit-)Gerölle sind in einem sandigen Bindemittel eingelagert.

Außer dem kleinen Vorkommen von Ollersbach selbst und von Hagenau war das Ollersbacher Konglomerat besonders gut an der Straße Au—Haitzerhof bei Neulengbach aufgeschlossen. Im Quarz- und Kristallinkonglomerat lagerten große Granitblöcke, aber auch einige größere Flyschgerölle.

An der kleinen Kuppe 309 NW von Unterdambach bei Neulengbach führt das Ollersbacher Konglomerat Granitblöcke bis zu 1 m Durchmesser. Vereinzelt größere Flyschblöcke deuten bereits auf die beginnende Heranschiebung des Flysches in dieser Zeit hin. Die schönsten Aufschlüsse boten

Abgrabungen des Ollersbacher Konglomerates mit großen Granitblöcken im Garten des Landhauses Schüssler bei Au, östlich Neulengbach.

Aus den obigen Aufschlüssen erhellt, daß das Ollersbacher Konglomerat eine strandnahe Ablagerung am Ufer eines kristallinen (Granit) Grundgebirges darstellt, daß aber der Flysch sich heranzuschieben begann, von dessen Front abbrechende Flyschtrümmer von der Brandung zu großen Blöcken und Geröllen geformt wurden.

Blockmergel von Königstetten (mit kristallinen Geröllen).

Die Melker Sande und das Ollersbacher Konglomerat verzahnen sich nordwärts in einiger Entfernung von der damaligen Grundgebirgsküste mit dem (älteren) Schlier oligozänen Alters. Offenbar gehören auch zu diesem älteren Schlier die Blockmergel von Königstetten, schlierähnliche Mergel mit großen und gerundeten Blöcken von Graniten nebst Quarzgeröllen im Hohlweg Rennauen (SW Königstetten, bzw. SE Tulbing).

Man muß diese Bildungen als strandnahe Sedimente auffassen. Das Schliermeer war offenbar von einer Felsküste des kristallinen Grundgebirges begleitet, von welcher große Strandgerölle in das Schliersediment herabfielen.

Dem Ollersbacher Konglomerat und den Blockmergeln ist die Führung großer, gerundeter Kristallin-(meist Granit-)Blöcke gemeinsam. Es handelt sich um Strandgerölle. Die Grundmasse ist im ersten Falle der Melker Sand, im letzteren Falle der Schlier. Das Ollersbacher Konglomerat enthält im Gegensatz zu den Blockmergeln schon größere Flyschblöcke, welche den Blockmergeln fehlen. Daher möchte man die Blockmergel von Königstetten als eine etwas ältere Phase ansprechen, während welcher die Flyschheranschichtung noch nicht eingetreten war.

Da das Ollersbacher Konglomerat und die Blockmergel von Königstetten noch mit dem kristallinen Grundgebirgsrücken verknüpft sind wie der Melker Sand, ergibt sich der Analogieschluß, auch die Blockmergel noch ins Oligozän zu stellen, zumal im unteren Miozän die Sedimentation der Molasse bereits unter dem Einfluß der herangeschobenen Flyschzone steht, wie die folgenden Ausführungen zeigen.

Buchbergkonglomerat (vorwiegend Untermiozän), Blocksande von Königstetten.

Während die bisherigen Sedimente sich durch überwiegende oder reiche Führung von kristallinen Geröllen und Blöcken auszeichnen und als mehr oder weniger strandnahe Sedimente des kristallinen Grundgebirges betrachtet werden müssen, besteht das Buchbergkonglomerat ganz überwiegend aus Flyschgeröllen und Flyschgeschieben, nur ganz selten sind Granitblöcke eingeschaltet. Es handelt sich um deltaartige Schotterablagerungen von Flüssen, welche schon in der Flyschzone nach deren Heranschichtung und teilweise in der mitaufgeschobenen Kalkzone wurzelten, denn vereinzelt gesellen sich auch Kalkgeschiebe zu den vorherrschenden Flyschgeschieben.

Die Flyschgeschiebe haben im Buchbergkonglomerat meist eine Unterfaust-Größe, doch nehmen die Geschiebegrößen nordwärts und nordostwärts (das Neulengbacher Gebiet als Zentrum betrachtet), ab. Aus dem Umstand, daß das Buchbergkonglomerat vorwiegend Flyschgerölle enthält, während Kristallinblöcke nur ganz selten sind, muß geschlossen werden, daß der

kristalline Grundgebirgsrücken des oligozänen Strandes im Schwinden war. Die Flyschzone war bereits nordwärts herangeschoben worden. Der kristalline Rücken wurde überfaltet und sank im Zuge der Absinkung des Alpenvorlandes tiefer.

Das Buchbergkonglomerat bildet NE von Neulengbach am Buchberg, der ihm den Namen gegeben hat, einen länger gestreckten Zug. Das gleiche gilt vom Hohenwartbergzug zwischen Rappoltenkirchen und Elsbachtal. Im Streichen gegen W löst sich das Konglomerat von Neulengbach in einzelne Geschiebenester auf, um bei Kirchstetten gänzlich aufzuhören.

Fossilien wurden bisher im Buchbergkonglomerat nicht gefunden.

Infolge Verzahnung des Buchbergkonglomerates mit dem jüngeren (untermiozänen) Schlier (Burdigal vorwiegend) wird man das Buchbergkonglomerat ins Untermiozän zu stellen haben.

Gute Aufschlüsse im Buchbergkonglomerat: Buchberg Südseite bei Burgstall, Galgenberg bei Neulengbach, Gerersdorf.

Im Gegensatz zum Buchbergkonglomerat des Buchberges und des Hohenwartberges bilden die östlich davon zur Ablagerung gelangten Blocksande von Königstetten eine fazielle Abart. Es überwiegen gelblichgraue Sande mit einzelnen Blöcken, welche aber stets nur von der äußeren Flyschzone stammen; Kristallingerölle kommen nicht mehr vor. Lagen von Sanden und flyschblockreiche Lagen wechseln miteinander ab. Die Sande sind stellenweise auch zu konkretionären „Mugeln“ verfestigt. Stets sind diese Sande von den Melker Sanden unterschieden; sie entstanden an einem Meeresstrand, der bereits vom Flyschgebirge gebildet war. Man wird nicht fehlgehen, die Blocksande als östlichere, aber gleichaltrige Fazies des Buchbergkonglomerates anzusehen.

Am Talhang westlich des Rekonvaleszentenheims bei der alten Grabnermühle SE Königstetten erscheinen die Blocksande deutlich als Hangendes der weißen Melker Sande, welche auch ein schwaches Kohlenflöz enthielten.

Die Blocksande beginnen — ähnlich wie das Buchbergkonglomerat, vor dem Flyschrand ansetzend — S Tulbing und streichen nordostwärts bis S Königstetten, wo sie von der Querstörung von Königstetten ostwärts abgeschnitten werden. Spuren fanden sich östlich dieser Querstörung weiter nördlich vorgeschoben, unmittelbar östlich von Königstetten am Rande des Tullner Beckens.

Gute Aufschlüsse sind SE und SSE von Königstetten vorhanden.

Schlier (vorwiegend Burdigal-Helvet).
(Tone, Tonmergel, Sandsteine in Schlierfazies.)

Im Buchbergkonglomerat finden sich zuweilen Nester eines grauen sandigen Tonschiefers und Mergelschiefers des Schliers, der oft beiderseits des Konglomerates ansteht, so daß man die Vorstellung gewinnt, daß das Konglomerat größere oder kleinere, auch länger gestreckte Schotterlinsen im Schlier bildet.

Während man den Schlier am Kontakt oder in Verzahnung mit dem Ollersbacher Konglomerat oder mit den Blockmergeln als älteren Schlier auffassen möchte, ist der viel weiter verbreitete Schlier in Verzahnung mit dem Buchbergkonglomerat jedenfalls der jüngere Schlier und man wird nicht fehlgehen, ihn schon aus geologisch-entwicklungsgeschichtlichen Gründen ins Untermiozän zu stellen.

Dieser jüngere Schlier, oder der Schlier schlechtweg, stellt auch als bekannte Fazies einen sehr verbreiteten Typ im außeralpinen Tullner Becken dar. Es ist ein toniges, schwach sandiges, mergeliges, feinschichtiges, graues bis blaugraues Sediment, welches aber auch Einschaltungen von tonig-glimmerigen, mürben Sandsteinen hat, welche zum mergeligen Sediment Übergänge aufweisen. Der Schlier dankt wohl der Abschwemmung und teilweisen Zerstörung der Flyschzone seine Entstehung.

Der Schlier zwischen dem Flyschrand und dem Zug des Buchbergkonglomerates ist stärker gefaltet als der Schlier nördlich dieses Zuges. In letzterer Zone tönt die Faltung im allgemeinen immer mehr nordwärts aus.

Der Fossilgehalt des jüngeren untermiozänen (bis mittelmiozänen) Schliers ist durch Analogie mit dem übrigen niederösterreichischen und oberösterreichischen Schlier bekannt.

Pliozäne und pleistozäne Flußschotter.

Nördlich der subalpinen Molasse wird der marine Schlier (Altmiozän) von brackischen Oncophorasanden des Tullner Beckens (Mittelmiozän, Helvet) überlagert, welche das Ende der Wasserbedeckung des Vorlandes in dieser Gegend bedeuten. An der Wende des Miozäns ins Pliozän traten schon Flüsse, zunächst in höheren Niveaus fließend, aus den Alpen ins Molassegebiet, bzw. in das Tullner Becken ein.

Das Talsystem der Gr. Tulln weist einige höhere Schotterterrassen auf. So Schotter in 60 m Höhe über dem heutigen Talboden der Gr. Tulln, welche in ca. 50 m relativer Höhe über der Donau den Anschluß an die sogenannte Arsenalterrasse finden würden (nach den früheren Auffassungen Jungpliozän). Diese Schotter stehen mit Verebnungen um 280 m SH. in Tausendblum und in ähnlichen Höhen im Anzbachtal südlich von der Haltestelle Anzbach in Verbindung. Die 50 m Schotterterrasse ist N Neulengbach durch Schotter W von Innprugg vertreten.

Die Schotter 25 m über der Gr. Tulln bei Untereichen sind wohl sicher Altquartär. Noch jüngere Schotterflächen gehören der Hochterrasse an, z. B. an der Vereinigung des Anzbaches mit dem Gr. Tullnbach und N Emmersdorf am rechten Gehänge der Gr. Tulln. Die Niederterrassenschotter im Gr. Tullntal liegen nur wenige Meter hoch über den heutigen Aufschüttungen des Flusses.

Pleistozäne lokale Flußschotter sind in großer Ausdehnung beiderseits des Tales von Katzelsdorf—Tulbing vertreten. Gute Aufschlüsse zeigen die Schottergruben am Südende von Tulbing.

Den Südrand des Tullner Feldes, das der Niederterrasse angehört, begleitet eine niedrige Schotterterrasse von ca. 5 m Höhe über dem Tullner Feld, welche vielleicht als Rest der Hochterrasse bezeichnet werden kann.

Die große lößbedeckte Terrasse, auf welcher das Stift Klosterneuburg liegt, wird einer Deckenschotterterrasse zugewiesen werden müssen, im Einklang mit der Wagramterrasse, welche N der Donau eine Terrassengroßform darstellt.

Im allgemeinen ist zu sagen: In bezug auf die Schotterterrassen der Donau im Tullner Becken werden die Flußschotter über 100 m über der Donau übereinstimmend ins Pliozän gestellt.

Nach den eingehenden Untersuchungen der z. T. fluvioglazialen Schotter des Donausystems werden die Wagramschotter im Tullner Feld (Höhe der Schotter über der Donau 30 m, z. B. bei Absberg) als älterer Deckenschotter

aufgefaßt (Führer für die Quartärexkursionen in Österreich 1936, 1. Band, S. 56). Es sind Bestrebungen im Gange, die Terrassen zwischen 100 und 50 m nicht mehr ins Pliozän zu stellen, sondern als ältestes Pleistozän zu bezeichnen.

Lehm ist meist aus verwittertem Schlier entstanden, seltener aus Löß. In den tieferen Teilen der Gehänge des Auberges erreicht der Lehm oft die bedeutende Mächtigkeit von 5 m.

7b. Tektonik des subalpinen Molassegebietes.

NW von der Überschiebungsfront des Flysches ist der Schlier, das bei weitem überwiegende Schichtglied mit den eingeschalteten Konglomeratlagen und dem liegenden Melker Sand, in langgestreckte, im allgemeinen südwestlich—nordöstlich, bzw. westsüdwestlich—ostnordöstlich streichende, in der Richtung nach Nordwest hin immer mehr sich austönende Falten geschlagen. Im Randgebiet gegen den Flysch herrscht noch Schuppenstruktur, worauf eine Zone zahlreicher Antiklinalen und Synklinalen folgt, die gegen das Tullner Feld hin immer flacher und breiter werden. Nach dem früher über die Stratigraphie der Schichten Gesagten, müssen die jüngeren Schichten des Schliers in Synklinalen, ältere Schichten, wie Melker Sand, in Antiklinalen und überhaupt in Aufpressungszonen erscheinen.

Der Auberg bildet eine orographisch höhere, breite Schlierzone, die im N zu einer muldenförmigen Lagerung ansetzt. Es zeigen dies einerseits die vorherrschend südlichen Fallrichtungen des Schliers an der ganzen Auberg-Nordflanke (zahlreiche Hohlwege und Gräben bei Henzing, Baumgarten, Freundorf, Klein-Staasdorf) und andererseits die nördlichen Fallrichtungen in der südlichen Flanke des Auberges zwischen Sieghartskirchen und Elsbach.

Der Muldenkern liegt gerade nördlich von Flachberg und er dürfte von hier gleichmäßig nordöstlich ziehen, wahrscheinlich am Frauenberg (E des Auberges) infolge der Querstörung von Grillenbart, wovon noch später die Rede sein wird, etwas vorgeschoben und endigt deutlich als flache Mulde von beiderseits 5°-Fallen nördlich von Katzelsdorf a. d. Zeil.

N Elsbach, Ried a. R. und Ollern treffen wir an der Südflanke des Auberges andere tektonische Komplikationen: Der offenbar auch früher hier vorhanden gewesene nordfallende Gegenflügel erscheint hier in zahlreiche Falten zusammengestaut, was offenbar dem Umstand zuzuschreiben ist, daß, wie später noch ausgeführt wird, die Flyschfront von Ried stärker vorgeschoben ist als im Westen und daher den Schlier mehr gestaucht hat. Durch Beobachtungen der Hohlwege von Weinzierl aufwärts und oberhalb Ollern ergeben sich zwischen Flachberg und Ollern, bzw. Reichersberg mindestens 5 Antiklinalachsen und 5—6 Synklinalachsen. Es ist möglich, daß die Aufschlüsse in den Hohlwegen doch nicht ganz durchgängig sind und daß die Zahl der Anti- und Synklinalen im zusammengestauchten Gebiete noch größer ist. Es ist schwierig, zu sagen, welche davon die Hauptantiklinale ist, bzw. in welcher die tieferen Schlierschichten heraufkommen (vergl. Fig. 5).

Die Tiefenlinie Elsbach—Ried—Ollern—Wilfersdorf—Katzelsdorf entspricht einer ungefähren Antiklinalachse, denn nördlich davon fallen die Schichten nordwestlich (Hohlwege nördlich von Elsbach und westlich

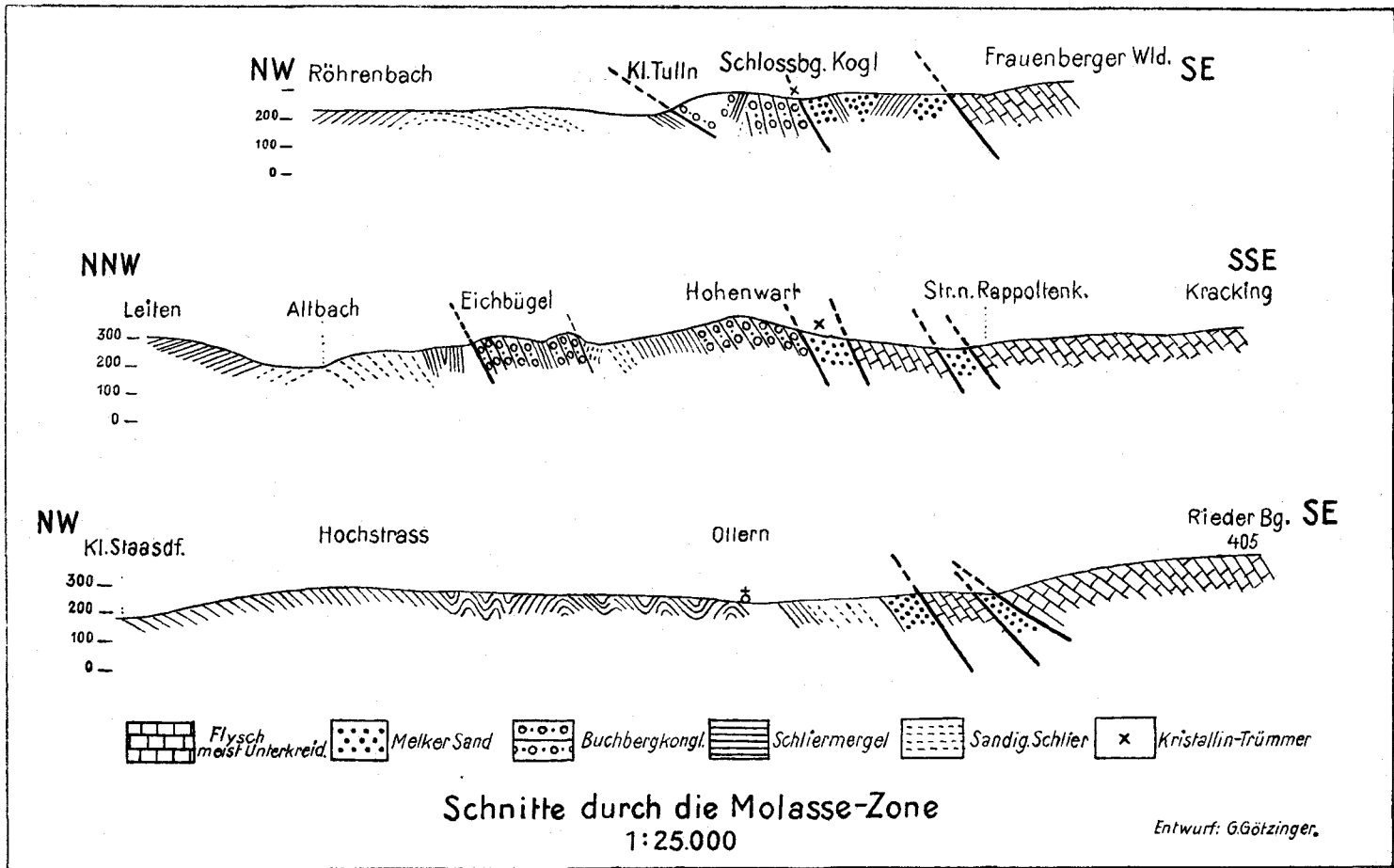


Fig. 5.

Reichersberg), südlich nahe dem Gebirgsrand hingegen südlich (z. B. gleich westlich Ollern, südlich von Ried S Wilfersdorf). Es ist aber wahrscheinlich, daß am südlichen Faltenflügel der Antiklinale einige von den südlich gestellten Schichten bereits geschuppt sind, bzw. liegende Falten darstellen.

Welchem Zuge der Antiklinalen zwischen Ollern und Flachberg die südwestlich von Königstetten beobachtete flache Antiklinale im Schlier angehört, läßt sich wegen der starken Lehmbedeckung des Frauenberges und der Entwicklung ausgedehnter Flyschschotterdecken zwischen Katzelsdorf und Tulbing nicht entscheiden.

Die bis zum Flyschrand gegen Süd anschließende Schuppungsregion besteht aus vorwiegend südlich fallenden Schuppenpaketen, die offenbar infolge Zerreißen und Verschiebungen aus nach Nord überschlagenen liegenden Falten bei der starken Zusammenstauung der Schichten infolge des Flyschvorschubes entstanden sind. Auf Grund der Stratigraphie der Schichten sind innerhalb der geschuppten Region Streifen älterer Schichten durch stärkere Aufpressungen und Streifen jüngerer Schichten durch Einkquetschungen und Einklemmungen zu erklären. Gegenüber dem Schlier bilden die Melker Sande, Ollersbacher Konglomerate und die Blockmergel Aufpressungszone mit diesen Leitschichten.

Die Aufbrüche der Melker Sande markieren offenbar als das liegendste Schichtglied die Hauptaufpressungszone des Gebietes. Nur im östlichen Teil des Molassegebietes sind die Melker Sand-Vorkommen isolierter: so unterhalb des Rekonvaleszentenheimes von Königstetten (in Spuren), südöstlich von Katzelsdorf und unterhalb, W vom Grillenberg. Hingegen zeigt sich von Ried an eine mehr oder minder zusammenhängende Zone der Melker Sande gegen Südwest streichend über die Hängewiesen—Opping—Rappoltenkirchen—Kreuth nach Kogl, um hier bei Hagenau und Starzing in das alte Bergbauggebiet einzutreten, wo die Melker Sande das Hangende der Kohle dasebst bilden. Diese Aufbrüche von Melker Sand sind jedenfalls das vornehmlichste Hoffnungsgebiet der Kohle.

Dieser Streifen von Melker Sand tritt, von wenigen randlichen Einlagerungen von Schlier abgesehen, hart an den Flyschrand heran und offenbar ist die Aufpressung des Melker Sandes erzeugt worden unter unmittelbarer Einwirkung der Vorschiebung der Flyschfront. Bei Kogl fällt der Melker Sand lokal zwar vom Flysch weg, nach NW, aber es scheint sonst das Einfallen der Melker Sande unter den Flysch, also mit südlichem Fallen, das Typische zu sein.

Daß der Flysch den Melker Sand in der Gesamtheit überschiebt, bzw. Melker Sand unter der Flyschfront anzunehmen ist, ergibt sich aus dem Auftreten von Melker Sand innerhalb des Flysches selbst bzw. aus dem Auftreten von Flyschbrettern oder Flyschschollen im Melker Sande (bzw. Schlier, vergl. auch Fig. 5).

Von Opping (E Rappoltenkirchen) in der Richtung nach Südost z. B. gelangt man aus dem Melker Sand in Neokomkalk (Flyschbrett), dann in südöstlich fallenden Melker Sand und schließlich in den Flysch.

Ein analoges Profil liegt vor vom Hohenwartberg nach Süd, in der Richtung zur scharfen Umbiegung der Straße nach Rappoltenkirchen: Auf Buchbergkonglomerat folgt Melker Sand und Schlierton, hierauf Flysch (Neokom), dann Melker Sand, vielleicht mit Schlier, zuletzt Neokom.

Ähnlich ist auch die Folge der Schuppen bei Kreuth (E Kogl): Konglomerat, Schlier, Neokom, Melker Sand mit Granitscherlingen, vielleicht Schlier und schließlich Neokom.

Diese Profile sind ganz ähnlich denen bei Starzing oder an der Südseite des Buchberges bei Neulengbach.

Gleich NW Starzing von Buchbergkonglomerat S bis SE gehend, folgen etwas Schlier, dann Melker Sand mit der kohlenführenden Serie, dann ein Flyschbrett, dann wieder Melker Sand und Schlier bis zur Flyschfront des Schönbachgrabens (vergl. Profil II auf Karte 1:28.800 in Göttinger und Vettors, Jahrb. 1923).

Im Profil vom südwestlichen Lappen des Buchbergkonglomerates über Almersberg gegen SE gelangt man vom Buchbergkonglomerat mit etwas Schlier in die Zone des Melker Sandes mit einem Flyschbrett, dann etwas Schlier, neuerlich in ein Flyschbrett und Schlier bis zur Flyschfront (vergl. Profil IV der letzt erwähnten Karte 1:28.800).

Im Gebiet SW von Neulengbach verquert man vom Buchbergkonglomerat von Ebersberg gegen S nach einer Spur von Schlier die kohlenführende Zone, dann etwas Melker Sand, ein Flyschbrett und neuerdings Melker Sand in breiter Zone bis zum Flyschrand (in letzterer Melker Sand-Zone steckt westlich von der Profillinie ein Kern von Ollersbacher Konglomerat). Ein Schnitt vom Ebersberg gegen SW nach Tausendblum zeigt im Melker Sand wiederum zwei Flyschbretter.

Lehrreich ist das Profil südlich und östlich Ried a. R. Südöstlich von Ried ist grobkörniger Melker Sand im nördlichen Teil des „Sandfeldes“ aufgeschlossen, eine Aufpressung aus dem knapp südlich von Ried südfallenden Schlier bildend; aber der Aufbruch des Melker Sandes ist im Streichen durch den beiderseits des Klostertales stark vorgeschobenen Flysch unterbrochen, indem im Westen (westlich vom „Sandfeld“) Neokomkalk fallend ESE 50°, wie nordöstlich davon an der alten Rieder Straße Neokomkalk und gebänderter Sandstein fallend SE anstehen. Diese beiden Unterkreideschuppen sind offenbar über den Melker Sand der Nachbarschaft geglitten.

Daß hier Melker Sand den Untergrund unter der Flyschdecke bildet, muß auch aus Aufpressungen vom Melker Sand mitten im Flysch, offenbar in engen Schuppen, beim Eichkogel (nahe der unteren westlichen Schleiße der Riederbergstraße) und aus Aufpressungen von Melker Sand südöstlich vom „Waldfeld“ (südöstlich von Ollern) geschlossen werden.

Der Hauptflyschfront sind also bei Ried, Ollern, Rappoltenkirchen, Kreuth und Starzing einzelne Flyschpakete, eingebettet im Melker Sand (oder Schlier), vorgestellt. Der Melker Sand kann nach den sedimentologischen Ausführungen unmöglich direkt auf der Unterkreide hangend sein, sondern Melker Sand und Neokom sind nur durch tektonische Kräfte miteinander verfaltet. Zahlreiche kristallinische Scherlinge, eckige Trümmer von Granit im Melker Sand, z. B. bei Opping, besonders bei Starzing und weiter südwestlich bis über Neulengbach hinaus bezeugen, daß der Melker Sand von seinem Ursprungsort, einer aus Kristallin bestehenden Masse abgehoben und emporgedrückt wurde, während die in einem anderen Sedimentierungsraum abgelagerten Neokomgesteine, insbesondere Neokomkalk, hierher geschoben wurden und mit Melker Sand in tektonischen Kontakt kamen.

Weniges noch über die kleineren, isolierten Vorkommen von Melker Sand östlich von Ried—Ollern. Südöstlich von Katzelsdorf, westlich „Spannern“

(1:25.000), ist aus dem sehr steil gestellten und gestauchten Schlier vor der Neokomfront des „Schottenberges“ etwas Melker Sand abgequetscht mit einem vollständig verfalteten „Schubspan“ von neokomen Sandsteinen und Tonschiefern, welche Fältelung aufweisen. In diesem Profil ganz besonders muß man sich zur Auffassung eines Schub Brettes bekennen, wobei in der Aufpressung Melker Sand heraufgerissen wurde. Melker Sand bildet also hier den Untergrund der Flyschüberschiebung.

Der nächste Aufbruch von Melker Sand ist gleich unterhalb des Rekonvaleszentenheimes südöstlich von Königstetten (flach S fallend im Wechsel mit braunen Tonen mit Kohlenspurten). Wir halten diese kohlenführenden Melker Sande, um so mehr, als deren Hangendes die mit dem Buchberg-Konglomerat in Parallele zu stellenden flyschreichen Blocksande sind, schon für die oberste Abteilung des Melker Sandes.

Nach den Melker Sanden möchten wir im östlichen Gebiet insbesondere den Granitblöcke führenden Blockschichten von Tulbing und Königstetten die Rolle relativer Antiklinalaufbrüche zuweisen. Es fallen aber diese Blockschichten, selbst unter S-fallenden Flysch einfallend, mit dem ihn scheinbar im Norden unterteufenden Schlier durchaus in südlicher Richtung, so daß wir zur Vorstellung gelangen, daß die aus der Gegend zwischen Flachberg—Ried—Ollern herüberstreichenden Antiklinalzonen im Osten zu liegender Faltenstellung und vielleicht isoklinaler Schuppung gezwungen wurden, offenbar unter dem Einfluß starker Gebirgspressung und damit ist im Einklang, daß im Osten eine starke Vorschiebung der Flyschfront eintrat und daher auf die Vorlandsschichten ein stärkerer Druck ausgeübt wurde.

Aus der südlich von Tulbing vor der Flyschstirn vorhandenen Schlierantiklinale brechen im Streichen gegen Osten die älteren granitreichen Blockschichten (von nördlich „In Ziersetzen“ und „Rennauen“) auf und es dürfte der im Streichen gut hineinpassende Melker Sandaufbruch südöstlich von Königstetten wiederum einen Aufbruch aus den Blockschichten darstellen.

Ein zweiter, wahrscheinlich gleichfalls isoklinaler Aufbruch von granitblockreichen Blockschichten liegt bei „In Schreibern“ östlich von Tulbing vor, ebenfalls entsprechend einer von Südwest heranreichenden Antiklinale.

Wenden wir uns dem westlichen Teil der Schuppenregion zwischen Ried und Kogl zu. Während sich die geologisch-tektonisch so wichtigen Melker Sand-Aufbrüche dieses Gebietes nur als Tiefenlinien markieren, erscheint das Buchberg-Konglomerat, ähnlich wie am Buchberg bei Neulengbach, Höhenzüge bildend; es ist damit eine schärfere Gliederung verursacht, während es im östlichen Teil an einem zusammenhängenden Konglomeratzuge fehlt.

Aus dem Schlier im Norden und dem Melker Sand im Süden auftauchend, bildet das Konglomerat den Zug des Hohenwart, den Eichbügel und den Hügel Kote 286, weiters den Schloßberg bei Kogl und die Höhen am linken Starzbachgehänge. Ähnlich wie im Buchberg-Gebiet bildet es auch hier eine nach Süd einfallende Schuppeneinschaltung im Schlier; scheinbar unter den Melker Sand einfallend, insbesondere bei Starzing, aber auch bei Kogl und am Hohenwart, ist es gegenüber diesem aus den erwähnten sedimentologischen Gründen sicher jünger (vergl. auch Fig. 5).

Ähnlich wie am linken Statzgraben das Konglomeratpaket infolge Querstörungen in zwei durch Schlier getrennte Schollen zerfällt (Schwarzfeld, Kote 274, und das Konglomeratpaket Kote 260 am linken Statzgraben), so

ist auch nördlich des länger gestreckten Hohenwartzuges ein Konglomeratpaket, welches den Eichbügel und Kote 286 zusammensetzt und durch Schlier vom südlichen Konglomeratrücken getrennt ist.

Im Gebiet zwischen Kogl und Neulengbach kann hinsichtlich der Einzelheiten auf die Veröffentlichung im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 1923, insbesondere auf die Karte 1:28.800 verwiesen werden. Das Buchberg-Konglomerat des Steinfeldes und des linken Statzgrabens ragt aus Schlier auf und die Südostseite des Steinfeldes ist überdies geschuppt, so daß zwei kleinere, durch Schlier getrennte Lappen zu beobachten sind. Im Hangenden erscheint noch Schlier, auf welchem in einer Überschiebung die kohlenführende Serie von Starzing als Basis der Melker Sande aufgeschoben ist. Das Einfallen ist durchaus südlich bis südöstlich.

In die Melker Sande ist ein Flyschbrett nahe den Kohlen eingepreßt, wie sich auch durch die alten Grubenbaue zeigte. Dieses Flyschbrett kommt an der Grenze zwischen Schlier und Sand knapp südöstlich von Starzing am rechter Statzbachgehänge zutage. Es ist derselbe weißliche, tonige, nicht sehr harte Sandstein, wie er auch im Flyschbrett nordwestlich von Kreuth gleichfalls nahe der Konglomerat- und Melker Sand-Grenze und südlich des Hohenwartberges erscheint. In der Gegend zwischen Elsbachtal und Starzing herrscht demnach ein sogar in Einzelheiten durchaus analoger Bauplan des Gebirges.

Der Kohlenzug Starzing—Ebersberg und das Haager Vorkommen gehören zwei gesonderten, durch den Buchbergzug getrennten Schuppenpaketen an, wobei sowohl die Schuppenflächen wie die Flözsichten S bis SE mittelsteil einfallen.

Nach den alten Profilen des Ida- und Leopoldschachtes von Starzing wurden im Hangenden Melker Sande (und Sandsteine) durchteuft, unter der Kohle graue und dunkelgraue Liegendenschiefer, welche einem Konglomerat auflagerten. Es handelt sich bei letzterem, nach den Oberflächenaufschlüssen, um das Buchbergkonglomerat, auf welches die Schuppe der kohlenführenden Serie der älteren Molasse aufgeschoben ist. Beim Leopoldschacht führte das Konglomerat im scheinbaren Liegenden der kohlenführenden Serie auch Quarzgerölle, so daß hier wahrscheinlich das Ollersbacher Konglomerat vorliegt. Dieses ist dann wieder auf das (jüngere) Buchbergkonglomerat aufgeschoben (vielleicht unter Zwischenschaltung eines Schliertones).

Es besteht noch die weitere Komplikation, daß auch der Liegendton (Plutoschacht und westliche Göstlbaue) geschuppt ist. Selbst die Kohle ist nicht von Schuppungen verschont, wie die Grubenaufschlüsse gezeigt haben.

Diese Schuppung, namentlich in der Zone Starzing—Ebersberg ist auch die Ursache, daß infolge der Verknetungen und Ausquetschungen der Schichten ständige Mächtigkeitsänderungen der Kohle geschaffen wurden, wie sie der Bergbau gezeigt hat. Es handelt sich häufig um Quetschlinsen der Kohle. Aber auch nach der Tiefe hin führte die Schuppung zu einer Abscherung des steil S—SE-fallenden Flözes.

Die komplizierte Schuppentektonik speziell in der Zone zwischen Buchbergkonglomerat und dem Flyschrand wird erhöht durch das Auftreten von schmalen durchgepreßten Flysch-Schubbrettern im Melker Sand.

Die Kohle des Bergbaues Starzing—Hagenau ist eine gute schwärzliche Braunkohle. Eine neuere Analyse der Glanzkohle Hagenau durch das Gaswerk Wien-Leopoldau (1952) ergab:

Wasser	13·11%	
Asche	14·51%	
Reinkohle	72·38%	
flüchtige Anteile der Kohle bezogen auf Trockensubstanz	44·20%	
Oberer Heizwert der Originalprobe	4705	WE
Unterer Heizwert der Originalprobe	4455	WE
Oberer Heizwert der Rohkohle trocken	5451	WE
Oberer Heizwert der Reinkohlensubstanz	6500	WE
Unterer Heizwert der Reinkohlensubstanz	6200	WE
Gesamtschwefel der Kohle	6·70%	
Schwelanalyse:		
Schwelwasser	8·0%	
Schwelteer	5·34%	
Schwelrückstand	70·96%	
Schwelgas	15·70%	

Das Bild der tektonischen Verhältnisse des Molasserandgebietes wäre unvollständig, wenn nicht die zahlreichen vorhandenen Querstörungen erwähnt würden. Dieselben bestehen zumeist in horizontalen Verschiebungen im Betrag von einigen hundert Metern entlang von Querspalten (Querverschiebungen), aber auch in Querverwerfungen, an welchen die Faltenpakete schräge Abwärts- oder Aufwärtsbewegungen erfahren haben. Entlang von gewissen Querstörungszonen haben die Schichten, selbst das Buchberg-Konglomerat, Querverbiegungen mitgemacht. Anomalien der Streichungsrichtungen, z. B. Nordwest-Südost-Streichen bzw. Südwest- oder Nordost-Fallen, stehen mit solchen Querverbindungen im Zusammenhang.

Schon der Bergbau von Starzing hat solche Querstörungen kennen gelehrt.

Auf Grund der geologischen Kartierungen konnten zahlreiche Querstörungen festgestellt werden. Wir beginnen im SW.

Konform mit der Knickung des Flyschrandes NW von Christofen zu lokalem NW-Streichen macht auch die Molasse (Melker Sande) SE vom Reiserhof (Tausendblum) das NW-Streichen mit (Querstörung vom Reiserhof — Tausendblum).

NE von Neulengbach ist ein größeres Vorkommen von Ollersbacher Konglomerat bei Au gegen NE scharf abgeschnitten und grenzt im Streichen gegen Flysch und Melker Sand. Diese Querstörung verläuft hier westnordwestlich und setzt sich wohl weiter in den Zug des Buchbergkonglomerates Schloßberg von Neulengbach — Galgenberg fort (Querstörung Au).

Ausnehmend prägnant ist die Querbeugung (Sigmoide von Almersberg), an der das Buchbergkonglomerat aus NE-Streichen in SE- bis SSE-Streichen (mit SW-Fallen) übergeht, um sich dann wieder nach NE fortzusetzen. Die Querbeugung macht auch der begleitende Schlier und Melker Sand mit, der zwei Flyschbretter enthält, die gleichfalls von der Querbeugung betroffen sind und eine Zerreißung in einzelne Schollen erfahren haben.

Der Zug des Buchbergkonglomerates enthält NW Burgstall eine schmale Durchquetschung von Schlier infolge einer Querstörung (Querstörung von Burgstall), die sich NW am Nordhang des Buchberges durch eine

Einbuchtung der Schlierlage verrät; die Störungslinie verläuft in NW-Richtung gegen Haag (Querstörung von Haag).

Bei Johannesberg ist der Buchberg-Konglomeratzug scharf in NW—SE-Richtung abgeschnitten und zwischen diesem Ostende des Zuges und der Einzelscholle des Buchbergkonglomerates mit der Ortschaft Johannesberg ist Schlier durchgequetscht (Querstörung von Johannesberg).

NW Starzing springt das Buchbergkonglomerat nordwärts zurück und Schlier schiebt sich entlang einer Störungslinie nördlich hervor. Der östliche Flügel des Buchbergkonglomerates mit Kote 298 ist an dieser Querstörung gegenüber dem westlichen Lappen nordwestwärts vorgeschoben (Querstörung von Starzing).

Weiter östlich ist die Querstörung von Hagenau entwickelt, an der das Buchbergkonglomerat abschneidet, wobei der Schlier zwischen zwei Konglomeratschollen durchgequetscht ist. Diese Querstörung hängt vielleicht mit der Querstörung von Kogl zusammen, die wahrscheinlich aus einer NW—N- bis NNE-lichen Verschiebung (die Hauptverschiebung in letzterer Richtung) besteht.

Eine wichtige Querstörung ist die von Kogl, die mit der nord-südlichen Talrichtung zusammenfällt. Sowohl Flyschrand wie Melker Sand und insbesondere das Buchberg-Konglomeratpaket sind hier an der rechten Seite des Tales um etwa 250—300 m vorgeschoben. Nordsüd-verlaufende Klüfte im unteren Statzgraben, vielleicht im Zusammenhang mit der Streichungsänderung der Flyschschichten am unteren Schönbach (Nordnordost—Nord-Streichen) stehen mit der Querstörung von Kogl in auffallender Parallelität.

Nord-südlich gerichtete Klüfte ohne sichtliche seitliche Verschiebung beobachtet man im Konglomerat des Schloßberges bei Kogl. Weitere N—S-verlaufende Querstörungen mit seitlichen Verschiebungen sind im Bereiche der „Schloßbergäcker“ SE Kogl (Blatt 1:25.000) mit kleinen Schleppungen der Schichten zu beobachten.

Östlich von Rappoltenkirchen ist der Konglomeratzug des Hohenwart-Berges deutlich L-förmig gekrümmt und diese Querbeugung machen offenbar die Melker Sande mit (Querverbiegung von Öpping), ähnlich der großen sigmoidalen Verschiebung des Buchberg-Konglomeratzuges nord-östlich von Neulengbach (Almersberg).

Nördlich vom Hohenwart schneidet die erwähnte sekundäre Konglomeratkuppe des Eichbügels (SE Gerersdorf, Blatt 1:25.000) an einer NNW—SSE-gerichteten Querstörung scharf ab (Querstörung von Gerersdorf). Auch diese Querstörung ist mit einer horizontalen Verschiebung in Verbindung; an ihrer SSE-lichen Fortsetzung ist das Konglomerat des Hohenwart-Gipfels etwas NW-lich vorgeschoben. Dadurch wird ein dem Nordgehänge des Buchberges analoges tektonisches Bild erzeugt.

Gegenüber dem Konglomerat des Eichbügels ist das Konglomeratpaket von Kote 285 (Blatt 1:25.000) südlich von Elsbach wieder etwas in der Richtung gegen Südost zurückgetreten und in etwas abgeschwächtem Maße zeigt auch der Konglomeratrücken des Hohenwart eine kleine Einbuchtung an der Nordseite. Es liegt gleichfalls eine kleine Querstörung vor (Querstörung von Elsbach).

Das Konglomerat des Hohenwart endigt aber gegen Osten plötzlich mit einer Nordnordwest—Nord-verlaufenden scharfen Begrenzungslinie und in der

Fortsetzung erscheint zunächst noch am linken Elsbachgehänge Schlier, der an der Vereinigung von Schlieffgraben und Elsbach (Anningerbach, Blatt 1:25.000) zu Ost-Fallen gedreht ist. Am rechten Gehänge tritt, von einer kleinen Konglomeratpartie gleich östlich des zuletzt erwähnten Schlier-aufschlusses abgesehen, durchaus Unterkreide auf. Es liegt hier eine sehr wesentliche Querverschiebung des Flysches vor, gegenüber dem Flysch der „Hängewiese“ (Blatt 1:25.000), etwa um 1 km (Querverschiebung des Elsbachtales). Mit ihr hängt offenbar auch die nord-südliche Streichungsrichtung des Schliers bei flachen Ost-Fallen gleich westlich von der scharfen Umbiegung des Elsbaches gegen West zusammen. Entlang dieser Querstörung ist also der Schlier mit der Verschiebung des Flysches geschleppt worden und es entspricht wohl die kleine Konglomeratpartie des Elsbachwaldes (Blatt 1:25.000) nur einer eingeklemmten Scholle.

Die entlang der Querstörung des Elsbachtales vor sich gegangene Flysch-verschiebung reicht bis knapp südlich von Ried, wo Neokomkalk noch westlich von „Sandfeld“ (Blatt 1:25.000) ansteht. Am „Sandfeld“ wird der Melker Sand beiderseits des Klostertales von beiderseits stark vorgeschobenen Flyschpartien begrenzt. Kleine, nordwestlich gerichtete Querverschiebungen sind hier zur Erklärung heranzuziehen (Querstörung von Ried). Sie markieren sich wohl noch E Weinzierl (Aubergebiet) in der nordwestlichen Fortsetzung in Schleppungen des sonst ostnordöstlich streichenden Schliers zu Nordwest-Streichen.

Kleinere, wohl mit Zerrüttungen, nicht aber mit Horizontalverschiebungen im Zusammenhang befindliche Querstörungen sind am Eichkogel (E Ried am Riederberg), an der Rieder Straße in Flysch und Melker Sand zu beobachten (Querstörung vom Eichkogel). Die hier aufgepreßte Schuppe von Melker Sand zeigt nahe der Rieder Straße Nordnordwest-streichende und Westsüdwest-fallende Klüfte und gleich westlich davon ist Melker Sand mit ungefähren West-Fallen eingequetscht.

Die bei Ried zu beobachtende NW- bis NNW-Richtung der Querstörungen hält bis in die Gegend von Tulbing an. Im Schlier, gleich westlich von Ollern (an der Straße), sind deutliche Klüfte mit Nordnordwest—Südsüdost-Richtung und mit Westsüdwestfallen zu beobachten.

Südöstlich von Ollern im „Waldfeld“ (Blatt 1:25.000) springt der Neokom-flysch entlang einer nordwestlichen Störungslinie zurück, um im östlichen „Waldfeld“ neuerdings entlang einer Nordwest-gerichteten Störungslinie vorzuschieben. Beide Störungslinien (Ollern) sind auch morphologisch sehr deutlich zu erkennen; an ihnen sind Verschiebungen im Betrag von 300 m eingetreten. Die östliche der beiden Querstörungen setzt sich wohl, nach Nordwest—Südost-streichenden Klüften zu schließen, bis in die Gegend südlich von Klein-Staasdorf fort.

Im südöstlichen „Breitenfeld“ (östlich von Ollern) springt der Flyschrand NNW-lich vor. Die rechte Seite ist mit dem Neokomflysch vorgeschoben. Diese Querstörung läuft auf Kote 254 (Nußgraben) hinaus und sei daher die Querverschiebung vom Nußgraben bezeichnet. Der Flysch der hier wie so häufig stärker vorgeschobenen östlichen Seite zeigt am Grillenbart einen queren Faltungsbau mit Südwest—Nordost-fallenden Neokomschichten. Die Verschiebung beträgt hier etwa 250 m.

Ostlich von Ollern (Nußgraben) verläuft der Flyschrand, von ganz kleinen Querstörungen abgesehen, geradlinig bis zum Marleitengraben östlich König-

stetten. Die in diesem Tal oberhalb und unterhalb des Rekonvaleszentenheimes noch sichtbaren Vorlandsschichten, setzen sich aber nordöstlich nicht fort. Sowohl der nördliche Ausläufer des Eichberges („Himmeln“), wie nördlich davon die Rücken von „Füllern“ und „Ärgern“ bestehen aus Neokom. Entlang einer nordsüdlich gerichteten Querstörung ist die östliche Flyschpartie vorgeschoben worden (Querstörung von Königstetten).

Das System der Querstörungen konnte also von Starzing (bzw. Neulengbach) bis Ried, insbesondere an den Vorlandsschichten, östlich von Ried am Flyschrande selbst am besten beobachtet werden. Die Buchberg-Konglomeratrücken E Kogl und E Rappoltenkirchen sind am weitesten vorgeschoben im Vergleich zu den mehr zurückgebliebenen Partien von Starzing. Hingegen schob sich der Flyschrand von Kogl ab immer mehr an Querstörungen weiter vor; bei Kogl im Elsbachtal, am Nußgraben und E Königstetten bewegte sich deutlich immer die östliche Flanke gegenüber der westlichen vor.

Da der Flyschrand die Vorlandsschichten überschiebt, ist daher in den östlichen Teilen des Gebietes die Überfahrung der Vorlandsschichten durch Flysch eine weitere gewesen, an Querstörungen drangen immer die östlichen Flyschlappen vor. Tatsächlich sieht man an Stelle des breiten Zuges von Melker Sand von Neulengbach—Starzing—Rappoltenkirchen von östlich von Ried an nur mehr einzelne kleinere Vorkommen von Melker Sand und diese verschwinden unter den sich weiter vorschiebenden Flyschstirnen. Man muß demnach auch daraus schließen, daß unter dem Flysch des Randes von Ried bis Königstetten noch Melker Sand begraben ist.

Literatur.

Subalpine Molassezone.

- 1852 Čížek, J., Die Braunkohlen von Hagenau und Starzing. Jb. Geol. R.-A. 2. Heft, 42.
- 1853 Hauer, F. v., Die Eocängebilde im Erzherzogthume Österreich und Salzburg. Jb. Geol. R.-A. 9, 103—137.
- 1855 Hauer, F. v., und Foetterle, F., Geologische Übersicht der Bergbaue der österreichisch-ungarischen Monarchie.
- 1903 Abel, O., Studien in den Tertiärbildungen des Tullner Beckens. Jb. Geol. R.-A. 51, 91—140.
- 1918 Göttinger, G., Gedanken zum Schutze geologischer und geomorphologischer Naturdenkmäler in Niederösterreich. Blätter f. Naturk. u. Naturschutz N.-Ö. 5, 1—9 und 13—27.
- 1920 Petrascheck, W., Tektonische Untersuchungen am Alpen- und Karpatenrand. Jb. Geol. Staatsanst. 70, 254—272.
- 1921 Nowack, E., Studien am Südrand der Böhmisches Masse. Verh. Geol. Staatsanst. 194.
- Petrascheck, W., Kohlengologie der österreichischen Teilstaaten. Berg- u. Hüttenm. Jb. 1920 u. 1921.
- 1922 Vettters, H., Zur Altersfrage der Braunkohlen von Starzing und Hagenau in Niederösterreich. Verh. Geol. B.-A. 155.
- Aufnahmebericht über Blatt Baden—Neulengbach. Verh. Geol. B.-A.
- 1923 Vettters, H., Das Braunkohlenvorkommen von Neulengbach, Starzing und Hagenau in Niederösterreich. Jb. Geol. B.-A. 39—60.
- Göttinger, G., und Vettters, H., Der Alpenrand zwischen Neulengbach und Kogl, seine Abhängigkeit vom Untergrund in Gesteinsausbildung und Gebirgsbau. Jb. Geol. B.-A. 73, 1—38.
- 1924 Vettters, H., Aufnahmebericht über Blatt Tulln. Verh. Geol. B.-A.
- 1925 Göttinger, G., Das Alpenrandprofil von Königstetten. Allg. österr. Chem. u. Techn. Z. 33, 221—224.
- 1926 Kober, L., Geologie der Landschaft um Wien. Verlag Springer.

- 1927 Göttinger, G., Aufnahmsberichte über die Blätter Baden—Neulengbach und Tulln. Verh. Geol. B.-A.; 1927, 1—3; 1929, 45—54; 1930, 1—5; 1931, 1—5; 1932, 48—52; 1933, 39—42; 1935, 40—41; 1938, 36—38; 1939, 1—3; 1951, 62—70.
— Einige weniger bekannte Naturdenkmale des Bodens in Österreich. Festschrift d. D. u. Ö. A. V.: Aus der Ostmark. Ein Buch von Landschaft und alpinem Leben, Kultur und Geschichte. 68—78.
- 1928 Göttinger, G., und Vettters, H., Führer zur geologischen Exkursion nach Neulengbach—Starzing—Kronstein. Erläuterungen zu den Exkursionen der Tagung der D. Geol. Ges. in Wien.
- 1929 Sueß, F. E., Grundsätzliches zur Entstehung der Landschaft um Wien. Zeitschr. D. Geol. Ges. 81, 177—236.
- 1937 Weithofer, K. A., Die Fortsetzung der bayrischen Oligocänmolasse in Ober- und Niederösterreich. Zentralbl. Min. B/4, 161—174.
- 1939 Lanz, K., Die Entstehung des Tullner Feldes und seiner näheren Umgebung, der Tullner Gau. Z. f. Heimatforschung. 65 S.
- 1941 Grill, R., Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und benachbarten Molasseanteilen. Öl u. Kohle, 37, H. 31; auch: Bohrtechn. Z. H. 8.
Kühn, O., Tertiär. Geol. Jb. III a, 100—121.
Göttinger, G., Landschafts- und formenkundliche Lehrwanderungen im Wienerwald. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 65—79.
- 1943 Schaffer, F. X., und Vettters, H., Das Alpenvorland. In: Schaffer, Geologie der Ostmark, 515 ff.
- 1945 Grill, R., Über erdölgeologische Arbeiten in der Molassezone von Österreich. Verh. Geol. B.-A. 4—28.
- 1946 Göttinger, G., Landschafts- und formenkundliche Lehrwanderungen im Wienerwald. Wiener Geogr. Studien. Herausgegeben von H. Leiter, H. 10, 55 S.
- 1947 Kober, L., Wiener Landschaft. Wiener Geogr. Studien. Herausgegeben von H. Leiter, H. 15.
- 1948 Grill, R., Mikropaläontologie und Stratigraphie in den Tertiärbecken und in der Flyschzone von Österreich. Intern. Geol. Congr. Great Britain, Report, part. 15.
- 1949/50 Grill, R., und Waldmann, L., Zur Kenntnis des Untergrundes der Molasse in Österreich. Jb. Geol. B.-A. 94, 1—40.
- 1951 Schaffer, F. X., und Grill, R., Molassezone. In: Schaffer, Geologie von Österreich. 694—761.
- 1953 Veit, E., Molasse und alpin-karpatischer Überschiebungsrand in Niederösterreich und Südmähren. N. Jb. Geol. u. Pal. 97, 149—188.
Göttinger, G., und Exner, Ch., Kristallingerölle und -scherlinge des Wienerwaldflysches und der Molasse südlich der Donau. Kober-Festband, 80—106.

8. Die äußeren Molasseanteile.

Von R. Grill.

Der den Flyschrand begleitende verschuppte Molassestreifen findet im großen gesehen mit dem Außenrande des starren Buchbergkonglomerates seine äußere Begrenzung (G. Göttinger und H. Vettters, 1923), und es dürfte hier also die Aufschiebungszone durchziehen, die in westlicher Richtung bis an die Krems in Oberösterreich verfolgt werden konnte. Ein mit Hilfe von Foraminiferen gegliederter subalpiner Molassestreifen ist in dem an den vorliegenden Molasseausschnitt westlich anschließenden Teil des Kartenblattes St. Pölten einer „autochthonen“ Molasse aufgeschoben (K. Hayr, 1946). Durch die Arbeiten der Gewerkschaft Austrogasco wurde der subalpine verschuppte Molassestreifen besonders schön in der Gegend von Wink-

larn und St. Johann bekannt. Als klassisch aber ist das Profil von Bad Hall in Oberösterreich anzusprechen, das von K. Friedl, V. Petters (1936) und R. Grill (1941) begangen wurde und von dem eine Neubearbeitung von E. Braumüller vorliegt, wonach hier ein etwa 2 km breiter Streifen oligozänen südfallenden Schliers, der in sich mehrfach verschuppt sein mag, einer generell gesehen flach gelagerten Molasse im Norden aufgeschoben ist. Es fallen in deren Bereich die Schichten von der Aufschiebungslinie zunächst flach nach N zu einer Hauptbeckenmulde ein, um sich dann mit flachem Südfallen gegen den Massivrand wieder herauszuheben. Im Tullner Becken sind die Verhältnisse insoweit etwas komplizierter, als hier die faltenden Bewegungen noch weiter ins Vorland hinaus wirksam waren, hier noch flache Sättel und Mulden erzeugend. Auch wurden in diesem Bereich im Streichen gelegene Störungslinien beobachtet.

Im nordwestlichsten Teil der Karte verhindern die Quartärschotter des Tullnerfeldes über weite Flächen jeden direkten Einblick in die Molasseablagerungen. Durch geophysikalische Messungen wie durch einzelne Bohrungen liegen aber auch aus diesem Raume wertvolle Unterlagen zur Beurteilung des tieferen Untergrundes vor, wie man durch diese Hilfsmittel auch im Bereiche des Hügellandes einen wesentlich besseren Einblick in die lagerungsmäßigen Verhältnisse gewonnen hat.

Während sich die an die Aufschiebungszone nach außen anschließenden Anteile des Tullner Beckens vorwiegend aus marinen Schlierablagerungen burdigalisch-helvetischen Alters aufbauen, gewinnen weiter gegen NW zu die brackischen Oncophorasande des Helvets an Verbreitung. Sie gehen aus den Schlierablagerungen durch Wechsellagerung hervor, und man könnte im Gebiete des Haspelwaldes, Raipoltenbacher Höhe, Breiter Anger, Heuberg und Auberg auch Übergangsschichten Schlier-Oncophorasande ausscheiden. Nördlich einer Linie, die von Anzing über Waltendorf zieht und ihre Fortsetzung in Siegersdorf—Dietersdorf findet und als Aufschiebung zu deuten ist (Aufschiebungslinie Anzing—Waltendorf, H. Vettters, 1924), treten die Schliermergel gegenüber den Oncophorasanden weitaus in den Hintergrund, sind aber immerhin als Einschaltungen vertreten.

Das Paket der Oncophorasande ist vorzüglich aus bräunlichgrauen, meist feinkörnigen, glimmerigen, lockeren Sanden aufgebaut, teilweise mit Einlagerungen von sandig-tonigen Schichten. Sandsteinknauern und -bänke sind nicht selten, und die letztgenannten weisen vielfach ganz den Habitus von Flyschsandsteinen auf und wurden bei massiertem Auftreten auch schon mit solchen verwechselt. Erwähnt muß noch werden, daß die Oncophorasande vielfach lößartig verwittern, vor allem auch steile Wände bilden und eine Unterscheidung vom Löß daher nicht immer leicht ist.

Die Oncophorasande, auch die zwischengeschalteten sandig-tonigen Lagen, führen praktisch keine Mikrofauna. Fundpunkte von Konchylien, die Leitform *Oncophora*, Congerien, Cardien, Melanopsiden u. a. konnten auch im vorliegenden Gebiete vermerkt werden, und zwar bei Ebersdorf und Plankenberg. Auf Kartenblatt Krems schon liegen die Lokalitäten Reidling und Langmannersdorf (H. Vettters, 1924). Von O. Abel (1903) wurden fossilreiche Schichten von Mittermoos SE Würmla bekanntgemacht. Die ersten Funde von *Oncophora*-führenden Schichten in Niederösterreich stammen aus dem Gebiete zwischen St. Pölten und Traismauer (A. Bittner, 1896). Meistens finden sich die Fossilien in den gröbersandigen Lagen.

Als Eichbergkonglomerat werden lockere Konglomerate bezeichnet, die vorwiegend aus Flyschgeröllen, untergeordnet kalkalpinen und kristallinen Geröllen bestehen und am Eichberg und Einsiedlberg bei Abstetten in größerer Verbreitung auftreten und in zahlreichen kleineren Vorkommen auf den Höhen zwischen Tulln und Perschling zu finden sind (O. Abel, 1903, H. Vettters, 1924). Sie schalten sich den Oncophorasanden ein und ihre tiefsten Anteile dürften etwa an die Grenze Schlier-Oncophoraschichten zu liegen kommen. Sie gleichen ziemlich weitgehend den Buchbergkonglomeraten, sind aber etwas jünger als diese dem unteren Teil des Miozänschliers eingeschalteten Bildungen. Es wurden eben wiederholt Schwemmkegel aus dem südlich benachbarten Flysch in das vorgelagerte Schliermeer bzw. die Flachsee der Oncophorasande vorgebaut.

Schliermergel mit Kalksandsteinbänken und Sandsteine mit Fossilien, wie sie den Oncophorasanden eigen sind, wurden unter teilweise nur 2—3 m mächtigem Donauschotter in Zwentendorf bzw. Erpersdorf bei Baggerarbeiten im Donaustrom angetroffen (H. Vettters, 1932). Die in so geringer Tiefe liegenden harten Sandsteine haben die örtlichen Stromverhältnisse stark beeinflußt und das Wachsen des Erpersdorfer Haufens, damit die Einengung der Fahrinne, begünstigt. Nach älteren Kartendarstellungen ist früher der Hauptstrom zwischen Zwentendorf und Kleinschönbüchl weit nach Norden ausgewichen.

Das zunächst am meisten ins Auge springende tektonische Element des Molasseanteils nördlich des schon mehrfach erwähnten Aufschiebungsrandes der subalpinen Molasse ist die breite Synklinale des Auberges NE Sieghartskirchen, die gegen SW eine Fortsetzung im Gebiete des Breiten Anger—Wolfslacken und weiterhin im Haspelwald—Raipoltenbacher Höhe findet. Von SW gegen NE fortschreitend sind die einzelnen Mulden jeweils etwas gegen N versetzt, wie zahlreiche solcher Querverschiebungen durch G. Götzinger in den vorangegangenen Kapiteln aus dem Bereiche der subalpinen Molasse- und des Flyschrandes dargestellt wurden. In den erwähnten Mulden treten auch Oncophorasande über Schlier auf. Ein Antiklinalzug schiebt sich zwischen diese Synklinalregion und den Buchbergkonglomeratzug ein, und in der Nähe der Aufschiebung kam es zu Detailverfaltungen, wie auch im Profil am Fuße der geologischen Karte angedeutet wurde. In der weiter oben erwähnten Störung von Anzing—Waltendorf und ihrer östlichen Fortsetzung S des Eichberges, in deren Bereich Kristallinscherlinge und Fetzer von Melker Sand auftreten (S Waltendorf, Heuberg, NE Siegersdorf), liegt noch eine schwache Aufschiebung im Bereiche der äußeren Molasseanteile vor. An die Störung von Anzing—Waltendorf im N anschließend kann eine Hochzone im Bereiche des Moosbachgrabens und unmittelbar N des Eichberges vermutet werden. Schließlich überwiegen dann weiter nach außen zu N bis NW gerichtete Fallzeichen (R. Grill, 1945).

Die von der Seismos G. m. b. H. für die geophysikalische Reichsaufnahme durchgeführten refraktionsseismischen Untersuchungen im Tullner Becken erbrachten ausgeprägte Kurzzeitengebiete u. a. im Gebiete von Raipoltenbach NW Neulengbach und bei Moosbierbaum. Das Raipoltenbacher Kurzzeitengebiet fällt zum größeren Teil in den Bereich des Antiklinalzuges N der Aufschiebungslinie der subalpinen Molasse auf die äußeren Molasseanteile. Die zur Prüfung dieser Struktur nach verschiedenen weiteren Vorarbeiten von der Gewerkschaft Austrogasco in den Jahren 1943—1944 abgeteufte

Tiefbohrung Raipoltenbach 1, deren Lagepunkt auf der Karte angegeben ist (25), erreichte bei einer Teufe von 739·4 m den granodioritischen Untergrund, in den bis 749·0 m hineingebohrt wurde (R. Grill und L. Waldmann, 1951). Der tertiäre Anteil dieses Profils weist bis 640·0 m Miozänschlier auf, bis 688·0 m Oligozänschlier und bis 739·4 m Oligozänschlier mit Kristallingeröllen und Sandsteineinlagen. Es liegt bei Raipoltenbach eine Auftragung des kristallinen Untergrundes vor, an der die subalpine Molasse ihre nördliche Begrenzung findet, wie ähnliche Erscheinungen auch weiter westlich im niederösterreichischen Alpenvorland bekannt wurden.

Nördlich Raipoltenbach mag sich der Untergrund bis gegen 1500 m Tiefe absenken, wie nach den geophysikalischen Unterlagen zu vermuten ist. Nordöstlich Moosbierbaum, inmitten des Tullner Feldes, steigt das Kristallin plötzlich wieder auf weniger als 100 m untertags hoch. Der so markante Moosbierbaumer Untergrundsrücken findet gegen NE im Untergrundssporn von Absdorf eine Fortsetzung, in deren Bereich die Bohrungen Absdorf 1—3 niedergebracht wurden. Aus dem Gebiete der Moosbierbaumer Auftragung liegt eine alte Brunnenbohrung aus dem Jahre 1925 vor, ausgeführt von der Firma Latzel und Kutschka für die Skodawerke-Wetzler A. G., bei der in 91,09 m Tiefe das Kristallin angefahren wurde. In Absdorf 1, außerhalb des Kartenausschnittes, an der Straße 1100 m S des Westendes der namengebenden Ortschaft, war durch die Gewerkschaft Austrogasco im Jahre 1941 der Untergrund in 404·0 m Tiefe erbohrt worden. Die Struktur von Moosbierbaum-Absdorf inmitten des Tullner Beckens gehört bereits der breiten Schelfplatte an, die sich der Böhmisches Masse im Osten vorlagert, und die sich an Brüchen (Mailberger Abbruchzone) zum tieferen Molassetrog absenkt.

Jüngere Bedeckung.

Höhere Terrassenschotter finden sich im Bereiche des Tertiärhügellandes SW Tulln nur in spärlicher Verbreitung. Reste ehemals weiter verbreiteter Quarzschotterdecken liegen WSW Trasdorf in 280 m Seehöhe, auf den Neubergen W Judenau (ebenfalls in 280 m Seehöhe) und am Spitalerberg (ca. 300 m Seehöhe). Die Quarzschotter am Sattel zwischen Mitterberg und Spitalerberg E Streithofen in 222 m SH mögen auf einen Donauarm hindeuten, der den Mitterberg umfloß (H. Vettters, 1924). Weitere kleinere Schottervorkommen finden sich auf den Hügeln NW Neulengbach.

Die tieferen Schotterfluren weisen am Rande des Tullner Feldes eine größere Verbreitung auf. Als Hochterrasse gilt die das Südufer der Perschling begleitende Terrasse, deren Rand die Bundesstraße mit den Ortschaften Diendorf (198 m SH), Saladorf (196 m SH), Micheldorf (195 m SH) folgt. Sie baut sich vorwiegend aus Kalk- und Flyschschotter auf, und H. Vettters (1924) stellte fest, daß die Quarz- und Kristallinschotterflächen der Umgebung von Michelhausen, die wiederum ident mit den Vorkommen der Umgebung von Heiligeneich sind (SH 203—187 m), ohne Unterbrechung in diese Terrasse übergehen.

Echter Löß ist wenig verbreitet, meist liegen mächtige Verwitterungslehme und Abschwemmungslehme vor.

Zumindest ein Teil der Bildungen des Tullner Feldes ist holozänen Alters, wie dies in gleicher Weise für die Praterterrasse des Marchfeldes zutrifft (R. Grill, 1950/51). Auch im Tullner Feld erreichten die Hochwässer noch in historischer Zeit den Rand des südlichen Hügellandes und etwa von der

Großen Tulln ostwärts werden die Schotter von einer Aulehmdecke überlagert. Glaziale Störungen (Brodelböden) wurden auch hier nicht beobachtet. Westlich der Großen Tulln senkt sich der Strom deutlich an einem nur wenige Meter hohen Wagram, der u. a. durch die Orte Zwentendorf, Kleinschönbüchl, Langenschönbüchl markiert ist, ab. Etwa bei Asparn verschwindet diese Stufe. Es entspricht ihr ein kleiner Wagram im Bereiche des Tullner Feldes nördlich der Donau westlich von Bierbaum am Kleebigl. In den Schottergruben der Station Sitzenberg-Reidling, auf Blatt Krems schon gelegen, wurden in den Schottern oberhalb des kleinen Wagrams glaziale Störungen beobachtet und es sind diese Schotter sicher als jüngstpleistozän anzusprechen. Es fehlt auch die Aulehmüberlagerung.

Literatur.

- Bittner, A., Über das Auftreten von *Oncophora*-Schichten bei St. Pölten und Traismauer in Niederösterreich. Verh. Geol. R.-A. 1896.
- Abel, O., Studien in den Tertiärbildungen des Tullner Beckens. Jb. Geol. R.-A. 53, 1903, Wien 1904.
- Götzinger, G. und Vettters, H., Der Alpenrand zwischen Neulengbach und Kogl. Jb. Geol. B.-A. 73, Wien 1923.
- Vettters, H., Aufnahmebericht über Blatt Tulln. Verh. Geol. B.-A. 1924.
- Ein Aufschluß des tertiären Untergrundes im Donaustrom bei Zwentendorf, N.-O. Verh. Geol. B.-A. 1932.
- Pettters, V., Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen der Eurogasco im Schlier Oberösterreichs. Petroleum, 32, 1936.
- Grill, R., Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasseanteilen. Öl und Kohle, 37, Berlin 1941.
- Über erdölgeologische Arbeiten in der Molassezone von Österreich. Verh. Geol. B.-A. 1945, Wien 1947.
- Reich, H., Seismische Probleme im Alpenvorland. Verh. Geol. B.-A. 1945, Wien 1947.
- Hayr, K., Die Molasse des Alpenvorlandes zwischen Pielachtal und Kirchstetten. Verh. Geol. B.-A. 1946, Wien 1949.
- Grill, R., Aufnahmebericht über die Blätter Gänserndorf und Tulln. Verh. Geol. B.-A. 1950—1951, H. 1, Wien 1951.
- Grill, R. und Waldmann, L., Zur Kenntnis des Untergrundes der Molasse in Österreich. Jb. Geol. B.-A. 94, Wien 1951.
- Veit, E., Molasse und alpin-karpatischer Überschiebungsrand in Niederösterreich und Südmähren. N. Jb. Geol. u. Pal., Abh. 97, Stuttgart 1953.

9. Das Korneuburger Becken.

Von R. Grill.

Zwischen Rohrwald und Bisambergzug ist an Brüchen das Korneuburger Becken eingesenkt, das mit marin-brackischen Grunder Schichten des Helvets erfüllt ist, die allerdings über weite Flächen von Löß verhüllt werden, der in dieser Niederung in bedeutender Mächtigkeit zum Absatz gelangte. Am Südrande wird die Beckenfüllung von den quartären Donauschottern verdeckt. Wenn auch in der vorliegenden Karte wieder nur ein kleiner Ausschnitt des Beckens, dessen südlichste Teile, enthalten ist, so ergibt dieser Bereich doch verschiedene Aufschlüsse und Blickpunkte, an deren Hand eine gute Übersicht über das Gesamtbecken erzielt werden kann. Es ist vor allem der Teiritzberg, rund 2 km N Korneuburg, der verhältnismäßig leicht erreichbar ist und als lohnendes geologisches Ausflugsziel bezeichnet werden kann, wenn auch die dortigen Ziegelgrubea seit Jahren außer Betrieb sind und daher schon weitgehend verfallen. Deutlich tritt aber noch

die wechsellagernde, etwa 20° W fallende Serie von Tonmergeln, Tonen und gelben Sanden heraus, die teilweise ziemlich reich fossilführend sind. Durch M. F. Glaessner (1926) wurden von hier 105 Arten und Abarten von Konchylien beschrieben, unter denen charakteristische Formen des Helvets enthalten sind, während solche, die im Torton häufig oder ausschließlich auftreten, nicht vorhanden sind. Die Foraminiferenfauna weist einen deutlich brackischen Charakter auf. *Rotalia beccarii* und Elphidien sind in erster Linie vertreten. Einen ähnlichen mikropaläontologischen Charakter weisen die das Torton unterlagernden Grunder Schichten der Mistelbacher Scholle des Wiener Beckens auf (R. Grill, 1948). Die Füllung des Korneuburger Beckens wie die das Torton unterlagernden Jungtertiärsedimente des Wiener Beckens dürften nur den oberen Teil des Helvets umfassen, wofür außer tektonischen Überlegungen — das inneralpine Helvet ist ja nicht mehr überschoben — in jüngster Zeit auch klare paläontologische Hinweise beigebracht werden konnten. Die von A. Papp (1952) erzielten Ergebnisse mittels morphogenetischer Feinuntersuchungen der Mollusken können durch die mikropaläontologischen Untersuchungen durchaus gestützt werden. Die Schichten des Korneuburger Beckens wären demnach nur in weiterem Sinne als „Grunder Schichten“ anzusprechen, da die Schichten von Grund im außeralpinen Becken dem mittleren Helvet angehören.

Hinsichtlich der Mächtigkeit der Beckenfüllung liegen Unterlagen durch Bohrungen und die Geophysik vor. NW Tresdorf, 700 m vom westlichen Bruchrand entfernt, wurde durch die Bohrung Korneuburg 1 der Greifensteiner Sandstein des Beckenuntergrundes bei 450 m angefahren. Es zeigte sich, daß, wie vermutet, die Grunder Schichten dem Beckenuntergrund unmittelbar aufgelagert sind und daß demnach Schlier nicht entwickelt ist. Da der westliche Randbruch des Korneuburger Beckens eine ungleich größere Bedeutung hat als der östliche und demnach eine einseitige, westgeneigte Bruchsenke vorliegt, sind auch die größten Sedimentmächtigkeiten nahe dem westlichen Randbruch zu erwarten. Nach den refraktionsseismischen Meßergebnissen kann man mit Beckentiefen bis zu 600 m rechnen.

Die bedeutende Mächtigkeit der Beckenfüllung weist im Verein mit der Tatsache, daß Sediment und Fauneninhalt auf ein seichtes Meer schließen lassen, darauf hin, daß sich die Senke während der Ablagerung der Schichten langsam vertieft haben mußte, daß wie im Wiener Becken die Bruchbildung während der Sedimentation andauernd vor sich ging; nur gelangte sie im Korneuburger Becken noch vor dem Torton zum Stillstand, denn dieses ist an der Füllung nicht mehr beteiligt. Im Inneralpinen Wiener Becken hingegen ist mit dem Torton ein verstärktes weiteres Absinken zu verzeichnen, das bis zum Pannon anhält, in geringem Ausmaße auch noch darüber hinaus.

Im Süden ist das Korneuburger Becken durch den sogenannten Donaubruch begrenzt (F. X. Schaffer, 1907), der sich durch den Donaudurchbruch zwischen Leopoldsberg und Bisamberg mit den Randbrüchen des Inneralpinen Wiener Beckens verbinden dürfte.

Auch im Norden ist das Korneuburger Becken allseits von Brüchen begrenzt. Es ist durch einen Querbruch in der Gegend SE Ernstbrunn auf das schmale Teilbecken von Helfens eingeengt, mit dem es sein nördliches Ende findet (R. Grill, 1953).

Ein bemerkenswertes kleines Restvorkommen von vermutlichem Helvet findet sich südöstlich oberhalb der Ortschaft Bisamberg, an der Westflanke des Bisambergstockes. Fr. J. Langer (1938) gibt hier vom Waldwege von der Grotte zur Elisabethhöhe eine Reihe von Funden der *Ostrea crassissima* an, die auch am Teiritzberg häufig angetroffen werden kann und dort jedenfalls zu den auffälligsten Fossilien zählt.

Literatur.

- Schaffer, F. X., Geologische Untersuchungen in der Gegend von Korneuburg. Verh. Geol. B.-A. 1907.
- Glaessner, M. F., Neue Untersuchungen über die Grunder Schichten bei Korneuburg. Verh. Geol. B.-A. 1926.
- Langer, F. J., Geologische Beschreibung des Bisamberges. Jb. Geol. B.-A. 88, Wien 1938.
- Grill, R., Mikropaläontologie und Stratigraphie in den tertiären Becken und in der Flyschzone von Österreich. Intern. Geologenkongreß „Report of the Eighteenth Session, Great Britain 1948“.
- Papp, A., Über die Verbreitung und Entwicklung von *Clithon* (*Vittoclithon*) *pictus* (*Neritidae*) und einiger Arten der Gattung *Pirenella* (*Cerithidae*) im Miozän Österreichs. Sitzber. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl. 161, Wien 1952.
- Grill, R., Der Flysch, die Waschbergzone und das Jungtertiär um Ernstbrunn. Jb. Geol. B.-A. 96, Wien 1953.

10. Das Inneralpine Wiener Becken südlich der Donau.

Von H. Küpper.

(Mit zwei Textabbildungen, Fig. 6, 7.)

Historisches und Allgemeines.

Das im Wiener Tertiärgebiet gesammelte Beobachtungsmaterial hat mit zu den Grundlagen beigetragen, aus welchen sich die klassische Geologie entwickelt hat; ein kurzer Blick auf Historisches ist daher am Platze. An eine erste, mehr aufs Sammeln orientierte Zeit — Material vom Nußberg z. B. sandte 1846 der Vater Fr. v. Hauers an d'Orbigny zur Bearbeitung nach Paris —, schloß sich jene klassische Epoche der Wiener Tertiärgeologie, die durch die Werke „Boden der Stadt Wien“ (E. Sueß, 1862), „Geologie der Hochquellenleitung“ (F. Karrer, 1873) und „Geologie von Wien“ (Schaffer, 1906) umrissen ist und 1914 fast abgerundet erschien. Neue Anregungen kamen um 1930, wo Fragen der Erdölaufschließung in zwei Richtungen den Ausbau des geologischen Bildes erforderten: waren bisher die meisten Erkenntnisse auf die an den Beckenrändern und der Beckenoberfläche gesammelten Beobachtungen geknüpft, so galt es nun, aus den in Tiefbohrungen angetroffenen Gesteinen der Beckenfüllung zu einem Bild des tektonischen Tiefganges des Beckens zu kommen. Andererseits hat von nun an die Mitberücksichtigung mikroskopischer Tierreste wesentlich zum Ausbau der Feinstratigraphie beigetragen; wohl waren die Grundlagen hiezu in der klassischen Periode bereits gelegt worden, der Ausbau dieser Grundlagen zu brauchbaren Methoden vollzog sich jedoch außerhalb Österreich, nachdem die Praxis den Vorteil der Unabhängigkeit der Mikrofossilien vor Makrofossilien erkannt hatte. Eine abgerundete Gesamtdarstellung dieses neueren,

zwischen 1930 und 1945 gelegenen Entwicklungsabschnittes ist in der Geologie von Österreich durch R. Janoschek, 1951, gegeben.

Der Darstellung der die einzelnen Tertiärstufen zusammensetzenden Gesteine muß erläuternd vorangestellt werden, daß darin in erster Linie auf die heute noch sichtbaren größeren Aufschlüsse Bezug genommen ist. Dadurch, daß nach 1918 fast jedes Stück verfügbarer Anbaufläche im Randgebiet von Wien von Siedlungen und Kleingärten überdeckt wurde, sind gerade am Stadtrand eine ganze Reihe von Gruben und Brüchen verschwunden, die in die geologische Literatur als *locus typicus* eingegangen sind; im folgenden werden deshalb alte Lokalnamen in geringerem Umfang als einst aufscheinen.

Für ein Gesamtbild der stratigraphischen Gliederung von Tertiär und Quartär darf auf Tabelle 4 verwiesen werden.

Torton.

Nachdem im unteren Teil des mittleren Miozäns in den tieferen Teilen des Wiener Beckens sich bereits Sedimente abgelagert haben (Helvet), die an den heute zugänglichen Rändern nicht sichtbar sind, folgen im oberen Mittelmiozän die Ablagerungen des Torton. Diese sind nach Th. Fuchs charakterisiert durch eine Meeresfauna, welche sich durch Reichtum, Größe und Mannigfaltigkeit ihrer Lebewelt auszeichnet und den bei weitem größten Teil der aus dem Wiener Becken bekannt gewordenen Fossilien geliefert hat. Es finden sich in derselben Korallen, Echinodermen, Bryozoen, Balanen, Brachiopoden, Cephalopoden, Krebse und ein großer Reichtum an Foraminiferen. Von Gastropoden und Bivalven sind etwa tausend Arten bekannt. Von Fischen finden sich zahlreiche Haiische und Rochen, von Seesäugetieren Seekühe. Viele der hier vorkommenden Tierarten leben noch in der Gegenwart im Mittelmeere oder auch in tropischen Meeren, so daß man den Charakter der Fauna im allgemeinen als einen mediterranen, durch tropische Formen bereicherten bezeichnen kann.

Das Festland war zur Zeit des Torton von einer Tierwelt bevölkert, aus deren Zusammensetzung man nach Thenius auf das Vorkommen von „Feuchtlandschaften“ und „Trocken-Wald-Landschaften“ schließen kann. Die Knochenreste dieser Faunen wurden in die marinen Ablagerungen eingeschwemmt und treten dort als seltene Funde auf (siehe Tafel 15). Diese Fauna, von E. Sueß als erste Landsäugetierfauna benannt, ist durch die Einwanderung von *Mastodon*, *Dinotherium* und *Anchitherium* gekennzeichnet.

Die höchsten Absätze des Torton säumen etwa in der Höhe des Eichlhofes, der Steinbrüche ober dem Kalksburger Friedhof und der des Rauchstallbrunngrabens (Schererbruch) den Beckenrand. Die Gesteine sind entweder Nulliporenkalke (= Leithakalke) (Nußberg—Eichlhof), Amphisteginenmergel (Grünes Kreuz, Kahlenbergerstraße) oder Nulliporenkalke mit Einstreuung von Flysch- und Kalkgeröllen, schließlich auch mehr brecciös-konglomeratische Gesteine, wie sie in den Steinbrüchen des Rauchstallbrunngrabens als sich mit Algenwuchs verzahnende, in das Riff hinauswachsende Schuttfächer zu sehen sind. All diese genannten Gesteinstypen sind in ihrer Ausbildung (Fazies) gebunden an die Lebens- und Absatzbedingungen eines relativ schmalen Küstensaumes. Hierher gehören auch die in der älteren Literatur oft genannten Pötzleinsdorfer Sande, die heute nur selten bei baulichen Gelegenheitsaufschlüssen sichtbar werden. Seewärts, beckeneinwärts,

werden die Absätze rasch tonig; eine Tiefbohrung in Liesing (Nr. 10) ist bis 600 m in tonigen Gesteinen verblieben und in der Ziegelei von Soos, knapp O des Bahndammes, kann man in den Badener Tegeln beobachten, wie stark schon die darin enthaltene Lebewelt sich unterscheidet von der des unmittelbaren Küstensaumes, z. B. im Rauchstallbrunngraben.

Begibt man sich von dem Küstensaum, etwa bei Mödling oder Baden, in westlicher Richtung, so erreicht man nach Überschreitung einer Schwelle mesozoischer Gesteine das Gaadener Becken, eine einst mit dem Wiener Becken zusammenhängende flachere Meeresbucht, die in ihren tieferen Teilen (Gaaden) tonige Gesteine, mehr randlich (Siegenfeld) konglomeratische Leithakalke enthält, aber über alles weggreifend noch durch eine Decke von Flyschgeröllen (mit teilweiser Fossilführung) zugedeckt ist, welche letztere wohl über Gießhübl und Pfaffstätten mit dem Hauptbecken in Verbindung gestanden sind.

In östlicher Richtung vom Küstensaum ins Beckeninere fortschreitend, ist das Torton nur in Tiefbohraufschlüssen bekannt geworden, da der Untergrund rasch an Tiefe zunimmt. Allerdings, auf der Höhe von Oberlaa und Achau ist eine N—S-verlaufende schwellenartige Aufragung im Beckenuntergrund durch Bohrungen festgestellt, über welcher die Tortonssedimente in geringerer Mächtigkeit entwickelt sind als in den O und W hieran anschließenden noch tieferen Muldenzonen.

Nach den Angaben von Doz. Dr. Sieber ist eine Auswahl der charakteristischen Makrofossilien des Torton und Helvet auf den Fossiltafeln 8—10 dargestellt, die meist zum küstennahen Lebensbereich gehören. Dort, wo größere Formen fehlen oder wo sie in Bohrkernen selten unbeschädigt geborgen werden können, für diese Fälle bieten Foraminiferen ein ausgezeichnetes Hilfsmittel für die stratigraphische Untergliederung. Seit wir über die hauptsächlich von Dr. R. Grill entworfene und auf Tabelle 4 sowie der Fossiltafel 13 wiedergegebene Foraminiferenuntergliederung verfügen, ist es der Mühe wert, jeden Tegel oder Sand eines Brunnenaushubes oder Baugrube zu bergen: meist bietet das geschlämmte Material nicht nur eine erstaunliche Menge figural schönster Formen, sondern auch wertvolle Ergänzungen zum geologischen Kartenbild.

L i t e r a t u r.

- Kautsky, F., Die boreale und mediterrane Provinz des europ. Miozäns.... Mitt. Geol. Ges. Wien 1925.
 Veit, E., Zur Stratigraphie des Miozäns im Wiener Becken. Mitt. Reichsanst. f. Bodenforsch. 1943, Nr. 6.
 Grill, R., Mikropaläontologie und Stratigraphie in den tertiären Becken und in der Flyschzone von Österreich. Intern. Geol. Kongr. 1948, Part. XV.
 Janoschek, R., Das Inneralpine Wiener Becken. In: F. X. Schaffer, Geologie von Österreich. Wien 1951.
 Kühn, O., Unsere paläontologische Kenntnis vom österreichischen Jungtertiär. Verh. Geol. B.-A., Sonderheft C, 1952, S. 114.
 Papp, A. und Turnovsky, K., Die Entwicklung der Uvigerinen im Vindobon des Wiener Beckens. Jb. Geol. B.-A. XCVII, 1953, p. 117.

S a r m a t.

Über den marinen Bildungen des Torton folgen die der sarmatischen Stufe; Lebewesen, die auf einen normalen Salzgehalt des Meeres angewiesen sind, fehlen hier; durch Abschluß der damaligen Verbindungen zum offenen Meer hat sich der Salzgehalt des Sarmatischen Meeres umgestellt auf Normal-

brack. Auch hier ist in den Sedimenten wieder der Gegensatz zwischen Randfazies und Beckenfazies zu beobachten. Fast alle der früher zugänglichen Aufschlüsse sind verschwunden, so daß Ausdrücke wie Hernalser Tegel, Nußdorfer Tegel, Atzgersdorfer Stein, überwiegend historisches Interesse haben. Wie in Tabelle 4 dargestellt, gilt die Gliederung in Rissoen-, Erviliën- und Maëtraschichten von unten nach oben sowohl für Rand- als auch Beckenfazies. Foraminiferen sind noch vorhanden, jedoch in geringerer Artenzahl, und werden auch zur Gliederung herangezogen.

Cerithiensande, strandnahe Sedimente fast aller Sarmatzonen waren im Gebiet der Türkenschanze und an deren Steilhängen zum Krottenbachtal lange die Gewinnungsstätten von Bausanden; der „Atzgersdorfer Stein“ ist ein fester Kalksandstein mit *Cerithien* und *Ervilien*, heute noch andeutungsweise zu sehen entlang dem nördlichen Steilrand des Liesingtales zwischen Brauerei Liesing und Mauer.

Von den Uferändern sind in das Sarmatmeer stellenweise Kegel grober Flyschkonglomerate eingeschüttet worden, wie sie z. B. den Badener Berg oder den Königberg (Wien XII) aufbauen; von diesen Kegeln haben sich an Mächtigkeit bis zu dünnen Schotterschnüren abnehmende Ausläufer bis weit in das Becken fortgesetzt, wo sie als sandige Lagen schon in alten artesischen Bohrungen (Südbahn 1846, Getreidemarkt 1844) angetroffen wurden.

In groben Blockschottern des unmittelbaren Randgebietes beim Lainzer Wasserbehälter, die dort vermutlich an die Wende von Torton und Sarmat einzustufen sein werden, wurden Rollblöcke vulkanischer Gesteine angetroffen, Pikrite, die damals vermutlich erstmalig durch die Abtragung bloßgelegt worden waren.

Die Makrofauna des Sarmats ist auf Tafel 11, die Mikrofauna auf Tafel 13 zur Darstellung gebracht; die Faunen zeichnen sich nach Th. Fuchs durch relative Armut und Einförmigkeit aus. Korallen, Echinodermen, Balanen, Brachiopoden, Cephalopoden, Krebse, Haifische sowie unter den Konchylien alle großen verzierten Formen sind verschwunden. Bryozoen und Foraminiferen sind auf eine geringe Artenanzahl reduziert, die Fauna setzt sich fast nur aus einer beschränkten Anzahl mittelgroßer Konchylien zusammen.

Die Fauna der Landsäuger ist hinsichtlich der des Torton unverändert geblieben, obwohl hier die Formen der Trockenwaldlandschaft überwiegen (ältere Fundorte sind: Türkenschanze, Heiligenstadt, Hernal, Atzgersdorf u. a.).

Literatur.

Papp, A., Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener Beckens. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 45, 1954.

Pannon.

Die Ablagerungen des Pannon (Congerienstufe) sind die jüngsten Ablagerungen des Wiener Beckens, die noch unter einer zusammenhängenden Wasserbedeckung abgesetzt worden sind.

Allerdings ist diese ein Süßwassersee gewesen, da diejenigen Formen des Sarmats, die zum Leben ein gewisses Minimum an Salzgehalt erfordern, hier fehlen (z. B. Foraminiferen, Bryozoen). So gering die Anzahl der übrig gebliebenen Genera ist, so umfaßt die Fauna doch einen großen Reichtum an Arten.

Ist der Unterschied der sarmatischen und pannonischen Molluskenfaunen bedingt durch die Aussüßung des Seebeckens, so ist der sehr wesentliche

Unterschied zwischen den sarmatischen Vertebraten (1. Landsäugetierfauna oder Angustidensfauna) und denen des Pannons bedingt durch das Auftreten einer von Osten kommenden Welle von Einwanderern, welche dieser 2. Landsäugetierfauna (E. Sueß) einen neuen Charakter geben. Nach Thénius ist sie heute am besten als Hipparionfauna zu bezeichnen (*Hipparion gracile*, *Mastodon longirostris*, *Aceratherium incisivum* etc.), die ihrerseits wieder eine verschiedene Zusammensetzung in Verhältnissen der „Feuchthlandschaft“ oder „Trockenwaldlandschaft“ zeigt. Die Feststellung dieser Einwanderungswelle im Pannon gibt Anlaß, die Grenze von Miozän—Pliozän im Wiener Bereich an die Grenze Sarmat—Pannon zu legen.

In dem Ausschnitt, welchen das Kartenblatt darstellt, überwiegen tonige Sedimente, welche um die Mitte des vorigen Jahrhunderts in einer ganzen Reihe von entlang der Triester Bundesstraße angeordneten, heute zum Teil verfallenen Ziegelgruben, das Rohmaterial der Ziegelindustrie (Inzersdorfer Tegel) für die Ausweitung von Wien zur Weltstadt geliefert haben. Heute sind nur mehr die Tongruben in Inzersdorf, Vösendorf und Leopoldsdorf als repräsentative Aufschlüsse zu betrachten.

In der Richtung des Beckenrandes zeigen am Ostfuß des Eichkogels kreuzgeschichtete Sande mit verkieselten Hölzern die Nähe des Küstensaumes an; die Küstenlinie selbst ist durch hochgelegene, grobe, brecciöse Sandsteine und Breccien am Richardshof und Hubertushof gegeben, die hier direkt den mesozoischen Kalken auflagern. In diese Strandbildungen sind beim Richardshof Süßwasserkalke eingeschaltet, die sich aber auch in unregelmäßigen Linsen weiter ins Becken erstreckt haben, wie dies durch die Süßwasserkalke des Eichkogelgipfels und die Vorkommen N von Moosbrunn angedeutet ist.

Die paläontologische Gliederung des Gehaltes an Mollusken, deren Grundlagen schon durch Th. Fuchs 1873 gelegt wurden und deren letzter Ausbau A. Papp zu verdanken ist, und auch der Ostracoden hat ergeben, daß sich vor allem in den unteren Congerienschichten sowohl im randlichen als auch mehr randfern gelegenen Gebiet eine Aufeinanderfolge von Zonen erkennen läßt. Mehr kleinwüchsige Congerien überwiegen in den tieferen Zonen (A, B, C), während für das mittlere Pannon (E) die auch in Bruchstücken erkennbare *C. subglobosa* bezeichnend ist, ein Fossil, dessen Auftreten bei tiefreichenden Ausschachtungen schon seit E. Sueß auch aus den inneren Bezirken Wiens bekannt ist. In den höheren Congerienschichten macht sich die fortschreitende Aussüßung und auch Ausfüllung des Beckens durch das Vorkommen von Ligniten und Kohlentonen und in den höchsten Teilen durch die schon erwähnten Süßwasserkalke bemerkbar. Für eine Übersicht über die Gliederung darf nach den betreffenden Teilen der Tabelle 4 verwiesen werden.

Literatur.

- Papp, A. und Thénius, E., Grundlagen der Gliederung des Jungtertiärs und Quartärs in Niederösterreich. Sitzber. Österr. Akad. d. Wissensch. Wien, 1949, 158. Bd., H. 9/10, S. 763.
- Papp, A., Das Pannon des Wiener Beckens. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 39/41, 1951. — Die Molluskenfauna des Pannons im Wiener Becken. Mitt. Geol. Ges. Wien Bd. 44, 1953.
- Thénius, E., Säugetierfauna aus den Congerienschichten von Brunn—Vösendorf. Verh. Geol. B.-A. 1948, H. 7—9, S. 113.

Profil durch den Westrand des Wiener Beckens am Eichkogel.

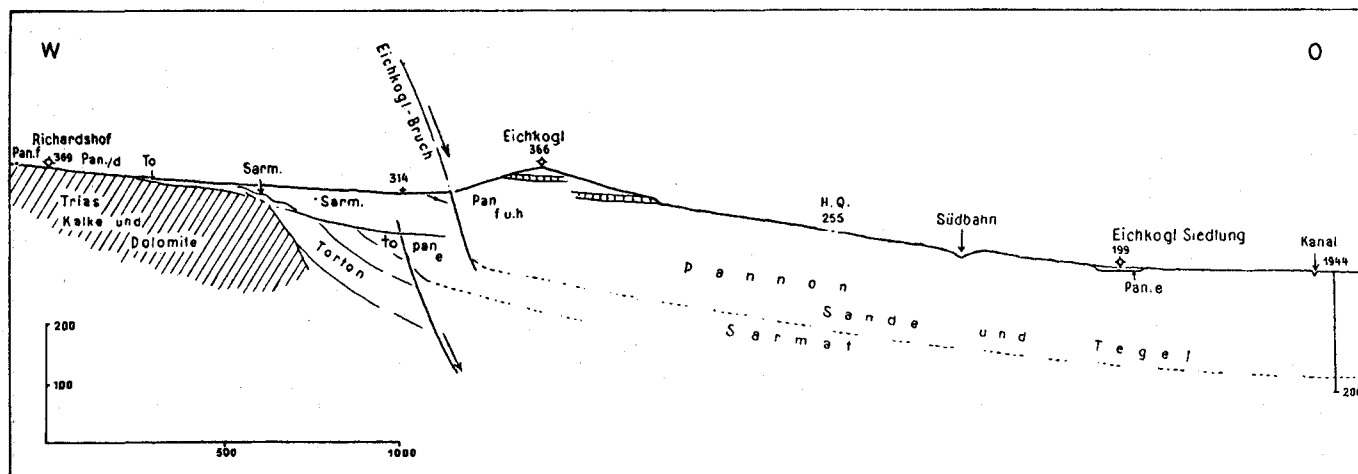


Fig. 6.

Pleistozän (Diluvium).

Mit der Auffüllung und Ausfüllung des Pannonen Meeres kam die Landschaftsentwicklung gänzlich in den Einfluß jener gestaltenden Vorgänge, die mit dem Aufbau von Schotterkegeln und -terrassen und der Abtragung derselben bei sinkendem Erosionsniveau zusammenhängen. Neben den Flußschottern wird das Becken nun auch von Lössen, Lehmen und Bodenbildungen verschiedenster Art bedeckt, die außerhalb des Schwemmbereiches der Flüsse entstanden sind.

Grundlage der Gliederung der „Diluvialschotter“ sind Fossilien und ihre Höhenlage zum heutigen Donauspiegel.

Die höchsten, ältesten Schotter, Laaerbergschotter und Arsenalerschotter, galten lange Zeit als noch zum Pliozän gehörig. Auf Grund neuerer vergleichender Einstufungen, vor allem der Proboscidierreste (*El. planifrons*), neigt man zur Auffassung, daß diese Schotter zu einer Zeit abgelagert wurden, in welcher die das Einsetzen des Pleistozän (Eiszeit) charakterisierende Klimaverschlechterung bereits eingetreten war. Obwohl diese Schotter selbst in unserem Gebiet keine direkten Eiszeitspuren tragen, müssen sie deshalb als Teile der weiten (periglazialen) Schotterfluren betrachtet werden, die räumlich die älteren Vereisungsgebiete umschlossen haben.

Laaerberg- und Arsenalerschotter (Oberkante 250 und 200 m) sowie die übrigen auf der Karte als höhere Terrassenschotter angegebenen Bildungen sind hier meist grobe Quarzschotter, stellenweise mit Grobsandschnüren, mit relativ seltenen Einstreuungen von anderem Material. Von den vielen großen Aufschlüssen des Wiener Gemeindegebietes sind heute nur mehr kleinere am Laaerberg zugänglich.

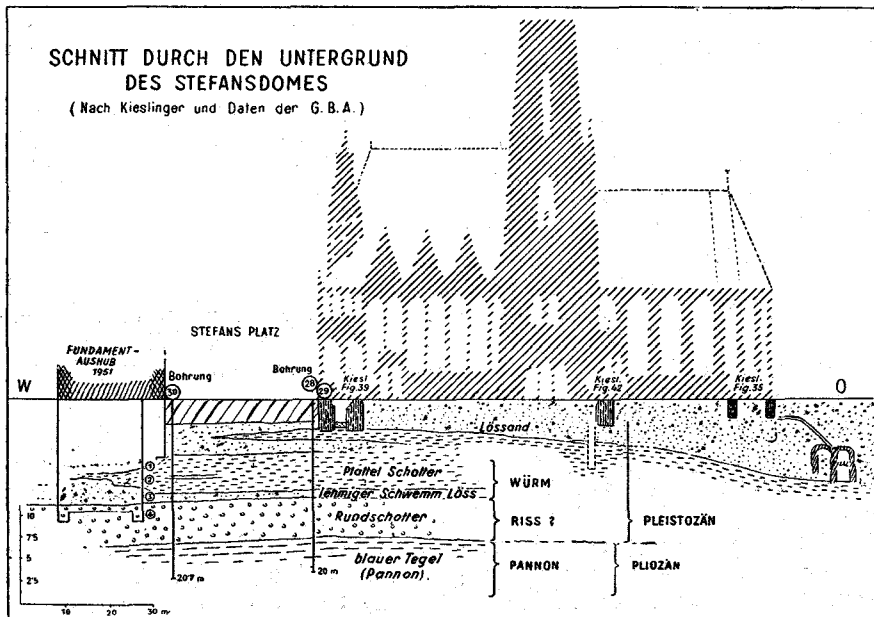


Fig. 7.

In den Schottern der tieferen Schotterstufen (Simmering-, Stadt-, Mannswörther Terrasse etc.) treten neben den überwiegend aus Quarzschottern zusammengesetzten Bildungen der Vorläufer der Donau jene hervor, welche von seitlichen Zubringern geringerer Bedeutung stammen mögen und überwiegend kantengerundete Flyschschotter führen. Im engeren Wiener Bereich heißen diese „Lokalschotter“ (Plattelschotter) und liegen, wie das beigefügte Profil des Untergrundes von St. Stefan zeigt, über den Quarzschottern (Rundschotter) der Stadterrasse.

Aufschlüsse bei Süßenbrunn + 159 m haben gezeigt, daß auch noch unter Anschüttungen der heutigen Donau Schotter liegen, die denen der heutigen Donau wohl ähneln, aber durch das Vorkommen von Mammutresten (*El. primigenius*) als Jung-Pleistozän zu bezeichnen sind.

Diese stufenförmig angeordneten Schotterflächen sind zum Teil überdeckt, zum Teil auch ausgekleidet von Lössen und Bodenbildungen. Eine zeitliche Aufgliederung hievon zu geben, ist heute noch nicht möglich; daß es sich aber um verschieden alte Löße handelt, geht aus verschiedenen Bodenbildungen hervor, Roterde, Braun- und Schwarzerde, die teils in die Löße eingelagert, teils ihnen an- oder aufgelagert sind. Auch Süßwasserkalke wurden in Verbindung mit den Lössen manchmal beobachtet (Baden, Nußdorferstraße, Gußhausstraße).

Die Löße und damit verknüpften Bodenbildungen sind pleistozänen Alters, wie aus der häufig auftretenden Lössschneckenfauna und stellenweise auch sehr reichen Vertebratenfauna (z. B. Heiligenstadt) abgeleitet werden kann.

Der Gesamtverlauf des Pleistozäns ist ein vielfältiges Geschehen, bei dem für den Wiener Stadtbereich das Vorkommen von Blockpackungen auf das mehrmalige Hereinspielen von Ausläufern eines Eiszeitgeschehens hinweist.

Holozän (Alluvium).

Wie schon erwähnt, liegen unter den Absätzen der heutigen Donau solche des Pleistozäns, die nur durch das Auftreten von Fossilien (*El. primigenius*) und sehr selten, gekritzten Geschieben als solche erkannt werden können, sich aber in der Art der Schotterführung von den heutigen nicht unterscheiden.

Wo keine derartigen Unterscheidungsmerkmale vorliegen, wird man annehmen können, daß Absätze, die ungefähr im Niveau der heute noch tätigen Gerinne gelegen sind und mit diesen in ihrer Zusammensetzung übereinstimmen, als Bildungen der Gegenwart aufzufassen sind (Silte, Aulehne und Schotter der Donau und auch aller kleineren Gerinne). Sie überdecken als relativ dünne Haut ähnliche Bildungen des Pleistozäns.

In das Gebiet der Absätze der Gegenwart fallen auch solche, die durch Funde von Spuren des historischen Menschen gekennzeichnet sind (z. B. Bronzeklinge in den Donauschottern einer Grube von Jedlesee, Scherben und Knochen in Schottern im Niveau der Sohle des Donaukanals im III. Bezirk). Hierher gehören auch die Absätze der historischen Donau, welche vor der Regulierung 1866 in vielfach gewundenem Verlauf das östliche vom westlichen Donauufer geschieden hat und als Schlußakkord der natürlichen Entwicklung des Wiener Beckens auf der Karte nach alten topographischen Daten festgehalten wurde.

Literatur.

- Küpper, H., Neue Daten zur jüngsten Geschichte des Wiener Beckens. Mitt. Geogr. Ges. Wien 1952, S. 10.
 — Uroberfläche und jüngste Tektonik im südlichen Wiener Becken. Skizzen zum Antlitz der Erde, 1953, S. 376 ff.

Der Bau des südlichen Wiener Beckens.

Die in den 40er Jahren des vorigen Jahrhunderts ausgeführten artesischen Bohrungen am Südbahnhof und Getreidemarkt sind die ersten Anhaltspunkte gewesen für eine Vorstellung über den Bau des tieferen Wiener Beckens. Dadurch, daß Wien frühzeitig mit einer modernen Wasserleitung versehen war, sind zu den genannten Bohraufschlüssen während vieler Jahrzehnte nur wenige hinzugekommen (Brauerei Ottakring, Liesing). Während über den Bau des Beckens außerhalb Wiens aus Gründen der Erdölerschließung schon ab 1930 wesentlich mehr bekannt wurde, entstanden vollständige Profildarstellungen des engeren Wiener Raumes erst 1950.

Ein Teil der für praktische Zwecke ausgeführten Tiefbohrungen hat den Beckenuntergrund erreicht und von diesem Gesteinsproben gefördert; es kann deshalb heute über den Verlauf der Kalkalpen-Flyschgrenze im Beckenuntergrund eine nähere Aussage gemacht werden. Wie auf der Karte angegeben, verläuft sie in ONO-Richtung bis etwa Simmering und biegt von da deutlich nach NNO um.

Die das Becken füllenden Tertiärgesteine liegen nicht durchwegs horizontal. Es sind Störungen zu unterscheiden, die an die Beckenränder geknüpft sind und dort zusammen mit den komplizierten randlichen Sedimentationsverhältnissen ein oft im Detail nicht leicht aufzulösendes Bild ergeben. Andere Störungen liegen wiederum weitab von den Beckenrändern und hängen dann zusammen mit Stufen oder Aufwölbungen des Untergrundes, die sich in ebensolchen der Tertiärschichten abbilden.

Zu den Randstörungen gehört der Nußdorfer Bruch, Eichkogelbruch und Badener Bruch, alles Elemente, die an den Beckenwestrand geknüpft sind, aber in ihrem Verlauf nach S ins offene Becken abschwenken. Es ist bekannt, daß die Thermen von Vöslau, Baden und Mödling und die warmen Wässer von Gumpoldskirchen an diese Randstörungen gebunden sind. Während man früher der Meinung war, daß diese Quellen an einen durchlaufenden Randbruch (Thermenlinie) gebunden sind, so ergibt sich aus dem heute vorliegenden Kartenbild, daß es verschiedene, miteinander nur lose zusammenhängende Störungen sind, an welche die Warmwasseraustritte geknüpft sind¹⁾.

Der Leopoldsdorfer Bruch, etwa vom Gebiet des Arsenalts über Leopoldsdorf bis an den Südrand der Karte durch Bohrungen festgelegt, entspricht einer Linie, entlang der sich im Untergrund des Beckens eine wesentliche, stufenförmige Absenkung von mittleren Tiefen (ca. 500 m) westlich des Bruches, zu wesentlich größeren Tiefen (ca. 2000 m) östlich des Bruches vollzieht.

Ein Gesamtbild über den Bau des Beckens ergibt sich nur an Hand von Profilen, weshalb der Karte ein schematischer Beckenquerschnitt beigelegt

¹⁾ Der Gebrauch des Ausdruckes „Thermenlinie“ im alten Sinne ist daher nicht empfehlenswert, an seine Stelle sollte eher der Ausdruck „Thermen-Randstörungen“ treten.

wurde. In das Kartenbild sind weiters eine Anzahl von Tiefbohrungen eingefügt, aus denen im Zusammenhang mit dem Profil sich ein erweitertes Bild des Untergrundes des Beckens ergibt. In verkürzter Form sind die geologischen Resultate der Tiefbohrungen in beigefügter Liste S. 138 verarbeitet.

Literatur.

- K ü p p e r, H., Westabbruch des Wiener Beckens. Jb. Geol. B.-A. XCIV., 1949—1951.
 Kieslinger, A., Neue und alte Schwefelquelle im Wiener Stadtgebiet. Bohr-
 technikerzeitung 1936.
 Stini, J., Zur Kenntnis der Herkunft der Badener Heilquellen. „Skizzen zum
 Antlitz der Erde“, 1953, S. 315.

11. Das Inneralpine Wiener Becken nördlich der Donau.

Von R. Grill.

Der kleine, südwestlichste Anteil dieses geologischen Raumes, wie er im Kartenausschnitt noch zur Darstellung gelangt, weist immerhin eine reiche Folge von Ablagerungen vom Torton bis ins Oberpannon auf. Bei der Darstellung dieses Gebietes ergibt sich die Möglichkeit, auch kurz auf die allgemeinen Züge des Aufbaues des Wiener Beckens nördlich der Donau einzugehen, das gegenüber dem südlich derselben doch gewisse abweichende charakteristische Züge aufweist.

Der Bisambergbruch an der Ostflanke der Bisambergkulisse ist einer jener großen Brüche, an denen sich das Wiener Becken absenkt. Er findet gegen Süden zu quer durch die Donauniederung eine Fortsetzung in den Nußdorfer Bruch (H. K ü p p e r, 1951). Im Trauzl-Werk SW Strebersdorf wurde bei einer Brunnenbohrung unter den jungen Donauablagerungen in 10 m Tiefe der Flysch angetroffen, während sich eine Erdölschurfbohrung etwa 1 km SE davon im Sarmat bewegte; dazwischen muß der Verwurf durchstreichen. Gegen Norden wurde der Bisambergbruch durch K. F r i e d l bis in die Gegend von Mistelbach verfolgt, wo er in das Innere der Mistelbacher Scholle hinein-
 streicht (siehe Kartenskizze bei R. G r i l l, 1950—1951, Sonderheft A). Das Steinbergbruchsystem, das das nördliche Wiener Becken durchzieht, streicht eben noch in den nordöstlichsten Anteil des Kartenblattes herein, hier allerdings bedeutend an Sprunghöhe verlierend. In der Fortsetzung eines in der Gegend N Wolkersdorf den eigentlichen Steinbergbruch im Westen begleitenden Zwischenstaffelbruches streicht gegen SW über Putzing und Enzersfeld der Putzinger Verwurf, der sich bei Königsbrunn mit dem Bisambergbruch vereinigt. Bei Putzing ist er durch einen Querbruch versetzt. Der Steinbergbruch selbst läßt sich oberflächlich bis in die Gegend von Großebersdorf verfolgen und dürfte sich mit sehr geringer Sprunghöhe unter den quartären Schottern noch weiter südwärts fortsetzen, möglicherweise in eine Anzahl von Parallelbrüchen aufgelöst.

Mit dem Putzinger Verwurf wird man zweckmäßig die Mistelbacher Scholle im Süden begrenzen, als welche man die Hochscholle des Wiener Beckens westlich des Steinbergbruchsystems bezeichnet. Den stark verschmälerten südlichen Anteil bezeichnete E. V e i t als Kronberger Scholle, die im Norden durch eine in der Gegend von Wolfpassing entwickelte

Schwellenzone begrenzt wird, die ihrerseits wieder der südwestlichste Ausläufer einer Hochzone ist, die sich vom Steinberg über Obersulz und Gaweinstal verfolgen läßt.

Helvet.

Die helvetischen Bildungen, mit denen die Füllung des Inneralpinen Wiener Beckens beginnt, streichen im Bereiche des vorliegenden Kartenausschnittes nicht aus. Es tritt dieses Helvet außer in der sandigen Fazies der „Gründer Schichten“, die schon bei Besprechung des Korneuburger Beckens angeführt wurden, hauptsächlich als Schlier auf, der besonders gut aus der weiteren Umgebung des Steinberges bei Zistersdorf bekannt wurde. Es ist ein mariner, einförmiger, sandig-glimmeriger Tonmergel von grauer Farbe, der vielfach sehr gut geschichtet ist und auf den Schichtflächen sandige Beläge aufweist. Makrofossilien sind selten; mit Hilfe der Mikrofauna lassen sich einige Zonen unterscheiden (R. Grill, 1948). Dem reich reliefierten Flyschuntergrund liegt der Schlier des Steinberggebietes mit einer Basisbreccie von aufgearbeitetem Flyschgestein (Flyschschutt) auf. Eine vorwiegend aus Mollusken bestehende Fauna daraus wurde durch R. Sieber (1953) beschrieben. Schlier und Flyschschutt wurden bislang in Maximalmächtigkeiten von 800 m erbohrt.

Eine dritte Ausbildungsart des Helvets im Wiener Becken wurde aus dem Gebiete von Aderklaa bekannt, das NE Süßenbrunn, knapp außerhalb des Randes der Karte liegt. Hier wurde unter dem Torton eine über 600 m mächtige Serie von Tonmergeln, Sanden und Sandsteinen angetroffen, in denen sich nur dünnchalige Ostracoden fanden. Es ist hier also mit weitgehenden Süßwassereinflüssen zu rechnen und ähnliches dürfte auch für das Helvet im südlichen Wiener Becken gelten.

Auf die gegenüber den jüngeren Schichtgliedern recht verschiedene Verbreitung des Helvets im Wiener Becken hat insbesondere R. Janoschek (1951) hingewiesen. So fand sich dieses z. B. auch nicht in den Bohrungen im Bereiche der Kronberger Scholle, die noch in den Kartenblattausschnitt hereinstreicht, ebenso wurde es nicht in den Bohrungen im Gebiete des Oberlaaer Rückens S Wien oder im Bereich des Beckenrandes angetroffen. Hier transgrediert überall das Torton auf dem Untergrund.

Torton.

Torton steht nördlich der Donau im vorliegenden Kartenausschnitt nur im Randgebiete des Beckens an, wo es in geringer Mächtigkeit den Flyschablagerungen des Bisambergzuges angelagert ist. Es sind dies die verschiedenen Vorkommen NW Strebersdorf, ferner SW Hagenbrunn und N Königsbrunn. Bei deren Abgrenzung mögen verschiedentlich auch kleinere Brüche eine Rolle spielen, wie bei dem Vorkommen SW Hagenbrunn angedeutet ist. Schließlich findet sich eine Reihe von Schottervorkommen am Gipfelplateau des Bisamberges.

Fossilreiches Torton in strandnaher Fazies ist NW Strebersdorf („Jungenberge“ der Karte 1:25.000) und SW Hagenbrunn („In den Wolfsbergen“ der Karte 1:25.000) entwickelt. Fossilisten dieser von H. Küpper erstmals gemeldeten Tortonvorkommen finden sich in der eingehenden Bearbeitung bei Fr. J. Langer (1938).

Nachgerade eine kleine Literatur ist um die geologische Zuordnung der vorwiegend aus Flyschgesteinen aufgebauten Schottervorkommen am Bisamberg entstanden. H. Küpper und C. A. Bobies (1927) stellen die Gipfelschotter ebenso wie die im Bereiche des Klausgrabens entwickelten Schotter (Klausgrabenschotter) ins Torton und sprechen sie als Brandungskonglomerat, als „eine randliche Fazies der Ablagerungen der zweiten Mediterranstufe“ an, wobei ihre Schlußfolgerungen wesentlich auf dem auch Schotter und Konglomerate aufweisenden fossilführenden Profil in den Wolfsbergen basieren.

Fr. J. Langer (1938) versuchte einen Teil der Schotter als pliozäne Terrassenschotter abzutrennen, wofür aber die Beweise nicht stichhältig genug sind, wie auch ebensowenig ein triftiger Grund vorhanden ist, die auch von Langer als marin angesprochenen Schotteranteile des Bisamberges nicht als Torton, sondern als Helvet anzusprechen.

Der Verfasser dieses Abschnittes konnte bei der Begehung der Miozänvorkommen des Bisamberggebietes in den Wolfsbergen an Hand neuer Aufschlüsse beobachten, daß die den oberen Teil des Profils einnehmenden Schotter im Verband mit dem Marin stehen. Auch weisen die Gipfelschotter des Bisamberges in ihrer Gesamtheit ein doch recht einheitliches Gepräge auf.

Nachdem schon F. X. Schaffner (1927) festgestellt hatte, daß am Bisamberg entgegen früheren Annahmen keine Donauschotter vorliegen, da sie doch vorwiegend aus Flysch bestehen und daher lokaler Natur sind, kann durch die neueren Untersuchungen also ein tortonisches Alter der Ablagerungen als gesichert gelten. Die 360 m Fläche des Bisamberges kann natürlich jünger sein und gilt bekanntlich in der Literatur als unterpliozän.

Bei der Deutung des geringen Perzentsatzes an Geröllen der Bisamberg-schotter, die sich nicht ohne Schwierigkeiten aus den Flyschgesteinen der näheren Umgebung ableiten lassen, hat A. F. Tauber (1940) auf die Bedeutung der „seischen Materialwanderung“ hingewiesen, die Geröllverfrachtung längs des Küstensaumes. Klippen und kalkalpine Gesteine z. B. können leicht von den südlicher gelegenen Randgebieten des Tortonmeeres bezogen werden, während Quarz und kristalline Elemente wohl durch Flüsse aus der Böhmischen Masse herantransportiert wurden.

Tortonische Ablagerungen W Enzersfeld sind bereits auf der Karte von C. A. Bobies und L. Waldmann (1928) vermerkt. Das Vorkommen konnte durch die vorliegende Neuaufnahme näher umgrenzt und in den umgebenden Rahmen eingeordnet werden. Die Bildungen sind an der Westseite des großen Grabens N Enzersfeld, der von einer Straße durchzogen wird, ganz gut aufgeschlossen. Eine große Sandgrube WNW Kote 243 zeigt graubraune Feinsande mit Kreuzschichtung. Eingelagert sind dünne Bänke von Tonmergel und Flyschschotter. Das Einfallen der Schichten ist zufolge von Rutschungen nicht ganz sicher, scheint aber gegen SE gerichtet zu sein. Nicht selten finden sich Austernbruchstücke. Im Bereiche eines auffälligen Hügels etwa 400 m NW dieses Aufschlusses, also ebenfalls westlich der Straße gelegen, finden sich neben gelben Feinsanden mit einzelnen Tonmergellagen reichlich Flyschschotter. Die einzelnen Gerölle erreichen bis über Kopfgröße und sind nach Art der Brandungsgerölle wohl gerundet. Sie sind nicht selten von Bohrmuscheln durchlöchert. Außer verstreuten Bruchstücken von *Ostrea crassissima* konnten in den gelben Sanden folgende

Fossilien (nach freundlicher Bestimmung von Pd. Dr. A. Papp) gefunden werden:

Pirenella picta Defr. var. *melanopsiformis* Au.

Pirenella nodosoplicata (M. Hoernes).

Terebralia bidentata (Defr.).

Terebralia cf. *lignitarum* (Eichw.).

Im Schlämmrückstand eines grüngrauen Tonmergels wurden *Quinqueloculina* sp. (s), *Rotalia beccarii* (h), *Elphidium* aff. *flexuosum* (+), *Cytheridea mülleri* (h) sowie selten eine Anzahl weiterer Ostracodenformen nebst *Neritina picta* festgestellt.

In der Gegend N Königsbrunn wurde das Torton durch Schurfbohrungen bekannt. Sie standen beim Bildstock an der Straße W Enzersfeld bzw. an der Westseite des Lehbanges (Kote 199). Die nördlicher gelegene (FBS 23 der Gewerkschaft Austrogasco) wurde 17·20 m tief und es wurden u. a. *Turritella* sp. und *Arca* sp. in einem grauen, sandigen Tonmergel gefunden. FBS 20 südlich davon traf bereits bei 19·30 m unter dem Torton den Flysch-Untergrund an. Der hier vermutlich in mehrere Äste aufgespaltene Bisambergbruch dürfte erst östlich davon durchstreichen.

Östlich des Bisambergbruchsystems wird das Torton von jüngeren Gliedern der Beckenfüllung bedeckt, doch wurde es auch im vorliegenden Kartenausschnitt durch eine ganze Reihe von Bohrungen bekannt. Unmittelbar nördlich von Enzersfeld wurden in einer Schurfbohrung in 36 m Tiefe marine Mikrofaunen festgestellt. Östlich Münchensthal liegt das Torton im Bereiche der Kronberger Scholle schon unter 100 m, und die vielfach dunkelgrauen, in den obersten Partien auch bunt gefärbten Tonmergel führen nicht selten eine reiche Molluskenfauna und eine Foraminiferenfauna, die für das oberste Torton der Zone mit *Rotalia beccarii* und *Neritina picta* kennzeichnend ist. An der Straße NE Münchensthal wurde eine Tiefbohrung bei 705·49 m in tortonischen Schichten eingestellt (Münchensthal 1). Im Bereiche der tieferen Tertiärstaffeln wurde im vorliegenden Raume die Tiefbohrung Königsbrunn 1 (Nr. 24 der Karte) östlich der namensgebenden Ortschaft abgeteuft. Es wurde hier bis 15·00 m Quartär, bis 120·00 m Pannon, bis ca. 290·00 m Sarmat durchteuft und im Torton bewegte sich die Sonde schließlich bis 955·00 m, ohne den Untergrund erreicht zu haben.

Schließlich seien hier noch die Bohrungen bei Aderklaa angeführt, da sie nur knapp östlich der Kartenblattgrenze liegen. Der Beckenuntergrund wurde dort von zwei Sonden angetroffen, von Aderklaa 3 und 4. Die erstgenannte hat bis 754·0 m Pannon, bis ca. 1281·0 m Sarmat, bis 2038·0 m Torton, davon ab 1843·0 m ein Konglomerat (Aderklaaer Konglomerat), bis 2709·0 m Helvet und bis zur Endteufe von 2712·30 m Hauptdolomit durchörtert. Aderklaa 4 hat den Untergrund (Gosaumergel- und Sandsteine) bei 2726·0 m angefahren und wurde bei einer Endteufe von 2758·50 m eingestellt. Sie ist damit bis jetzt die tiefste Bohrung in Österreich.

S a r m a t.

Sarmatische Schichten sind im Bereiche der Kronberger Scholle vielerorts aufgeschlossen, da sich diese oberflächlich aus diesen Schichten aufbaut. Unterpannon stellt sich erst in der Gegend von Bogenneusiedl NW Gaweinsthal ein und ist schließlich im Mistelbacher Becken zusammen mit Mittelpannon über weite Flächen verbreitet.

Während die Masse des auf der Kronberger Scholle oberflächlich sichtbaren Sarmats dessen jüngerem Anteil, der Zone mit *Nonion granosum* (R. Grill, 1943, siehe auch Tabelle 4, und Taf. 13) angehört, streicht in der Gegend von Enzersfeld an der Südwestspitze der Scholle auch tieferes Sarmat aus. Schichten der Zone mit *Elphidium hauerinum-antoninum* wurden durch eine Schurfbohrung an der Straße NE Königsbrunn (in der Nähe des Kreuzes) aus einer Tiefe von 0·95—1·30 m bekannt. Hier wurde bei 10 m auch die nächst tiefere Zone mit *Elphidium reginum* und Rissoen angefahren. Tonmergel und Feinsande setzen das Profil dieser Bohrung zusammen und bei 14·10—15·13 m ist ein Flyschschotter eingelagert. Im Hügelgelände N Enzersfeld sind graue und gelbe Feinsande, zum Teil auch Mürbsandsteine mit Kalksandsteinbänken und Lagen von Flyschschotter im höheren Sarmat sehr verbreitet.

Pannon.

In der zwischen Putzinger Verwurf und Steinbergbruch entwickelten Staffel mit ihrer südwestlichen Fortsetzung steht oberflächlich vorwiegend Mittelpannon (Zone mit *Congeria subglobosa* nach K. Friedl, 1931, Zone E nach A. Papp, 1951, 1953) an. Es ist in der Umgebung des Wachberges bei Groöbersdorf ganz gut aufgeschlossen. Vorzüglich sind gelbe, vielfach etwas tonige Feinsande mit untergeordneten Tonmergellagen entwickelt. Fossilien, darunter auch die Zonenleitform, sind nicht selten vorhanden.

Wie schon weiter oben erwähnt, hat die Bohrung Königsbrunn in 120 m Tiefe das Sarmat unter mittel- und unterpannonischen Schichten erreicht.

Durch Fr. J. Langer (1938) wurde ein kleiner Mittelpannonaufschluß unmittelbar nördlich Stammersdorf, am Weg, der vom „Rendezvous“ gegen SW in den Ort führt, bekannt gemacht. Unter den Deckenschottern, die ihrerseits wieder von 5—6 m mächtigem Löß überlagert werden, streichen graue Sande mit *Congeria subglobosa*, Melanopsiden, Limnocardien usw. aus. An der Brünner Straße, am Anstieg zum „Rendezvous“, wurden an der Sohle der dortigen Schottergrube (Seehöhe 177·50 m) in zwei Meter Tiefe durch eine Schurfbohrung gelbe, resche Feinsande angefahren, die bereits dem Oberpannon angehören, das weiterhin in zwei großen Gruben SE des „Rendezvous“ unter den Deckenschottern sehr gut aufgeschlossen ist. Die Mittelpannonoberkante liegt bei der erwähnten Schurfbohrung in einer Tiefe von 27·90 m. Während die oberpannonischen Bildungen des nördlichen Wiener Beckens sonst am Steinbergbruch ihre scharfe westliche Begrenzung finden, wie dies schon im Gebiet von Groöbersdorf der Fall ist, ist eine solche durchgehende tektonische Grenze im Gebiete des westlichen Marchfeldes zufolge des Aushebens des Steinbergbruchsystems nicht vorhanden.

Jüngere Bedeckung.

Nur in einem schmalen Streifen stehen die Glieder der Beckenfüllung östlich des Bisamberges an. Sie verschwinden bald unter einer Terrassen-schotterfolge, die sich weit nach Osten dehnt und dem Marchfeld, einer breiten Stromebene von Donau und March, angehört. Nördlich von Stammersdorf sind in rund 220 m Seehöhe noch einige höhere Terrassenreste vorhanden, die in ihrer Höhenlage, etwa 65 m über dem Strome, den auch oberhalb Höbensdorf im außeralpinen Becken entwickelten Schotterflächen entsprechen und also zwischen Laerberg- und Arsenalniveau zu liegen

kommen. Der Abfall zu den jüngeren Terrassen ist von mächtigem Löß verhüllt.

Westlich Seyring quert die Bundesstraße eine ausgedehnte Schotterplatte, die mit den Deckenschottern des Alpenvorlandes parallelisiert wurde (H. Hassinger, 1905). Der westliche Teil liegt in 180—186 m Seehöhe, der östliche in etwa 175 m Höhe. Dieser ist aber nur im südlichen Bereich der Platte von der höheren Terrasse deutlich abgesetzt, während sich gegen N zu dieser Abfall verliert. Im Südwesten, um das „Rendezvous“, ist die Schotterplatte lößbedeckt, ansonst ist sie lößfrei. Sehenswerte Aufschlüsse in der höheren Terrasse finden sich SE des „Rendezvous“, wo auch, wie schon weiter oben erwähnt, unter den Schottern das Pannon ausstreicht, das sich am Wagram noch ein Stück weiter nach Osten bis zur Niederterrasse von Seyring verfolgen läßt. Die Schotterunterkante SE des „Rendezvous“ liegt in ca. 175 m Seehöhe und die tieferen Teile der hier in den erwähnten Gruben aufgeschlossenen Schotter zeichnen sich durch zahlreiche, bis 1,5 m Durchmesser aufweisende Blöcke von Granit, Gneis, Flysch, Kalk u. a. aus. H. Küpper (1950) ist der regionalen Verbreitung solcher Blockpackungen in den Terrassenschottern der Umgebung von Wien nachgegangen.

Knapp westlich Seyring fällt die Deckenschotterplatte zu der breiten jungpleistozänen Terrasse ab, die bei der erwähnten Ortschaft 165 m hoch liegt und sich ostwärts bis zur March dehnt. Mit dem von Stammersdorf über N Gerasdorf gegen E verlaufenden Wagram finden alle diese Ebenheiten ihre südliche Begrenzung und südlich davon schließt sich das jüngste und tiefste Donauterrassenniveau an, das auch Praterterrasse genannt wird und den ganzen südlichen Teil des Marchfeldes einnimmt. Sandig-lehmige Bildungen (Aulehm, Silt) bedecken weithin die Schotter der heutigen Stromebene und glaziale Störungen (Brodelsbödenbildung) wurden hier nicht beobachtet. Auf der erwähnten breiten Terrasse nördlich davon fehlt dieser Silt, aber es findet sich das Brodelsbödenphänomen in prachtvoller Weise entwickelt, dieses selbstverständlich auch im Bereiche der höheren Terrassen (R. Grill, 1951a). Der höhere Teil der Ablagerungen des jüngsten Donau-niveaus ist wenigstens teilweise als Holozän anzusprechen und es erreichten die größten Donauhochwässer ja auch noch in historischer Zeit den Wagram. Auf der Karte ist die nördliche Begrenzung des durch einen Eisstoß hervorgerufenen schrecklichen Hochwassers des Jahres 1830 eingezeichnet, das sich über Leopoldau hinaus ausdehnte. Der tiefere Teil des Schotterprofils dürfte aber noch dem Pleistozän angehören, worauf auch neuere Fossilfunde hinweisen (H. Küpper, 1952).

Literatur.

- Hassinger, H., Geomorphologische Studien aus dem Inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. Geogr. Abh. Wien, 8, 1905.
 Schaffer, F. X., Das Alter der Schotter der Bisambergterrasse. Verh. Geol. B.-A. 1927.
 Küpper, H. und Bobies, C. A., Zur Kenntnis des Bisamberggebietes. Verh. Geol. B.-A. 1927.
 Friedl, K., Über die Gliederung der pannonischen Sedimente des Wiener Beckens. Mitt. Geol. Ges. Wien, 24, Wien 1931.
 — Der Steinberg-Dom bei Zistersdorf und sein Ölfeld. F. E. Sueß - Festschrift der Geol. Ges. Wien, 29, Wien 1936.
 Langer, Fr. J., Geologische Beschreibung des Bisamberges. Jb. Geol. B.-A. 88, Wien 1938.

- Tauber, A. F., Die Bedeutung rezenter mariner und limnischer Geröllwanderung für das Auftreten von exotischen Geröllen mit Beispielen aus den tertiären Sedimenten des Wiener Beckens. Jb. Reichsanst. f. Bodenf., 61, Wien 1940.
- Grill, R., Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. Mitt. Reichsanst. f. Bodenf. Zweigstelle Wien, 6, Wien 1943.
- Mikropaläontologie und Stratigraphie in den tertiären Becken und in der Flyschzone von Österreich. Intern. Geologenkongress „Report of the Eighteenth Session, Great Britain 1948“.
- Papp, A., Das Pannon des Wiener Beckens. Mitt. Geol. Ges. Wien, 39—41, Wien 1951.
- Küpper, H., Eiszeitspuren im Gebiet von Wien. Sitzber. Österr. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, 159, Wien 1950.
- Grill, R., Aufnahmebericht in den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1950—1951 (H. 1), Wien 1951 (a).
- Exkursion in das Korneuburger und das nördliche Inneralpine Wiener Becken. Verh. Geol. B.-A. 1950—1951, Sonderheft A, Wien 1951 (b).
- Janoschek, R., Das Inneralpine Wiener Becken. In: F. X. Schaffner, Geologie von Österreich. Deuticke, Wien 1951.
- Küpper, H., Neue Daten zur jüngsten Geschichte des Wiener Beckens. Mit Beiträgen von A. Papp, B. Plöschinger und G. Woletz. Mitt. Geogr. Ges. 94, H. 1—4, Wien 1952.
- Papp, A., Die Molluskenfauna des Pannons im Wiener Becken. Mitt. Geol. Ges. Wien 44, 1951, Wien 1953.
- Sieber, R., Die Fauna des Schlierbasisschuttes des Steinberggebietes von Zistersdorf (N.-Ö.). Verh. Geol. B.-A. 1953.

12. Verzeichnis der auf der Karte vermerkten Bohrungen.

Nummer auf der Karte	Bohrung	Bohrjahr	Endteufe m	Eingestellt im:
1	Edersplatz	um 1910	280	Flyschsandstein
2	Währinger Brauhaus	um 1924	210	Torton?
3	Engelmann	1932—1934	200-06	Torton
4	Getreidemarkt	1862	182	Sarmat
5	Arenberggring	1943—1944	432-9	Sarmat
6	Ostbahnhof	1913	300	Sarmat
7	Ankerbrotfabrik	1940	374-3	Torton
8	St. Marx 2	1944	1385	Flysch
9	Atzgersdorf/Schicht	1940	220	Torton
10	Liesing	1914	600	Torton
11	Rothneusiedl 1	1939	512-7	Hauptdolomit
12	Oberlaa 1	1933	266	Torton
13	Vacuum Oberlaa 1	1934—1935	483-15	Trias (Rhät)
14	Johannesberg 1	1934	934-1	Kalkalpin
15	Johannesberg 3	1941—1942	1694-4	Trias-Dolomit
16	Brunn a. G.	1904	361	Trias (Werf. Schf.)
17	St. Gabriel	1910	170	Sarmat
18	Biedermannsdorf	1944	253	Ob. Sarmat
19	CFO 64	1940	278	Torton
20	Achau 1	1939	271-5	Torton
21	Eichkogel N	1926	40	Ob. Sarmat
22	Guntramsdorf	1919	221	Sarmat?
23	Guntramsdorf	1943	200	Ob. Sarmat
24	Königsbrunn 1	1942	955	Torton
25	Raipoltenbach 1	1943—1944	749	Granodiorit

Übersicht über die Trias des Blattgebietes nach Spitz, Spengler, Pia u. a.; Entwurf G. Rosenberg
Gliederung **Faziesbereiche und Schichtnamen**

Serie	Hauptstufe	Stufe	Unterstufe	Auswahl der Faunen und Floren	Hauptdolomit Fazies (Lunzer Fazies)	Dachsteinkalk Fazies	
Ober	Rhät	Oberrhät		<i>Conchodus infraliassicus, Spirigera oxycolpos, Rhynchonella fissicostata, Terebratula piriformis</i>	Kössenerschichten s. l.	Oberrhät Kalk Oberrhät. Dolomit Oberer Dachsteinkalk s. str.	
		Mittelrhät		<i>Pteria contorta, Thecosmilia clathrata</i>		Hauptlithodendronkalk Räth. Riffkalk Bactrillienmergel	Starhemberger Schichten Oberer Dachsteinkalk s. l.
	Unterrhät		<i>Rhätina gregaria., Dimyopsis intusstriata. Pentacrinus bavaricus Gervilleia inflata, Modiola minuta etc.</i>	Kieselkalk Riffhalde Basalschichten - Unt. Riffplatte	Bonebed kongl.-schiefr. Dachsteinkalk		
Trias	Nor	Obenor Sevat			Nor. Kieselkalk	„Merkensteiner“ Marmor	
		Alaun			Hauptdolomit	Dachsteinkalk	
		Untenor			Bunter Keuper	Dachsteinriffkalk	
Trias		Lac		<i>Megalodus triquetus dolomiticus</i>			
(Muschelkalk) s. l.	Karn (Karinth)	Oberkarinth ~ Tuval		<i>Alectryonia montis caprilis</i>	Karn. Hauptdolomit Opponitzer Schichten, Kalk, Dolomit,	Rauchwacke - Opponiter Rauchwacke Bunte Serie Echinodermenbänke Tuval. Cidaritenschichten	
		Unterkarinth ~ Jul	Ob.-Jul Unt.-Jul	<i>Entolium filosum Cardita guembeli</i>	Lunzer Schichten s. l. Lunzer Sch. s. str.	Hangend Kalk Hangend Sandstein Lunzer Sandstein, (Cardita Oolith), Hauptsandstein Reingrabener Schichten (Raibler Schiefer)	Unt. Ostrea Horizont Brachiopoden Horizont Ober Jul. Cidaritenschichten
				<i>Trachyceras triadicum Sirenites junonis, Halobia rugosa</i>	Aonooides Schichten		Raibler Dolomit s. str.
Mittel	Ladin	Cordevol	Ob. Cord. Unt. Cord.	<i>Trachyceras aon, Koninckina leonhardi Cardita crenata</i>	Göstlingerschichten, Jägerhauskalk - Colospongienschichten	Ob. Wettersteinkalk Gamssteinkalk	
		Langobard		<i>Teutleporella herculea, Halobia lommeli</i>		Wettersteinkalk s. str.	
		Fassan	Ob. Fassan U. Fassan	<i>Diplopora annulata</i>	Reiflingerschichten	Unt. Wettersteinkalk	
Trias	Oberanis	Illyr	Ob. Illyr Unt. Illyr	<i>Diplopora annulatissima Paraceratites trinodosus Rhynchonella trinodososi</i>	(Schusterberg Kalk)	Steinalm Wettersteinkalk	
		Mittelanis		<i>Paraceratites binodosus, Rh. decurtata, Dadoerinus gracilis s. l.</i>	Gutensteinerkalk dolomit	Raumsaudolomit s. l. Wettersteindolomit s. l.	
	(Virglor) Unteranis	Pelson	Unter alpin Muschelkalk	<i>Physoporella pauciforata</i>	Gutensteiner Schichten	Steinalmkalk (anis. Ramsaukalk) (Steinalmdolomit)	
		Hydasp	O. Hydasp U. Hydasp	<i>Dadoerinus gracilis gracilis Natica stanensis, Gervilleia mytiloides</i>	Reichenhaller Schichten Saalfeldener (Reichenhaller) Rauhwacke	Reichenhaller Dolomit	
Unter Trias	Skyth Werfenien			<i>Myophoria costata, Naticella costata Claraia clara, Anodontophora fassaensis</i>	Werfener Schichten	Haselgebirge, Gips Werfener Quarzit	

Übersicht über den Jura des Blattgebietes nach J. Pia, F. Trauth u. a., Entwurf G. Rosenberg
Gliederung, Faziesbereiche und Schichtennamen

Serie	Hauptstufe	Stufe	Leit-Ammoniten	Faziesbereiche			Cephalopodenfazies		Brachiopoden-Crinoidenfazies
				Hornstein- und Kieselkalkfazies	Sandig-tonige Fazies (lokal-klastisch)	~ mergelig	~ kalkig		
Malm Ober-Jura	Ober-Malm	Tithon	δ <i>Craspedites</i> η <i>Berriasella</i> ζ <i>Virgatites</i> ξ <i>Gravesia</i>	Untere Blassenstein- Untere Fasselgrabenschichten Hornsteinaptychen-Kalk		Aptychen- schichten	Tithonflaserkalk ~ Plassenkalk s. l.		
	Mittel-Malm	Kimmeridge	ε <i>Sutneria</i> δ <i>Aulacostephanus</i> γ <i>Aspidoceras</i> γ <i>Ataxioceras</i> γ <i>Rasenia</i>	Rotenbergschichten	Hinterrißschichten		Acanthicumkalk		
	Unter-Malm	Oxford	β <i>Ringsteadia</i> α <i>Pictonia</i> α <i>Peltoceras</i>	Radiolaritschichten s. l. „Jura-Radiolarit“					
Dogger Mittel-Jura	Ober-Dogger	Callovien	ζ <i>Quenstedtoceras</i> ζ <i>Cosmoceras</i> ζ <i>Macrocephalites</i>	Dogger-Hornsteinfleckenmergel					Vilserkalk
		Bathonien	ε <i>Oppelia</i> ε <i>Parkinsonia</i>					Klausschichten	Posidonia- alpina- schichten
	Mittel-Dogger	Bajocien	δ <i>Garantiana</i> δ <i>Stephanoceras</i> γ <i>Teloceras</i> γ <i>Sphaeroceras</i> γ <i>Sonninia</i>			Neuhauser Schichten	Flecken- mergel	Posidonien- Mergel	
	Unter-Dogger	Aalénien	β <i>Ludwigia</i> α <i>Lioceras</i>				„Allgäu- schichten“		
Lias Unter-Jura	Ober-Lias	Toarcien	ζ <i>Grammoceras</i> ε <i>Harpoceras</i> ε <i>Hildoceras</i>	Liashornsteinkalk				Jurensis-Schichten	
	Mittel-Lias	Domerien	δ <i>Paltopleurus</i> δ <i>Amaltheus</i>						
		Pliensbachien	γ <i>Deroceras</i> γ <i>Aegoceras</i> γ <i>Dumortieria</i>				Liasfleckenmergel	Bunte Cephalop.-Kalke s. l. Adneter Schichten	Hierlatzkalk s. l.
	Unter-Lias	Lotharingien	β <i>Ophioceras</i> β <i>Oxynoticeras</i> sp. β <i>Asteroceras</i>		Grestener Schichten				
		Sinemurien s. str.	α <i>Arnioceras</i> α <i>Coroniceras</i>	Grestener Kalk					
	Hettangien	α <i>Schlotheimia</i> α <i>Psiloceras</i>	?	Kieselskalk	Spongienkieselkalk „Spongienlias“	Kalksburger Schichten Gryphaeenmergel	Enzesfelder Schichten		
				Lias- Hornstein- Fleckenmergel	Konglom. Lias	Grestener Arkose Cardinienmergel			

Übersicht über den Abschnitt Kreide - Alt Tertiär

Zeitgliederung		Kalkalpen nach O. Kühn und G. Rosenberg	Flyschzone nach G. Göttinger u. a.			Waschbergzone nach R. Grill
Alt-Tertiär	Oligozän { o. Chatt + Aquitan m. Rupel u. Lattorf		Nordzone (Greifensteiner Teildecke)	Mittelzone (Kahlenberger Teildecke)	Südzone (Laaber Teildecke)	Auspitzer Mergel
	Eozän { o. Priabon { Ludien Ledien m. Lutet u. Ypres		Greifensteiner Sandstein <i>N. atacicus</i> , <i>N. globulus</i>	Gablitzer Schichten <i>Num. laevigatus</i>	Laaber Schichten <i>Num. laevigatus</i>	Michelstettener Schichten Globigerinen-Schichten Reingruber Serie Haidhofschichten
	Paleozän		Schiefer m. <i>Rzeh. epigona</i>		<i>Rzeh. epigona</i>	Waschberg-Nummuliten-Kalk ?
Obere Kreide	Dan	(Zwieselalm-Schichten)				Bruderndorfer Schichten
	Senon { Maastricht Campan Santon	Nierentaler Mergel ~ Inoceramen Mergel obere Gosau		Altenglbacher Schichten ↑ ↓	Kahlenberger, ~ Sieveringer Schichten — Lepidorbitoiden Senon — <i>Gaudryceras cf. mite v. H.</i> ↑ ↓ Kaumberger Schichten <i>Globotr. lapparenti</i>	Mucronaten-Schichten
		jüngere } Orbitoiden-Schichten ältere } (Orb. Sdst.) — Gosau der Einöd mittl. Gosau				
		ob. unt. unt. Gosau				
	Emscher Coniac					
	Turon					
Cenoman	Orbitolinen Sandsteine Cenoman der Klippenserie		Mürbsandsteine z. T. Wörderner Sdst.			Klementer Schichten
Untere Kreide	Gault		Quarzite Wolfpassinger Schichten			Hauterive von Korneuburg 2.
	Neokom	Aptychen Mergel (Roßfeld-Schichten) (Schrambach-Schichten)	Neokom-Kalke, Sandstein mit Aptychen			
Ob. Jura						Ernstbrunner Kalk

Schichtgliederung in den tertiären Becken. Entwurf R. Grill

Tabelle 4

Nach Arbeiten von H. Bürgl, J. Fink, K. Friedl, G. Götzinger, R. Grill, R. Janoschek, H. Küpper, A. Papp, E. Thenius, K. Turnovsky, E. Veit, H. Vetter.

Zeit-Gliederung		Außeralpines Wiener Becken	Korneuburger Becken	Inneralpines Wiener Becken			
PLEISTO-ZAN	Jüngeres	Löss	Terrassenschotter	Tiefere Schotter-Fluren	Praterterrasse Mannswörther ~ Gänserndorfer Terrasse Simmering-Terrasse ~ p. p. Stadt-Terrasse ~ Höhere Terrasse von Seyring		
	Älteres Altstes			Arsenalschotter Laaerbergsschotter	Arsenal-Terrasse Wienerberg-Terrasse Laaerberg-Terrasse		
PLIOZAN	Jünger.	LEVANTIN	Terrassenschotter	~ Lücke ~	~ Schotter? ~	Rohrbacher Konglomerat im SW Teil	
		DAZ					
	Älteres	Oberes	Weinviertler Schotter Platte	Gelbe (bunte) Serie	H	Süßwasser Ostracoden	Gelbe Sande, Tone, Süßwasserkalke
		PANNON		Blaue Serie	G	der oberen Zonen	blaue Sande, Tone, Tonmergel
		Mittleres		Zone <i>Cong. subglobosa</i>	F	Ostracodenvergesellschaft. d. mittl. Zone	lignitf. Schichten, Zillingdorf
		Unteres		Zone <i>Cong. partschi</i>	D	Ostracodenvergesellschaftung der tieferen Zonen	Tonmergel Sande Schotter
			Zone <i>Cong. ornithopsis</i>	C			
			Zone <i>Mel. impressa</i>	B A			
MIOZAN	Oberes	SARMAT	Rissoenschichten von Hollabrunn	Verarmungszone		Zone <i>Nonion granosum</i>	Sande und Kalksteine im höheren Teil
				Mactrazone		Zone <i>Elphidium hauerinum</i>	Tonmergel überwiegen tiefer
	Mittleres	TORTON	Lagenidenzone (marin)	Ervilienschichten		Zone <i>Elphidium reginum</i> , Rotalienschichten	
				Rissoenschichten		Zone <i>Rotalia beccarii</i> , <i>Neritina picta</i>	Leithakalke, Schotter, Sande, Tonmergel
						Zone <i>Bolivina dilatata</i> Zone <i>Spiroplectammina carinata</i>	Badener Tegel
Unteres	HELVET	Grunder Schichten i. e. S. Oncophora-Sch., Eichbergkongl. Robulus-Schlier (O.-Ü.)	Grunder Schichten i. w. S Beginn der Beckenbildung	Verstärktes Absinken des Beckens			
				Schlier, Grunder Sch. i. w. S., Schichten von Aderklaa			
				Beginn der Beckenbildung (Bruchtektonik)			
	BURDIGAL	Haller Schlier Buchbergkonglomerat Miozän von Eggenburg		Kohleführende Schichten von Hart und Pitten			
OLIGOZAN	AQUITAN CHATT RUPEL	? Oligozän-Schlier, Melker Schichten					

Fossiltafeln

1. Leitfossilien der Trias.
2. Leitfossilien der Trias.
3. Leitfossilien des Lias.
4. Leitfossilien des Dogger, Malm und Neokom.
5. Wichtige und häufige Fossilien der Gosauschichten.
6. Fossilien und Lebensspuren aus dem Flysch des Wienerwaldes.
7. Foraminiferen aus dem Flysch und dem Helvetikum.
8. Gastropoden aus dem Mittelmiozän der Umgebung von Wien.
9. Bivalven aus dem Mittelmiozän der Umgebung von Wien.
10. Verschiedene Fossilien aus dem Mittelmiozän der Umgebung von Wien.
11. Fossilien aus dem Sarmat des Wiener Beckens.
12. Fossilien aus dem Pannon des Wiener Beckens.
13. Foraminiferen aus dem Sarmat und Torton des Wiener Beckens, nebst einigen Vertretern aus dem Helvet, Burdigal und Oligozän des Alpenvorlandes.
14. Ostracoden des Jungtertiärs im Wiener Becken.
15. Die Probozoidier als Stufenleitfossilien des Jungtertiärs und Quartärs.

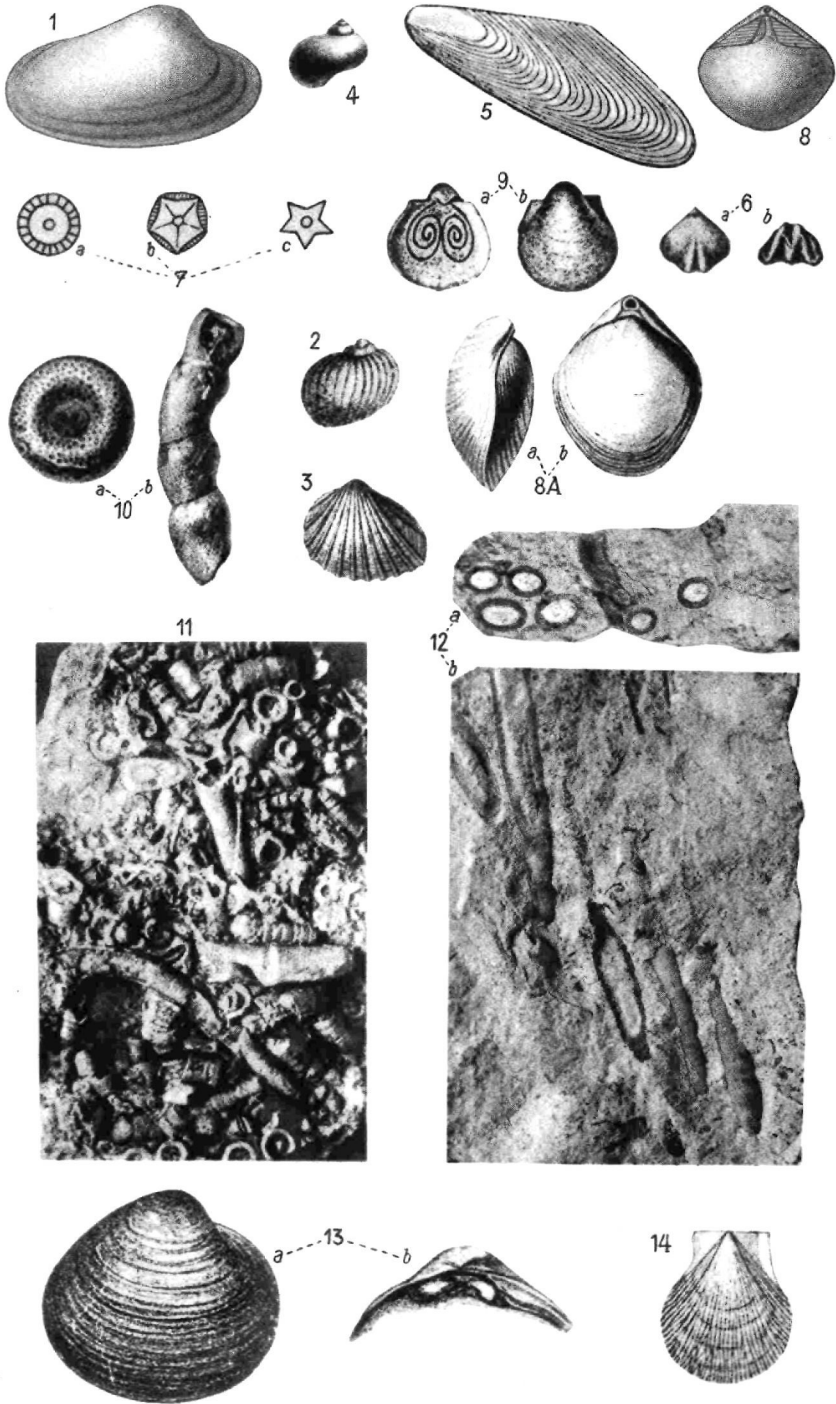
Tafel 1

Leitfossilien der Trias

Von G. Rosenberg und H. Zapfe

Figur

1. *Anodontophora fassaënsis* Wissm., Werfener Schichten, Hinterbrühl—Weißbach (Ötscher Decke). — Meist undeutliche und kleinere Steinkerne dieser in Schalenriss und -form veränderlichen Bivalve.
2. *Naticella costata* Münster, Werfener Schichten, Hinterbrühl—Weißbach (Ötscher Decke). — Meist kleine, undeutliche Steinkerne.
3. *Myophoria costata* Zenk., Gutensteinerkalk, Rauchkogel und Liechtenstein bei Mödling (Ötscher Decke). — Steinkerne meist kleiner als die Abbildung.
4. *Natica* (?) *stanensis* Pichler, Gutensteinerkalk, wie 3., meist kleinere Steinkerne.
5. *Gervilleia mytiloides* Schloth., Gutensteinerkalk, wie 3., meist viel kleinere Exemplare als die Abbildung.
6. *Rhynchonella trinodosi* Bittn., Reiflingerkalk, Burgstallberg im Helenental bei Baden (Ötscher Decke).
7. *Dadocrinus gracilis* Buch, Reiflingerkalk, Kaltbrunn—Steinbruch bei Kaltenleutgeben (Lunzer Decke). Querschnitte bzw. Gelenkflächen von Stielgliedern aus verschiedenen Regionen des Stieles. 4mal nat. Größe.
8. *Spiriferina* (*Mentzelia*) *mentzeli* Dunk., Reiflingerkalk, Kaltenleutgeben: Kaltbrunn—Steinbruch und Waldmühle (Lunzer Decke).
- 8 A. *Terebratula* (*Coenothyris*) *vulgaris* Schloth., Reiflingerkalk, Waldmühle bei Kaltenleutgeben (Lunzer Decke).
9. *Koninckina leonhardi* Wissm., Partnachsichten. Waldmühle bei Kaltenleutgeben (Lunzer Decke).
10. *Colospongia dubia* Münster, Oberladinische (Cordevolische) Colospongienschichten vom Jägerhaus bei Baden und des Hohen Lindkogels (Ötscher Decke). Meist nur als Querschnitte im Gestein. Verschiedene Größen. a vergrößerte Ober-, b Seitenansicht.
11. *Diplopora annulata* Schafh., Wettersteinkalk, Angewitterte Gesteinsoberfläche mit den gegliederten Kalkröhren dieser Wirtelalgen. Leitfossil des ladinischen Wettersteinkalkes. Vorkommen im Gebiet der Gölzer Decke bei St. Ägyd, N.-Ö., Höllengebirge und Salmgruppe, O.-Ö. usw. (vgl. unten 12.).
12. *Teutloporella herculea* Stopp., Wettersteinkalk, Ungegliederte Kalkröhren im angewitterten Gestein. 12 a im Querschnitt. Leitfossil des ladinischen Wettersteinkalkes. Vorkommen auf der Rax beim Habsburgerhaus, im Höllengebirge, O.-Ö., usw. — Diese beiden häufigsten Wirtelalgen des nordalpinen Wettersteinkalkes sind nach den angeführten Merkmalen leicht zu unterscheiden. Eine wissenschaftlich einwandfreie Bestimmung ist jedoch nur dem Spezialisten mit Hilfe von Dünnschliffen möglich.
13. *Schafhaeutlia mellingi* Hauer, Lunzer Sandstein, Wienergraben bei Kaltenleutgeben (Lunzer Decke), Osteingang des Kientales bei Mödling (Ötscher Decke) Meist schlecht erhaltene Steinkerne.
14. *Pecten* (*Entolium*) *filosus* Hauer, Lunzer Sandstein, Osteingang des Kientales bei Mödling (Ötscher Decke).



Tafel 2
Leitfossilien der Trias
Von G. Rosenberg und H. Zapfe
Fortsetzung

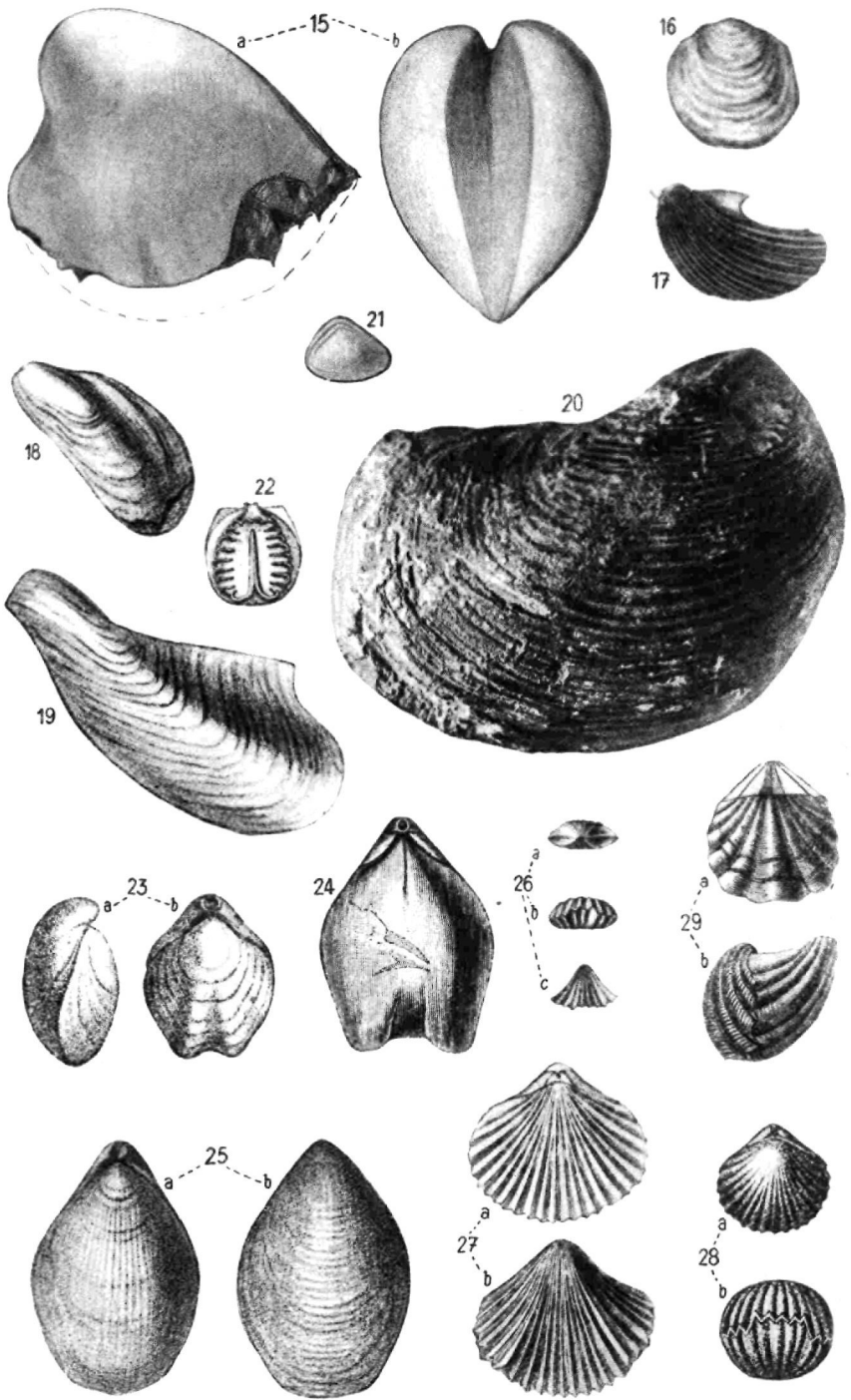
Figur

15. *Megalodus triqueter dolomiticus* Frech, Hauptdolomit, Megalodusdolomit, Waldandacht bei Vöslau (Ötscher Decke), Steinkerne.
16. *Placunopsis alpina* Winkl., Kössener Schichten, Baytal bei Gumpoldskirchen (Ötscher Decke), Leopoldsdorferwald, nördlich P. 357 (Lunzer Decke).
17. *Pteria contorta* Portl., Kössener Schichten, wie 16., und Autobahneinschnitt bei Alland (Ötscher Decke).
18. *Modiola minuta* Goldf., Kössener Schichten, wie 17 und „Vierjochkogelweg“, Anninger.
19. *Gervilleia inflata* Schafh., Kössener Schichten, wie 17.
20. *Homomya caffii* Desio, Kössener Schichten, wie 16.
21. *Taeniodon(?) praecursor* Schlönb., Kössener Schichten, wie 17.
22. *Pterophloios emmrichi** G ü m b e l, Kössener Schichten, Baytal bei Gumpoldskirchen (Ötscher Decke).
23. *Terebratula (Rhaetina) gregaria* Sueß, Kössener Schichten, wie 16.
24. *Waldheimia norica* Sueß, Kössener Schichten, „Vierjochkogelweg“ Anninger.
25. *Terebratula piriformis* Sueß, Kössener Schichten, wie 16.
26. *Rhynchonella cornigera* Schafh., var. *karpatica* Zugm., Kössener Schichten, Baytal bei Gumpoldskirchen (Ötscher Decke).
27. *Rhynchonella fissicostata* Sueß, Kössener Schichten, wie 16.
28. *Rhynchonella subrimosa* Schafh., Kössener Schichten, wie 16.
29. *Cyrtina uncinata* Schafh., Kössener Schichten, Hochfeld bei Sittendorf und Baytal.

Sofern nicht besonders angegeben, sind alle Figuren in natürlicher Größe.

Die Abbildungen von Tafel 1 und 2 wurden Arbeiten von Arthaber, Desio, Diener, Frech, Fraas, Gasche, Goetel, Kayser, Pia, Schmidt, Toulou, Zittel, Zugmayer entnommen. Fig. 12 und Fig. 15 wurden nach Originalen gezeichnet.

*) Unter strenger Auslegung der Prioritätsregeln hat diese Art nach Kühn (1942) *Pterophloios bicarinatus* (Emmrich) Kühn zu heißen.



Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien (Ausgabe 1952), Wien 1954.

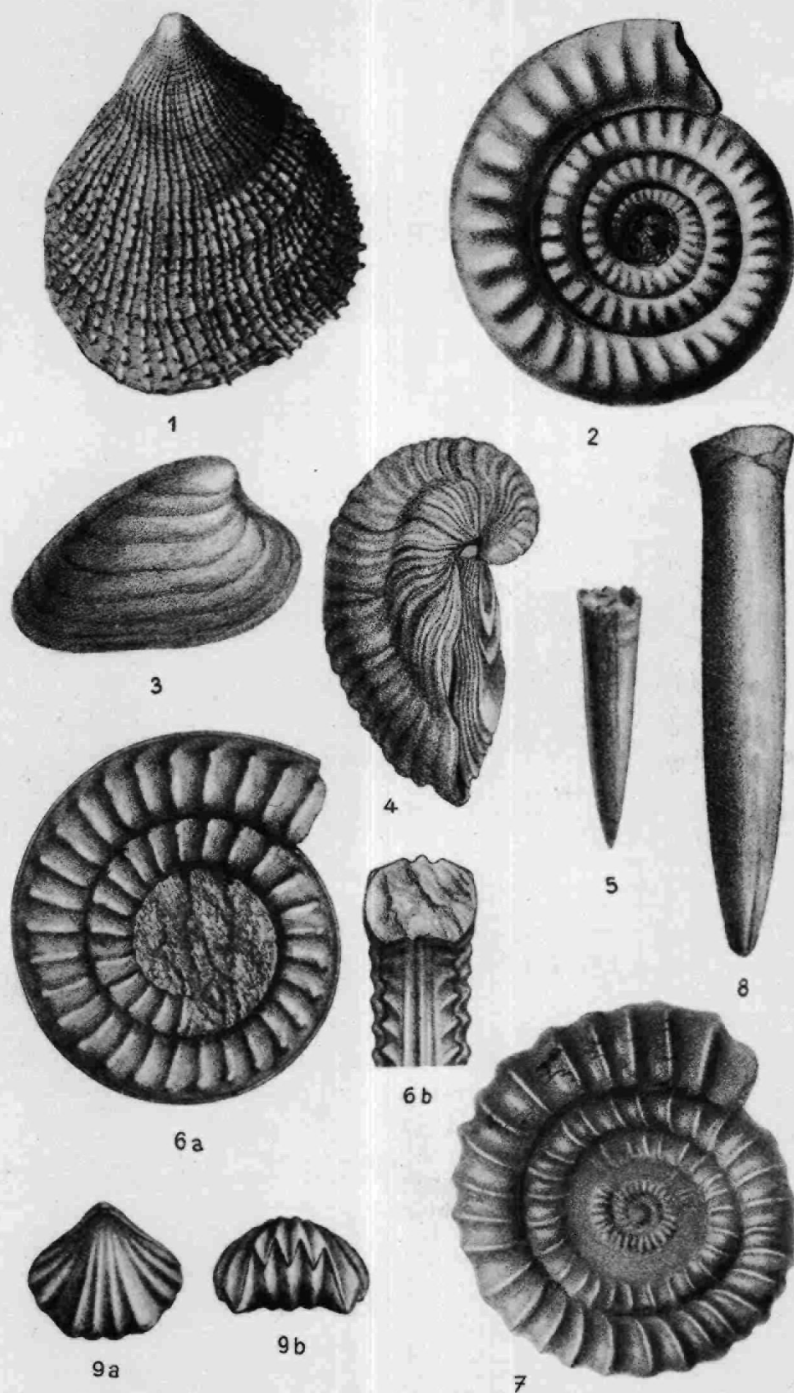
Tafel 3.
Leitfossilien des Lias.
Von G. Rosenberg.

Figur

1. *Plicatula hettangiensis* Terqu., Unterer Lias, α , Hettangien, Johnstoni-callyphyllumzone. Fazies: Kalksburger Schichten s. str. Fundorte: Kalksburg Jesuitenwiese. Tekt. Einheit: Frankenfesler Decke s. str. Ca. nat. GröÙe.
2. *Psiloceras johnstoni* Sow. (in der Fassung von Wähler). Unterer Lias, α , Hettangien, Johnstoni-callyphyllumzone. Mergelfazies des Hettangien der Frankenfesler Decke s. str. (Kalksburger Schichten s. 1.). Fundorte: Kalksburg Jesuitenwiese und Reichliesingtal-N-Seite im Orte Kalksburg selbst („hinter dem Bauerschen Gasthause“). (Frankenfesler Decke s. str.)
3. *Cardinia listeri* Sow., Unterer Lias, α , Hettangien, Planorbis-callyphyllum- bis Angulatuszone inkl. Fazies: Grestener Schichten der pien. Klippen, Mergelfazies des Hettangien der Frankenfesler Decke s. str. (Kalksburger Schichten s. 1.) („Cardinienmergel“). Kalksburger Schichten s. str. Fundorte: Diverse Punkte der Klippenregion von St. Veit (Wien), Kalksburg Jesuitenwiese. Tekt. Einheiten: Pien. Klippenregion, Frankenfesler Decke s. str.
4. *Gryphaea (Liogryphaea) arcuata* Lam., Unterer Lias, α , Hettangien Sinémurien s. str. Johnstoni-callyphyllum- bis Bucklandi-rotiformiszone inkl., besonders auch in letzterer. Fazies: Grestener Schichten der pien. Klippen, Kalksburger Schichten s. str. Fundorte: Diverse Punkte der Klippenregion von St. Veit und des Lainzer Tiergartens. Kalksburg Jesuitenwiese, Groisbach. Tekt. Einheiten: Pien. Klippenregion, Frankenfesler Decke s. str., Region der sogenannten „Inneren Fenster“.
5. *Nannobelus acutus* Miller, Unterer Lias. Aus dem Blattgebiete wurde lediglich eine Belemnitenform als „*Belemnites cf. clavatus*“ bestimmt.
- 6 a, 6 b. *Coroniceras rotiformis* Sow., Unterer Lias, α , Sinémurien s. str. Bucklandi-rotiformiszone. Fazies: Grestener Schichten der pien. Klippen, Übergangsbildung Kieselkalk- Kalksburger Schichten. Fundorte: Lainzer Tiergarten, Weg Wallnerwiese-Siegelwiese (Vorderer Langenberg) SW von Kaltenleutgeben. Tekt. Einheiten: Pien. Klippenregion, Frankenfesler Decke s. 1. „Kieselkalkzone“.
7. *Ophioceras raricostatum* Ziet., Unterer Lias, β , Lothringien, Raricostatunzone, Fazies: Grestener Schichten, Fleckenmergel, Fleckenmergelkalk. Fundorte: „In der Hagenau“ (St. Veit bei Wien), Grieshaus (Altenmarkt-Thenneberg), Obere Kälberhalt (Wienergraben) bei Kaltenleutgeben. Tekt. Einheiten: Pien. Klippenregion, Frankenfesler Decke s. str., Lunzer Decke.
8. *Passalothentis pazillosus* Schloth., Mittlerer Lias bis Oberer Lias, Toarcien Unter ε bis in die *Falcoferum-granulatus-bifrons*zone inkl. Siehe Bemerkung zu Abbildung 5!
- 9 a, 9 b. *Rhynchonella variabilis* Schloth., Höherer Unterlias. Hierlatzschichten, Hierlatzkalk. Einbettenberg (Gipfel) NNO von Sparbach. Viehweide ober Gießhübl. Ölberg bei Alland, Lunzer Decke.

Alle Figuren (wo nichts anderes angegeben) in natürlicher GröÙe.

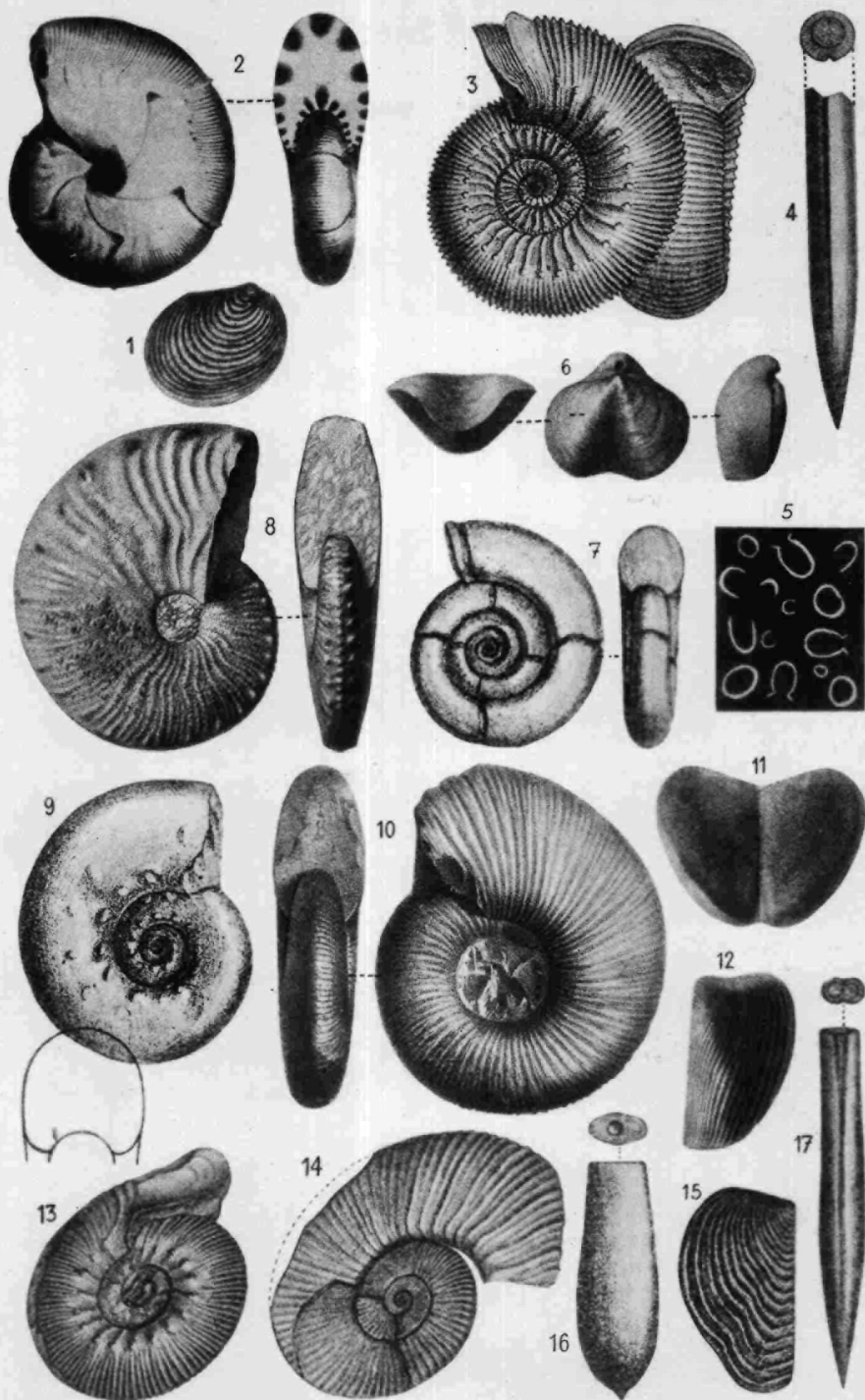
Die Abbildungen von Tafel 3 wurden Arbeiten von Geyer, Terquem, Toulou. Wähler, Wright und Zittel entnommen.



Figur

1. *Posidonomya alpina* Gras., Dogger δ - ε (Bajoc.- unt. Bathon). Fazies: Dunkle feinsandige graue Mergelschiefer und -Kalke und Crinoidenkalke (Neuhauser Schichten). Fundorte: Ober-St. Veit (Glasauer Steinbruch) und Lainzer Tiergarten (Klippe an der Hohenauer Wiese). Tekt. Einheiten: Pien. Klippenzone. Ca. nat. Größe.
2. *Phylloceras zignodianum* (d'O r b.), Dogger δ (Bajoc.-)Malm (Tithon). Fazies: Roter Dogger-(Klaus-)Kalk, dunkelgraue Mergelschiefer und Kalke und Crinoidenkalke (Neuhauser Schichten). Fundorte: Oder Saugraben (bei Kaltenleutgeben), Ober-St. Veit (Glasauer Steinbruch) und Lainzer Tiergarten (Klippe an der Hohenauer Wiese). Tekt. Einheit: Lunzer Decke (Flößmulde), Pien. Klippenzone. Verklein.
3. *Stephanoceras humphriesianum* (S o w.), Dogger δ (Bajocien). Fazies: Dunkle, feinsandige graue Mergelschiefer- und Kalke (Neuhauser Schichten). Fundorte: Ober-St. Veit (Glasauer Steinbruch) und Lainzer Tiergarten (Klippe an der Hohenauer Wiese). Tekt. Einheit: Pien. Klippenzone. Verklein.
4. *Belemnites (Belemnopsis) canaliculatus* S c h l o t h., Dogger γ -Malm δ (Kimmeridge). Fazies: Dunkelgrauer, feinsandiger Mergelschiefer- und Kalk (Neuhauser Schichten), Dogger γ - ε ; Roter Aptychenkalk und -Mergel (Kimmeridge). Fundorte: Ober-St. Veit (Glasauer Steinbruch), Ober-St. Veit (Roter Berg), Pien. Klippenzone. Verklein.
5. *Calpionella alpina* L o r., Malm ε - ζ (Tithon)- unt. Neokom (Berrias). Fazies: Rote und weiße Aptychenkalke. Fundorte: Ober-St. Veit, Lainzer Tiergarten, Antonshöhe bei Mauer, Obere Kälberhalt bei Kaltenleutgeben (= südlichste Schuppe der Frankenfesler Decke, teste Rosenberg, 1938). Tekt. Einheiten: Pien. Klippenzone und Frankenfesler Decke. Ca. 80fache nat. Größe.
6. *Terebratula (Pygope) bouei* Z s c h n., Malm γ - ε (Kimmeridge-älteres Tithon). Rote und graue Knollenkalke und -Mergel (Acanthicus-Schichten- unt. Tithon). Vösendorfer Waldberg bei Gießhübl. Lunzer Decke. Ca. nat. Größe.
7. *Lytoceras quadrisulcatum* (O p p.), Malm (Kimmeridge)-Aptien (nach T o u l a). Rote und graue Knollenkalke und -Mergel (Acanthicus-Schichten). Vösendorfer Waldberg bei Gießhübl (nach T o u l a). Lunzer Decke. Ca. nat. Größe.
8. *Oppeia compta* (O p p.), Malm (Kimmeridge). Rote und graue Knollenkalke und -Mergel (Acanthicus-Schichten). Vösendorfer Waldberg bei Gießhübl (nach T o u l a). Lunzer Decke. Verklein.
9. *Aspidoceras acanthicum* (O p p.), Malm (Kimmeridge). Rote und graue Knollenkalke und -Mergel (Acanthicus-Schichten). Vösendorfer Waldberg bei Gießhübl (nach T o u l a). Lunzer Decke. Ca. $\frac{1}{2}$ nat. Größe.
10. *Perisphinctes metamorphus* N e u m., Malm (Kimmeridge). Rote und graue Knollenkalke und -Mergel (Acanthicus-Schichten). Vösendorfer Waldberg bei Gießhübl (nach T o u l a). Lunzer Decke., Verklein.
11. *Laevaptychus latus* (P a r k.), Malm (besonders Kimmeridge und Tithon). Rote und weiße Aptychenkalke. Klippen von Ober-St. Veit, des Lainzer Tiergartens und der Antonshöhe bei Mauer. Pien. Klippenzone. Ca. nat. Größe.
12. *Lamellaptychus beyrichi* O p p., Malm (Kimmeridge, besonders Tithon) und unt. Neokom. Rote und weiße Aptychenkalke. Klippen von Ober-St. Veit, des Lainzer Tiergartens und der Antonshöhe bei Mauer; Rodaun, Flößelmulde usw. Pien. Klippenzone, Lunzer Decke. Verklein.
13. *Holcostephanus (Astieria) astierianus* (d'O r b.), Neokom (besonders Valang und Hauterive). Kalkig-toniger Mergel. Steinbruch am großen Flößel SE von Kaltenleutgeben. Lunzer Decke. Nat. Größe.
14. *Hoplites angulicostatus* (d'O r b.), Neokom (besonders Valang Hauterive und Barrême). Kalkig-toniger Mergel. Steinbruch am Großen Flößel SE von Kaltenleutgeben. Lunzer Decke. Nat. Größe.
15. *Lamellaptychus didayi* (C o q u.), Neokom (besonders Berrias-Hauterive). Weißliche Mergelkalke bis hellgraue Mergel. Klippen von Ober-St. Veit, Lainzer Tiergarten und Antonshöhe bei Mauer; Flößelmulde bei Rodaun und Kaltenleutgeben usw. Pien. Klippenzone und Lunzer Decke. Ca. nat. Größe.
16. *Belemnites (Duvalia) dilatatus* B l v., Neokom. Weißliche Mergelkalke bis hellgraue Mergel. Lainzer Tiergarten (Klippen an der Stockwiese). Pien. Klippenzone. Ca. nat. Größe.
17. *Belemnites (Pseudobelus) bipartitus* B l v., Neokom, Weißliche Mergelkalke bis hellgraue Mergel. Klippe Antonshöhe bei Mauer. Pien. Klippenzone. Ca. nat. Größe.

Die Abbildungen von Tafel 4 wurden Arbeiten von Dacqué, Fontannes, Neumayr, Quenstedt, Richarz, Toulou und Trauth entnommen.



Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien (Ausgabe 1952), Wien 1954.

Tafel 5.

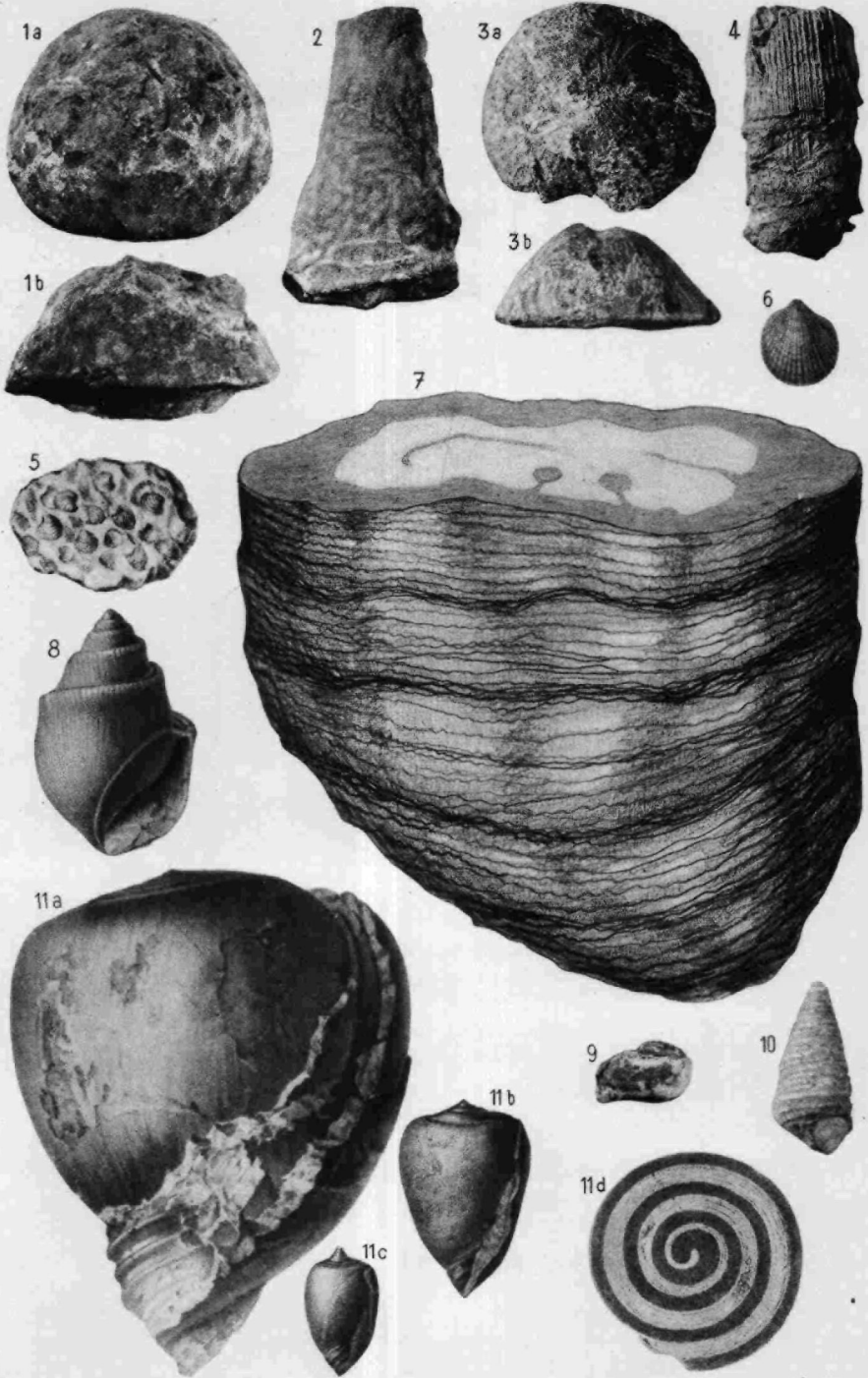
Wichtige und häufige Fossilien der Gosauschichten.

Von O. Kühn.

Figur

- 1 a, 1 b. *Synastraea agaricites* (Goldf.), Campan, Einöd. $\frac{1}{2}$ nat. Gr.
2. *Synastraea procera* Reuss, Campan, Einöd. $\frac{1}{2}$ nat. Gr.
- 3 a, 3 b. *Cyclolites ellipticus subcircularis* Oppenh. Auf das Campan beschränkt. Campan, Einöd. Nat. Gr.
4. *Platysmilium multincta* (Reuss), Campan, Einöd. $\frac{2}{3}$ nat. Gr.
5. *Astarte similis subsimilis* (Boehm). Mehrere Exemplare auf einer Mergelplatte. Campan, Einöd. Nat. Gr.
6. *Cardium ottoi zitteli* Kühn, Campan, Einöd. Nat. Gr.
7. *Hippurites oppeli* Douv. Diese besonders breite Form ist auf das Campan beschränkt; ähnliche, auch als *H. oppeli* bezeichnete, aber schlankere und auch im Schloßbau etwas verschiedene Formen kommen im Santon und Coniac vor. Einöd. $\frac{2}{3}$ nat. Gr.
8. *Ampullina (Pseudamaura) bulbiformis bulbiformis* (Sow.) Kühn. Schalenexemplar, meistens aber nur als Steinkern erhalten. Campan, Einöd. $\frac{2}{3}$ nat. Gr.
9. *Gyrodes cf. tenellus* Stol., Steinkern. Campan, Einöd. $\frac{2}{3}$ nat. Gr.
10. *Glauconia (Glauconia) conoidea* (Sow.), Campan, Einöd. $\frac{1}{3}$ nat. Gr.
- 11 a. *Actaeonella gigantea* Sow., erwachsene Form. Campan, Einöd. $\frac{2}{3}$ nat. Gr.
- 11 b. *Actaeonella gigantea* Sow., Jugendform. Campan, Einöd. $\frac{2}{3}$ nat. Gr.
- 11 c. *Actaeonella gigantea* Sow., Jugendform. Campan, Einöd. $\frac{2}{3}$ nat. Gr.
- 11 d. *Actaeonella gigantea* Sow., Querschnitt. Campan, Einöd. Etwas verkl.

Diese Art kommt in der Einöd einzeln, in anderen Gosauvorkommen dagegen auch in massigen Kalcken vor.



Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien (Ausgabe 1952), Wien 1954.

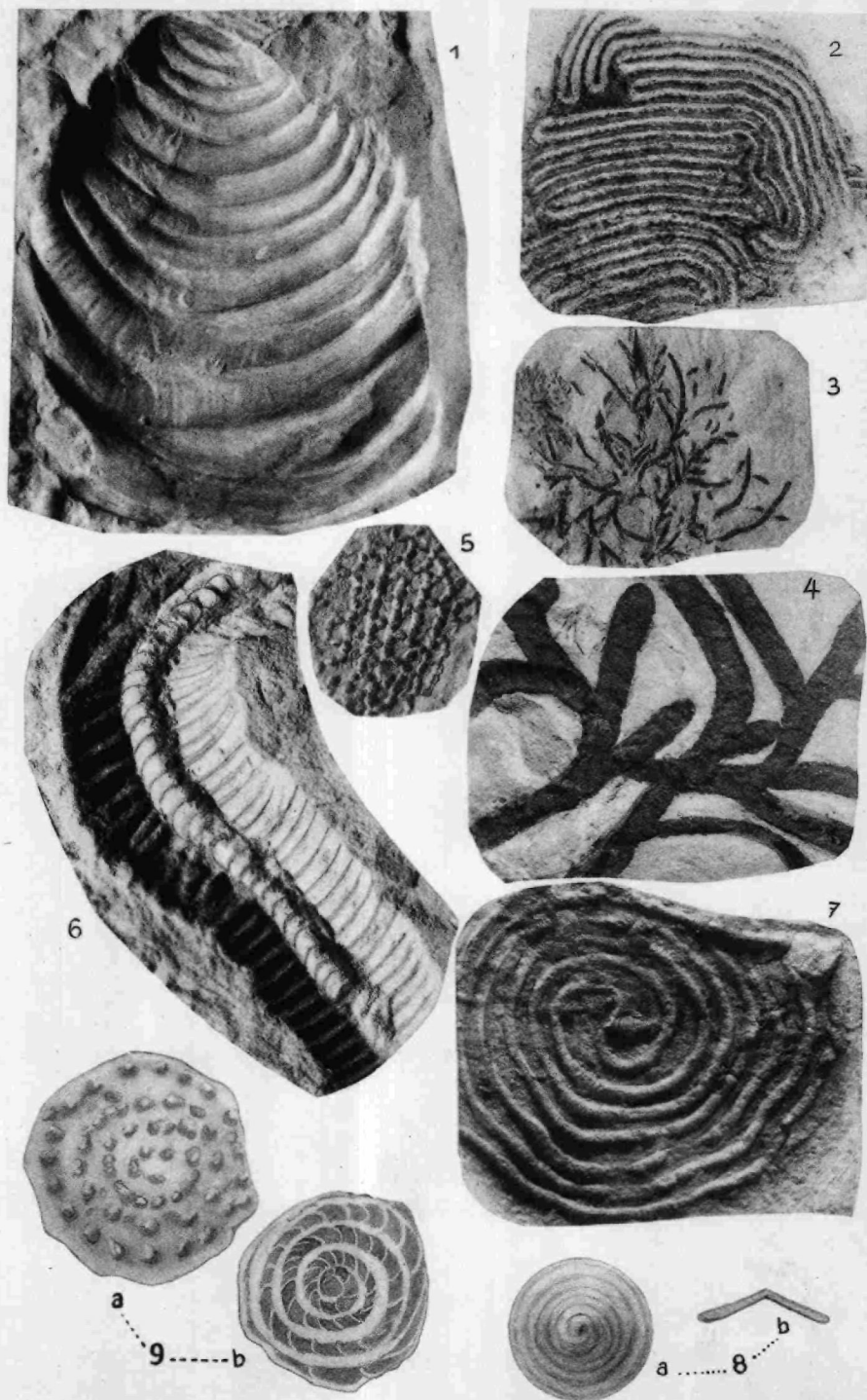
Tafel 6.

Fossilien und Lebensspuren aus dem Flysch des Wienerwaldes.

Von A. Papp.

Figur

1. *Inoceramus mülleri* Petr., Ober Senon, Preßbaum. $\frac{2}{3}$ nat. Größe.
2. Helminthoideen. geführte Mäander, kleine Form. Oberkreide, Exlberg bei Wien. Nat. Gr.
3. Kleine Chondriten, Oberkreide, Mühlberg bei Hütteldorf (Wien). Nat. Größe. Schicht-Oberseite.
4. Große Chondriten. Oberkreide, Klosterneuburg bei Wien. Nat. Größe. Schicht-Oberseite.
5. *Palaeodictyon*. Eozän, Pallerstein. Nat. Größe. Schicht-Unterseite.
6. *Palaeobullia*, Eozän, Schleifsteinbruch-Kierling bei Wien, Schicht-Oberseite.
7. Spiralgeführte Mäander, Eozän, Pallerstein. Nat. Gr. Schicht-Unterseite.
8. *Orbitolina concava* Lam., Cenoman, Sittendorf. Nat. Gr. a) Oberseite, b) Querschnitt.
9. *Nummulites partschi* de la Harpe A-Form, a) Oberfläche x 8, b) Äquatorialschnitt x 8 (nach Bieda, 1934).



Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien (Ausgabe 1952), Wien 1954.

Tafel 7.

Foraminiferen aus dem Flysch und dem Helvetikum.

Von R. Noth.

Abkürzungen: Vorkommen im Flysch = F, im Helvetikum = H, Verbreitung in Kreide = K, im Tertiär = T, h = häufig, s = selten.

Figur

1. *Rhabdammina abyssorum* M. Sars, Bruchstück L = 1 mm, $\times 20$, a) von oben, b) Seitenansicht, F (h), H (s), K — T.
2. *Dendrophrya robusta* Grzybowski, Bruchstück L = 1 mm, $\times 14$, a) von oben, b) Seitenansicht, F (h), K — T.
3. *Dendrophrya excelsa* Grzyb., Bruchstück L = 1.5 mm, $\times 14$, a) von oben, b) Seitenansicht, F (h), K — T.
4. *Dendrophrya latissima* Grzyb., Bruchstück L = 1.5 mm, $\times 16$, a) von oben, b) Seitenansicht, F (h), K — T.
5. *Hyperammina subnodosiformis* Grzyb., L = 0.8 mm, $\times 30$, nach Grzybowski, 1898 (1897), Taf. 10, Abb. 5, F, K — T.
6. *Placentamina placenta* (Grzyb.), Dm = 1 mm, $\times 10$, F (h), H (s), K — T.
7. *Placentamina grandis* (Grzyb.), Dm = 1 mm, $\times 10$, F (h), H (s), K — T.
8. *Placentamina difflugiformis* (non Brady) (Grzyb.), Dm = 0.45 mm, $\times 27$.
9. *Reophax pilulifera* Brady, F, K, T.
10. *Hormosina ovulum* (Grzyb.), L = 0.33 mm, $\times 33$, F, H, K.
11. *Proteonina complanata* (Franke), a) von oben, b) Seitenansicht, F (s), H (h).
12. *Nodellum* sp., L = 0.89, $\times 20$.
13. *Ammodiscus cretaceus* (Reuss), Dm = 1.15 mm, $\times 19$, F, K.
14. *Glomospira charoides* (J. u. P.), F, H, $\times 30$.
15. *Lituotuba incerta* Franke, K, Dm = 0.5 mm, $\times 22$, nach Franke, 1928, S. 15, Taf. 1, Abb. 19.
16. *Trochamminoides proteus* (Karrer), nach Karrer, 1865, S. 3, Taf. 1, Abb. 8, „Aus dem Wiener Sandstein“ bei Hütteldorf, F, K, Dm = 1.5 mm, $\times 15$.
17. *Trochamminoides folium* (Grzyb.), L = 1.9 mm, $\times 14$, F, K.
18. *Haplophragmoides* sp., F, H, K, T, $\times 25$.
19. *Cribrostomoides bradyi* Cushman, F, H, K, $\times 22$.
20. *Bolivinoopsis clotho* (Grzyb.), F, K, $\times 24$.
21. *Rzehakina epigona* (Rzehak), L = 1 mm, $\times 16$, F (s), H (s), Oberste K und Grenzschiechten Kreide — Paleozän.
22. *Rhapydionina liburnica* Stache, F, Eozän, $\times 24$.
23. *Vulvulina pennatula* (Batsch), L = 1 mm, $\times 24$, H, T.
24. *Clavulinoides cretaceus* (Morosowa), L = 1.3 mm, $\times 26$, H, K.
25. *Bolivinoides draco* (Mars.), H, Senon, $\times 30$.
26. *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg), H, K (h).
27. *Pseudotextularia elegans* Rzehak, L = 0.55 mm, $\times 31$, H, Senon (h).
28. *Planoglobulina acervulinoides* Egger, H, Senon, $\times 30$.
29. *Reussella szajnochae* (Grzyb.), H, Senon, $\times 30$.
30. *Bolivina incrassata* Reuss, L = 1.1, $\times 26$, H, Senon.
31. *Stensiöina exculpta* (Reuss), Dm = 0.37, a) flache Spiralseite, b) Nabelseite gewölbt, K, Senon.
32. *Gyroidina soldanii* (d'Orb.), a) Nabelseite, b) Spiralseite, c) Profil, $\times 30$.
33. *Globigerina infracretacea* Glaessner, Dm = 0.2, $\times 110$, a) Seite, b) von vorne, H, K.
34. *Globigerina subdigitata* Carman, H, K, L = 0.4 mm, $\times 40$.
35. *Globotruncana lapparenti lapparenti* Bolli, Dm = 0.58, $\times 31$, a) Spiralseite, b) Rücken, H, K.
36. *Globotruncana stuarti* (de Lapparent), Dm = 0.58, $\times 35$, a) flache Spiralseite, b) Profil, H, Senon.
37. *Globorotalia aragonensis* Nuttall, nach Glaessner, 1937, Taf. 1, Abb. 5, a—c, T, Waschbergkalk, L = 0.42 mm, $\times 55$, a) Nabelseite, b) Profil.
38. *Anomalina grosserugosa* Gümbel, L = 0.72 mm, $\times 30$, a), b) Seitenansichten, H, T.
39. *Tristix excavata* (Reuss), L = 0.5 mm, $\times 33$, H, K.
40. *Dorothyia plummeri* Brotzen, L = 0.87 mm, $\times 20$, a) Seitennansicht, b) um 90° gedreht, H, K.
41. *Frondicularia linearis* Franke, L = 1.4 mm, $\times 22$, nach Franke, 1928, S. 72, Taf. 6, Abb. 18 a, b.
42. *Neoflabellina interpunctata* (v. d. Marck), L = 1.5 mm, $\times 22$, nach Franke, 1928, S. 92, Taf. 8, Abb. 17, K, Obersenon.
43. *Hantkenina dumblei* Weinzierl u. Applin, L = 0.89 mm, $\times 28$, T, Mittel-eozän.

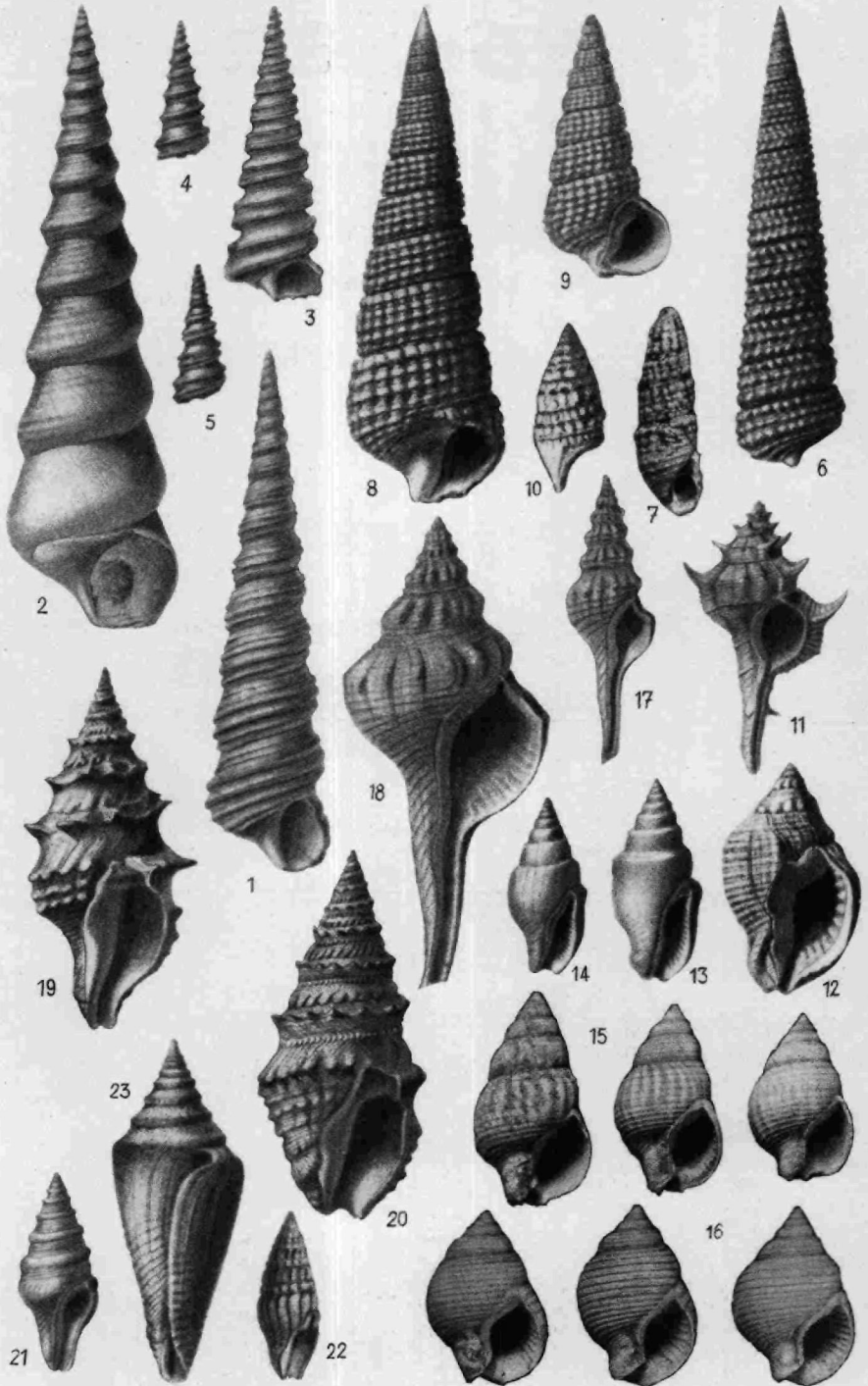


Tafel 8.

Gastropoden aus dem Mittelmiozän der Umgebung von Wien.
Von R. Sieber.

Figur

1. *Turritella (Haustator) turris badensis* Sacco. Häufig in allen Sedimenten der tortonischen Stufe.
2. *Turritella (Turritella) terebralis gradata* Menke. Sehr kennzeichnendes Leitfossil der burdigalischen und helvetischen Stufe. Im Torton nur sehr selten. $\times \frac{2}{3}$.
3. *Turritella (Eichwaldiella) bicarinata scalaria* Buch. Umgänge voneinander abgehoben. Torton. St.
4. *Turritella (Eichwaldiella) bicarinata* Eichw. Helvetische und tortonische Stufe. Nur ein kräftiger Mittelreifen. Variabilität in der helvetischen Stufe stärker.
5. *Turritella (Archimediella) erronea* Cossm. Zwei starke Mittelreifen, bereits auf den Anfangswindungen vorhanden. Vorwiegend in Sanden und Mergeln der tortonischen Stufe.
6. *Potamides (Ptychopotamides) papaveraceus* Bast. Kennzeichnendes Leitfossil der burdigalischen und helvetischen Stufe.
7. *Pirenella moravica* Hörn. Helvetische Stufe.
8. *Terebralia bidentata* Defr. Spindelende und letzter Umgang spitz-länglich. Helvetische und tortonische Stufe.
9. *Terebralia lignitarum* Eichw. Spindelende horizontal. Helvetische Stufe. Nur sehr selten im Torton.
10. *Cerithium (Pithocerithium) doliolum imperfectum* Sieber. Helvetische Stufe.
11. *Murex (Tubicauda) spinicosta* Bronn. Stark bestachelte Form häufig in den lockeren Sedimenten der tortonischen Stufe.
12. *Ocenebra sublavata grundensis* Sacco. Helvetische Stufe, Grund.
13. *Columbella (Alia) curta* Bell. Umgänge wulstförmig und abgestuft. Helvetische Stufe, Grund.
14. *Columbella (Alia) curta convexa* Friedhg. Gewinde nicht abgestuft. Hauptsächlich im Tegel der tortonischen Stufe.
15. *Nassa rosthorni* Partsch. Starke Variabilität in der helvetischen Stufe, Grund.
16. *Nassa rosthorni* Partsch. Geringe Variabilität in der tortonischen Stufe.
17. *Lathyrus (Pseudolathyrus) bilineatus* (Partsch). Häufig in der Tegelfazies der tortonischen Stufe.
18. *Euthriofusus burdigalensis* (Defr.). Kennzeichnend für die burdigalische und helvetische Stufe. Im Torton stets fehlend.
19. *Clavatula (Clavatula) asperulata* Lam. Häufig im Tegel der tortonischen Stufe.
20. *Clavatula (Clavatula) granulato-cincta* Münst. Häufig in den lockeren Sedimenten der tortonischen Stufe.
21. *Perrona jouanneti* Desm. (= Pleurotoma). Vorwiegend in den lockeren Sedimenten der tortonischen Stufe.
22. *Drillia pustulata* Brocc. Tortonische Stufe.
23. *Conus (Conolithus) dujardini* Desh. Häufig im Tegel der tortonischen Stufe.



Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien (Ausgabe 1952), Wien 1954.

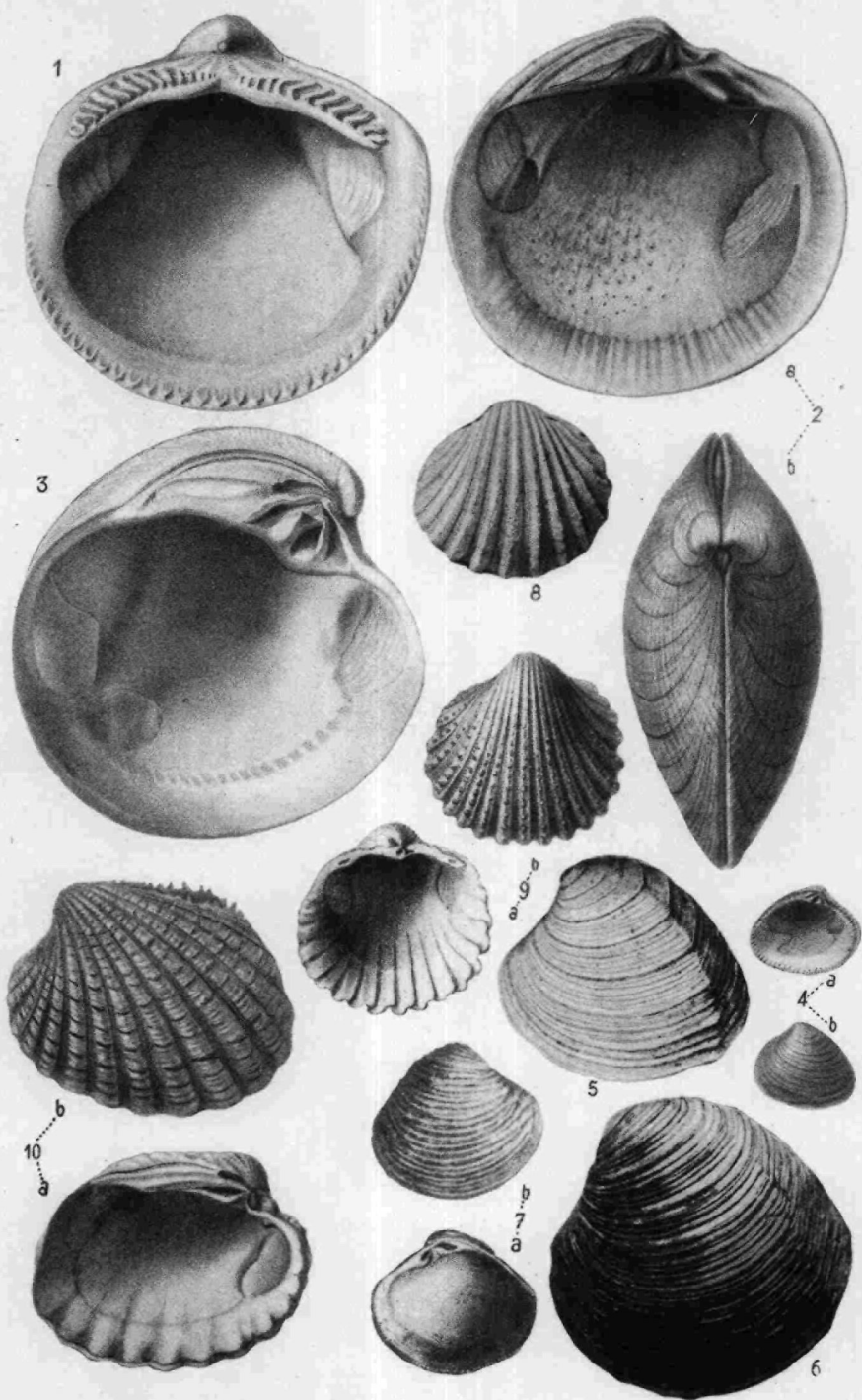
Tafel 9.

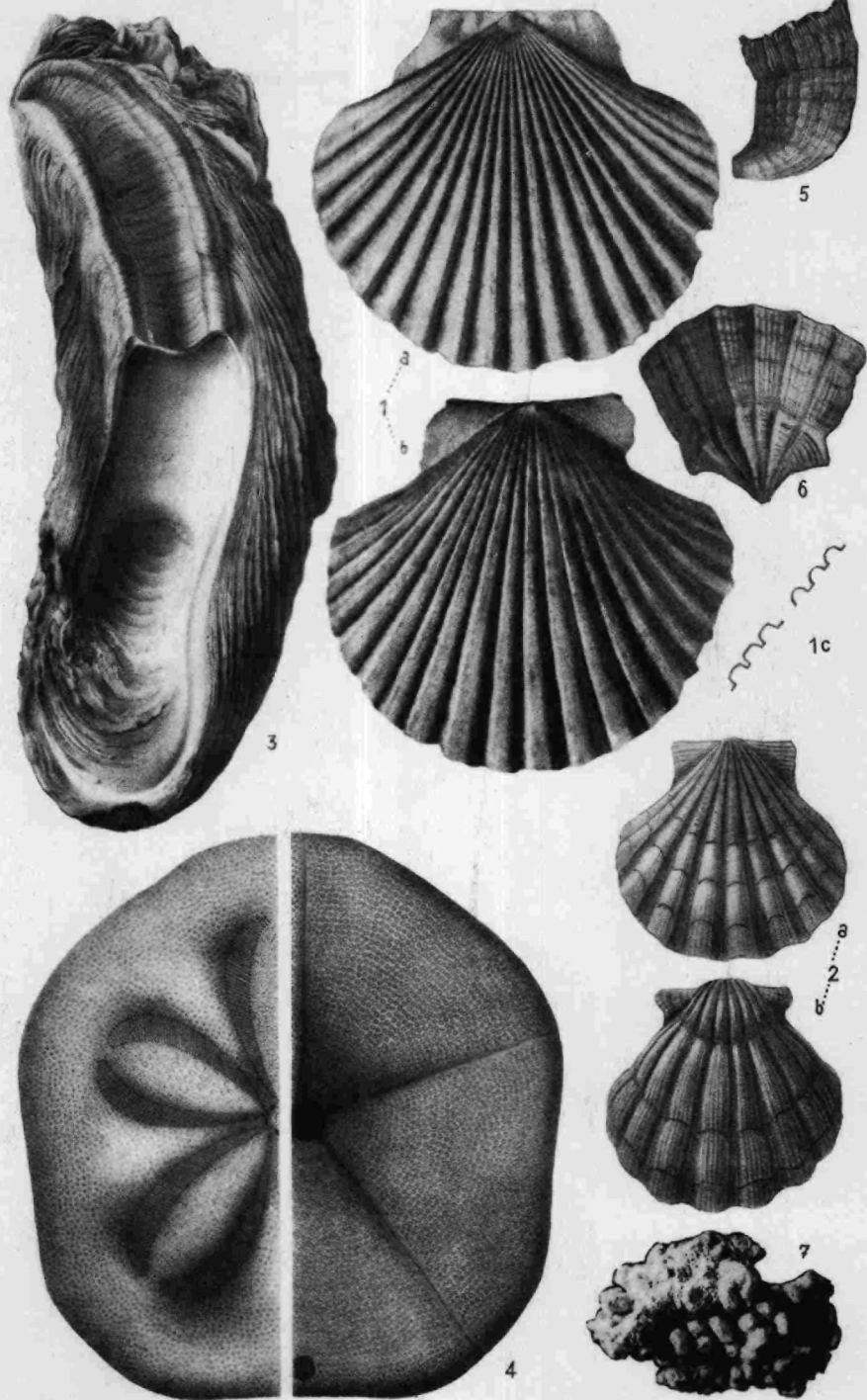
Bivalven aus dem Mittelmiozän der Umgebung von Wien.

Von R. Sieber.

Figur

1. *Glycymeris (Glycymeris) pilosus deshayesi* (Mayr.) (= *Pectunculus*). Kennzeichnendes Fossil der Sand- und Leithakalkfazies. $\times \frac{1}{3}$.
2. *Codokia leonina* (Bast.) (= *Lucina*). Häufig in der Sand- und Leithakalkfazies des Torton. $\times \frac{3}{4}$.
3. *Pitaria (Cordiopsis) gigas vindobonensis* Kauts. Kurze, hohe, dicke Schale, Umriss stark rundlich; sehr kräftiges Schloß, hinterer Hauptzahn steiler gestellt als bei der Typusart, die im Helvet vorkommt. Torton. Stufe. $\times \frac{3}{5}$.
4. *Venus (Timoclea) marginata* Hörn. Eiförmig, zwei divergierende Schloßzähne. Groß-Form: Helvetische Stufe. (Abgebildet.) — Klein-Form: Torton. Stufe.
5. *Venus (Circumphalus) plicata grundensis* Kauts. Helvetische Stufe, Grund.
6. *Venus (Circumphalus) plicata rotundior* Kauts. Schale stark gewölbt, Unterrand stark konvex gekrümmt. Parallele Skulpturreifen unregelmäßig und am hinteren Schalenabschnitt nicht stark geknickt. Torton. Stufe.
7. *Venus (Mioclausinella) cincta* Eichw. Dick, mittelgroß, ungleichseitig, nach aufwärts gebogene Parallelrippen, Mantellinie wenig und spitz gebuchtet. Torton. Stufe. — Die flachere und durch wulstartige Rippen gekennzeichnete nahe-stehende var. *fasciculata* findet sich auch in der helvetischen Stufe.
8. *Cardium (Acanthocardia) turonicum grundense* Ivoll u. Peyr. Mit nur 14 bis 15 scharfen und nicht gerundeten Rippen. Leitfossil der helvetischen Stufe.
9. *Cardium (Acanthocardia) barrandei schafferi* Kauts. Stets 19 bis 20 gerundete Rippen.
10. *Beguina (Glans) rudista rotundata* (Cerr. Irr.) (= *Cardita*). Sehr kennzeichnend für alle Ausbildungen der tortonischen Stufe des Wiener Beckens. Quadrangulär, Hinterrand gerade verlaufend.





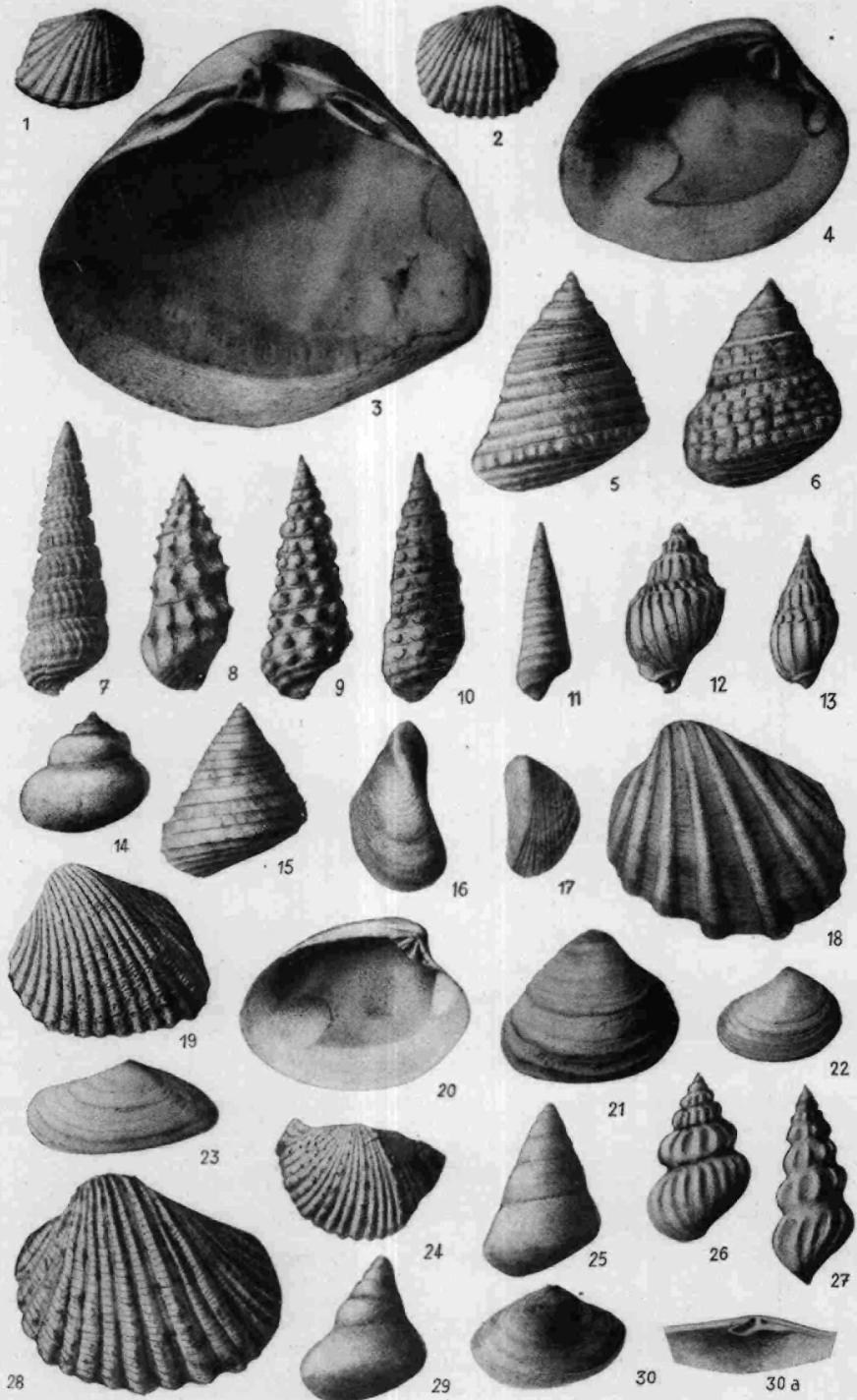
Tafel 11.

Fossilien aus dem Sarmat des Wiener Beckens.

Von A. Papp.

Figur

1. *Cardium dönginki praeformis* Papp. Wiesen (B) Mactraschichten, 2:1.
2. *Cardium politioanei politioanei* Jekelius. Wiesen (B) Mactraschichten, 3:1.
3. *Maetra vitaliana vitaliana* d'Orbigny. Wiesen (B) Mactraschichten, ? Atzgersdorf, 1:1.
4. *Irus (Paphirus) gregarius ponderosus* (d'Orbigny). Wiesen (B) Mactraschichten, 1:1.
5. *Calliostoma podolicoformis nudostriata* Papp. Wiesen (N) Mactraschichten, selten Nexing, Atzgersdorf, Ervilienschichten, 2:1.
6. *Calliostoma podolicoformis podolicoformis* (Kolesnikov). Wiesen (D) Mactraschichten bei Wolfpassing, 2:1.
7. *Pirenella disjuncta* (Sowerby). Wiesen (D) Mactraschichten, Hautzendorf, obere Ervilienschichten, 1:5:1.
8. *Pithocerithium rubiginosum subtypicum* (Sacco). Hautzendorf häufig, Atzgersdorf, Hölles, Rissosen- und Ervilienschichten, 1:5:1.
9. *Pirenella picta picta* (Defrance). Wiesen (N II), Hollabrunn, Hölles, Atzgersdorf (Ervilien-Mactraschichten), 1:5:1.
10. *Pirenella picta bicostata* (Eichwald). Hollabrunn, Wiesen, Rissosen- und Ervilienschichten, 1:5:1.
11. *Pirenella picta nympha* (Eichwald). Nexing, Obere Ervilienschichten, 1:1.
12. *Dorsanum opinabile opinabile* (Kolesnikov). Wiesen (N I), Hautzendorf, Ervilienschichten, 1:1.
13. *Dorsanum duplicatum duplicatum* (Sowerby-Kolesnikov). Wiesen (N I), Hautzendorf, Ervilienschichten, 1:1.
14. *Gibbula hoernesii* Jekelius. Wiesen (N I), Hölles, Hautzendorf, Ervilienschichten, 2:1.
15. *Calliostoma poppelacki* (M. Hoernes). Wiesen (N I), Hölles, Hautzendorf, Ervilienschichten, 2:1.
16. *Modiolus incrassatus incrassatus* (d'Orbigny). Wiesen (N I) und zahlreiche andere Fundorte. Rissosen- und Mactraschichten, 1:1.
17. *Musculus sarmaticus* (Gatuev). Wiesen (N I), Hölles, Atzgersdorf und andere Fundorte, Rissosen- und Mactraschichten, 1:1.
18. *Cardium latisulcum latisulcum* Münster. Wiesen (N I) Ervilienschichten, Hölles, Atzgersdorf u. a., 1:1.
19. *Cardium vindobonense vindobonense* (Partsch), Laskarev. Wiesen (N I) Ervilienschichten, Hölles, Atzgersdorf, 1:1.
20. *Irus (Paphyrus) gregarius gregarius* (Partsch), Goldfuß. Wiesen (N I) Ervilienschichten, Hölles, Atzgersdorf, 1:1.
21. *Maetra vitaliana eichwaldi* Eichwald. Nexing, Ervilienschichten, Hölles, Hautzendorf, 1:1.
22. *Ervilia dissita dissita* (Eichwald). Wiesen—Sauerbrunn nördlich der Bahn obere Ervilienschichten Hautzendorf, obere Ervilienschichten, 1:1.
23. *Donax dentiger* Eichwald. Hautzendorf, Wiesen (N I) Ervilienschichten, 1:1.
24. *Cardium janoscheki* Papp. Wirbelpartie, 5:1. Hollabrunn, Siebenhirten, Sarmat-Eichkogel—Gumpoldskirchen, Rissosen- und Mactraschichten.
25. *Calliostoma orbignyana praeformis* Papp. Heiligenstadt (Ziegelei Kraindl) Rissosen- und Mactraschichten, 2:1.
26. *Mohrensternia inflata* (Andrzejovsky). Nußdorf, Hollabrunn, Siebenhirten, Sarmat-Eichkogel—Gumpoldskirchen, Rissosen- und Mactraschichten, 4:1.
27. *Mohrensternia styriaca* Hilber. Hollabrunn, Siebenhirten, Rissosen- und Mactraschichten, 4:1.
28. *Cardium pseudoplicatum* Friedberg (? n. sp.). Hollabrunn, Siebenhirten, Sarmat-Eichkogel—Gumpoldskirchen, Rissosen- und Mactraschichten, 3:1.
29. *Calliostoma penekei* Hilber. Eichkogel—Gumpoldskirchen, Rissosen- und Mactraschichten, 2:1.
30. *Syndesmona reflexa* Eichwald. Hollabrunn, Siebenhirten, Rissosen- und Mactraschichten (Fig. 30 = 1:1, Fig. 30 a = 5:1).



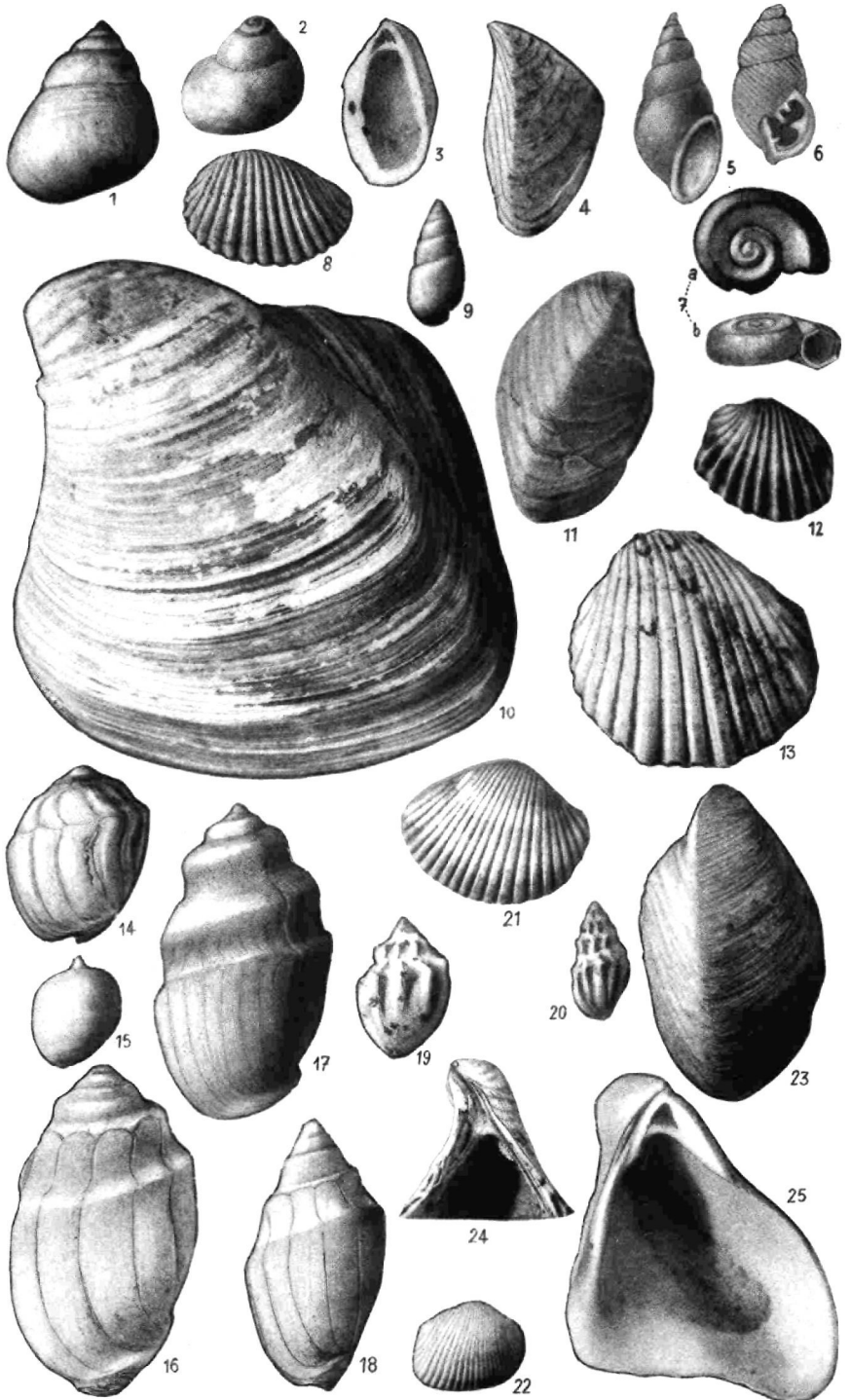
Tafel 12.

Fossilien aus dem Pannon des Wiener Beckens.

Von A. Papp.

Figur

1. *Diviparus loxostomus* Sandberger. Moosbrunn, Eichkogel, Süßwassermergel, Zone G—H, 1:1.
2. *Valvata obtusaeformis* L ö r e n t h e y. Moosbrunn, Eichkogel, Zone G—H, 2:5:1.
3. *Dreissena minima* L ö r e n t h e y. Haslau a. d. Donau, Götzendorf, Zone F, 5:1.
4. *Congeria neumayeri* Andrusov. Götzendorf a. d. Ostbahn, Zone F häufig, Vorkommen Helvet bis Pannon Zone F.
5. *Prososthenia sepulcralis sepulcralis* (Partsch). Moosbrunn, Zone F—G, 5:1.
6. *Carychium berthae* Halavats. Eichkogel, Süßwassermergel, Zone H, 10:1.
7. *Valvata (Valvata) öcsensis* Soos. Eichkogel, Süßwassermergel, Zone H, 4:1.
8. *Limnocardium edlaueri* Papp. Brunn/Vösendorf (locus typicus) Zone E (stratum typicum), Simmering, Inzersdorf, 3:1.
9. *Melanopsis pygmaea pygmaea* M. Hoernes. Brunn/Vösendorf, Laaerberg, Leobersdorf (Ziegelei) Zone C—F, 1:5:1.
10. *Congeria subglobosa subglobosa* Partsch. Brunn/Vösendorf, Inzersdorf, Leopoldsdorf u. a., Zone E; sehr selten und nicht typisch auch Zone D, 1:1.
11. *Congeria zsigmondyi* Halavats. Leopoldsdorf, Brunn/Vösendorf, Zone E, 1:1.
12. *Limnocardium brunnense* Andrusov. Brunn/Vösendorf, Zone E, 1:1.
13. *Limnocardium carnuntinum* (M. Hoernes). Regelsbrunn a. d. Donau, Inzersdorf, Zone E, 1:1.
14. *Melanopsis vindobonensis vindobonensis* Fuchs. Wien, Simmering, Laaerberg u. a. Fundorte. Zone E, 1:1; von Zone C—E an Häufigkeit zunehmend.
15. *Melanopsis inermis* Handmann. Leobersdorf—Sandgrube, Zone C, 1:1.
16. *Melanopsis fossilis fossilis* (Martini) Gmelin. Leobersdorf—Sandgrube, Zone C, selten Zone D, 1:1.
17. *Melanopsis fossilis constricta* Handmann. Leobersdorf—Ziegelei, Brunn/Vösendorf u. a. Fundorte. Zone C, Zone D häufig, 1:1.
18. *Melanopsis impressa posterior* Papp. Leobersdorf—Sandgrube (locus typicus), Zone B (stratum typicum).
19. *Melanopsis bouei bouei* Ferussac. Leobersdorf—Sandgrube, Zone C, 1:1.
20. *Melanopsis bouei affinis* Handmann. Brunn/Vösendorf, Zone E, vom Sarmat bis Pannon Zone F.
21. *Limnocardium conjungens* (Partsch). Brunn/Vösendorf, Zone E, selten Zone D, 1:1.
22. *Limnocardium promultistriatum* Jekelius. Leobersdorf—Sandgrube, Zone B und C, 1:1.
23. *Congeria partschi partschi* Čžjžek. Wien V Hungelbrunn u. a. Fundorte, Zone D am häufigsten, 1:1.
24. *Congeria hoernesi* Brusina. Wirbelpartie von innen. Leobersdorf—Sandgrube. Kasernberg bei Wolfpassing, Zone C, 1:1.
25. *Congeria ornithopsis* Brusina. Vorform der *C. hoernesi*, Leobersdorf—Sandgrube, Zone B, 1:1.



Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien (Ausgabe 1952), Wien 1954.

Tafel 13.

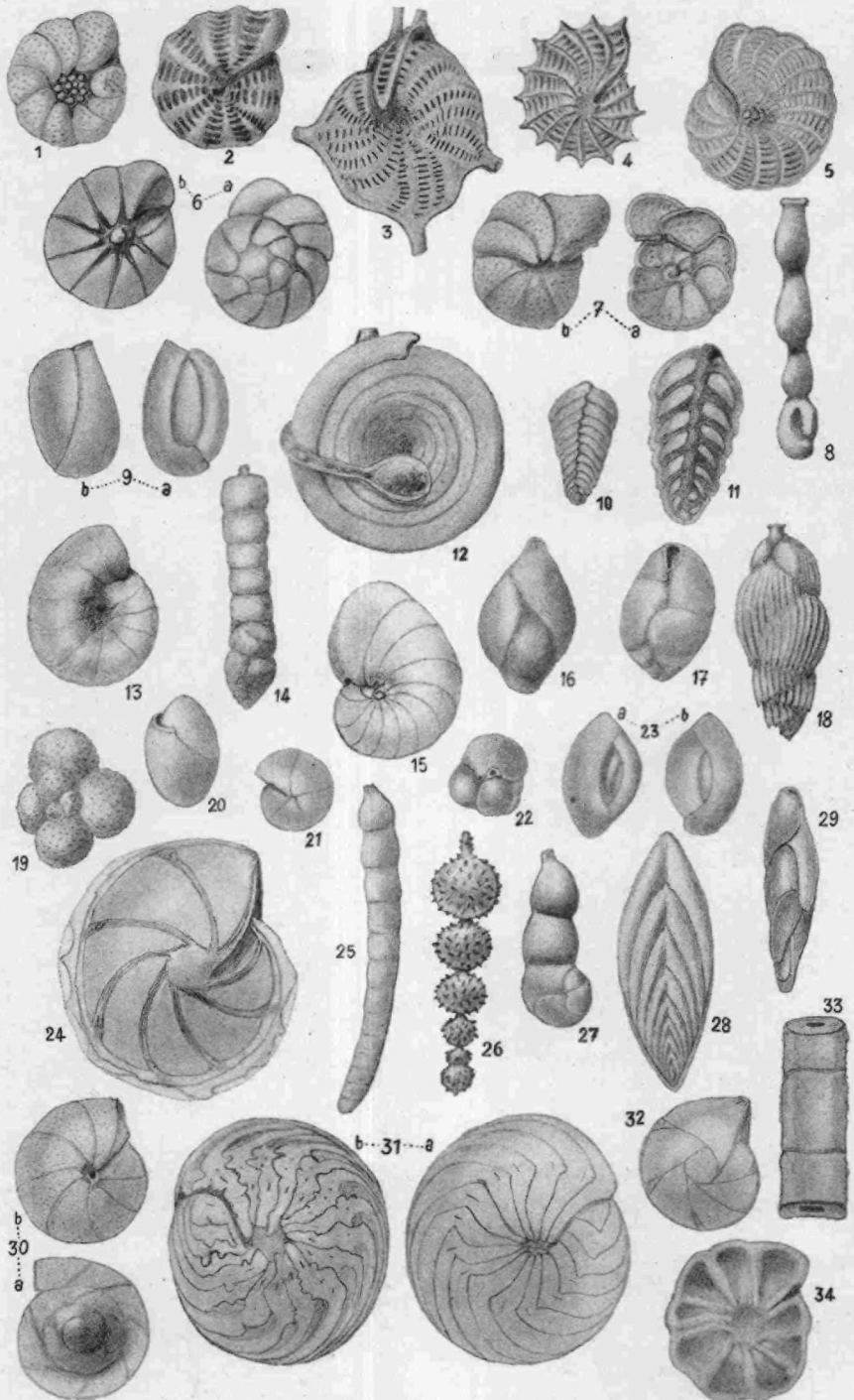
Foraminiferen aus dem Sarmat und Torton des Wiener Beckens, nebst einigen Vertretern aus dem Helvet, Burdigal und Oligozän des Alpenvorlandes.

Von R. Grill.

Figur

1. *Nonion granosum* (d'Orb.), Dm = 0.58 mm, × 31. Kennzeichnend für das höhere Sarmat (Zone mit *Nonion granosum*) des Wiener Beckens.
2. *Elphidium hauerinum-antoninum* (d'Orb.), Dm = 0.62 mm, × 29. Kennzeichnend für das mittlere Sarmat (Zone mit *Elphidium hauerinum-antoninum*).
3. *Elphidium reginum* (d'Orb.), Dm = 1.46 mm, × 23. Kennzeichnend für das tiefe Sarmat (Zone mit *Elphidium reginum* und Rissoen).
4. *Elphidium aculeatum* (d'Orb.), Dm = 0.63 mm, × 33. Häufig im Sarmat, besonders Untersarmat.
5. *Elphidium* aff. *crispum* (L.), Dm = 0.89 mm, × 24. Kennzeichnend für das tiefe Sarmat (Zone mit *Elphidium reginum* und Rissoen).
6. *Rotalia beccarii* (L.), Dm = 0.68 mm, × 29. a = Spiralseite, b = Nabelseite. Großwüchsige Form aus dem Torton, besonders häufig im obersten Torton (Zone mit *Rotalia beccarii* und *Neritina picta*). In anderer Ausbildung auch sonst sehr verbreitet, besonders im Sarmat.
7. *Cibicides lobatulus* (W. u. J.), Dm = 0.79 mm, × 24. a = Spiralseite, b = Nabelseite. Aus dem Torton; die Art ist auch im untersten Sarmat verbreitet.
8. *Articulina sarmatica* Karr., L = 1 mm, × 34. Sarmat.
9. *Triloculina inflata* d'Orb. Nach d'Orbigny (1846). Ansichten von den Breitseiten. L = 1 mm, × 18. Sarmat und Torton.
10. *Bolivina dilatata* Reuss, L = 0.5 mm, × 32. Aus dem Torton, im höheren Torton teilweise häufig und zonenbildend.
11. *Spiroplectammina carinata* (d'Orb.), L = 1.13 mm, × 21. Aus dem Torton des Wiener Beckens (Zone mit *Spiroplectammina carinata* und tiefer).
12. *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), aufgewachsen eine *Ammolagena clavata* (J. et P.), Dm = 2.75 mm, × 11. Aus dem Torton.
13. *Cyclamina* sp., L = 0.83 mm, × 26. Aus dem Torton.
14. *Martinottiella communis* (d'Orb.), L = 1.33 mm, × 25. Aus dem Torton.
15. *Nonion commune-boueanum* (d'Orb.), L = 0.68 mm, × 35. Aus dem Torton.
16. *Guttulina austriaca* d'Orb., L = 0.87 mm, × 24. Aus dem Torton.
17. *Bulimina pupoides* d'Orb., L = 0.79 mm, × 24. Aus dem Torton.
18. *Uvigerina* ex gr. *pygmaea* d'Orb., L = 0.80 mm, × 36. Aus dem Torton.
19. *Globigerina bulloides* d'Orb. Nach d'Orbigny (1846). L = 0.5 mm, × 37. Aus dem Torton.
20. *Chilostomella ovoidea* Reuss, L = 0.60 mm, × 25. Aus dem Torton.
21. *Pullenia sphaeroides* (d'Orb.), Dm = 0.46 mm, × 24. Aus dem Torton.
22. *Sphaeroidina bulloides* (d'Orb.), Dm = 0.48 mm, × 23. Aus dem Torton.
23. *Quinqueloculina akneriana* d'Orb. Nach d'Orbigny (1846). Ansichten der Breitseiten. L = 1 mm, × 17. Aus dem Torton.
24. *Robulus cultratus* Montf., Dm = 1.25 mm, × 28. Aus dem tieferen Torton (Lagenidenzone) des Wiener Beckens.
25. *Dentalina* sp., L = 4.75 mm, × 9. Aus dem tieferen Torton (Lagenidenzone).
26. *Siphonodosaria hispida* (Sold.), Nach d'Orbigny (1846). L = 1.5 mm, × 23. Aus dem tieferen Torton (Lagenidenzone).
27. *Marginulinopsis pedum* (d'Orb.), L = 1 mm, × 24. Aus dem tieferen Torton (Lagenidenzone).
28. *Plectofrondicularia medelingensis* (Karr.), L = 1.72 mm, × 20. Aus dem tieferen Torton (Lagenidenzone).
29. *Virgulina schreibersiana* Cz. Nach Czjžek (1848). L = $\frac{2}{3}$ mm, × 40. Aus dem Torton.
30. *Cibicides dutemplei* (d'Orb.), Dm = 0.68 mm, × 26. a = Spiralseite, b = Nabelseite. Aus dem Torton.
31. *Amphistegina hauerina* d'Orb., Dm = 1.27 mm, × 26. a = Spiralseite, b = Nabelseite. Aus den Leithakalkbildungen des Wiener Beckens.
32. *Robulus inornatus* (d'Orb.), Dm = 0.67 mm, × 27. Sehr häufig und kennzeichnend für den helvetischen Ottmanger Schlier des Alpenvorlandes (*Robulus*-Schlier).
33. *Bathysiphon filiformis* Sars (nach Schubert, 1903). Nicht selten und kennzeichnend für den burdigalen Haller Schlier des Alpenvorlandes.
34. *Cyclamina* sp., Dm = 0.83 mm, × 25. Aus dem Oligozänschlier (Chatt) des Alpenvorlandes.

Gezeichnet R. Noth und J. Kerschhofer.



Tafel 14.

Ostracoden des Jungtertiärs im Wiener Becken.

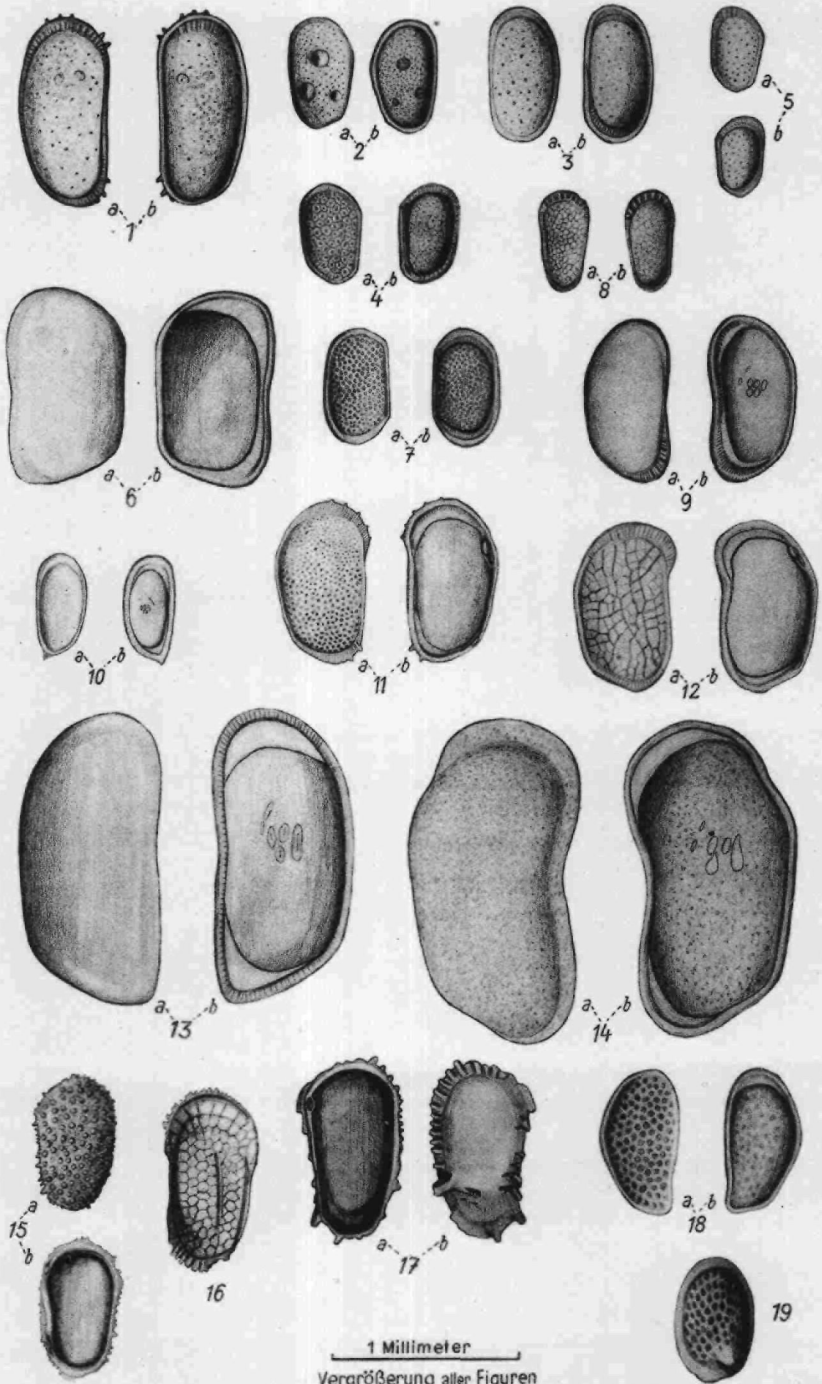
Von K. Turnovsky.

Figur

1. *Cyprideis obesa* (Reuss), besonders Mittelpannon, häufig Vösendorf. R. K.
2. *Cyprideis heterostigma tribullata* (Reuss), Ober- und Mittelpannon, Moosbrunn. L. K.
3. *Cyprideis heterostigma heterostigma* (Reuss), ganzes Pannon, nahestehende Formen im Sarmat. L. K.
4. *Loxoconcha* sp. 2 Pokorny, Mittelpannon, besonders höherer Teil, auch in Vösendorf gefunden. L. K.
5. *Loxoconcha subgranifera* n. sp., meist Unterpannon, besonders aus Bohrungen. L. K.
6. *Lineocypris reticulata* (Mehes), Mittelpannon, selten in Vösendorf. L. K.
7. *Loxoconcha granifera* (Reuss), Mittelpannon, häufig in Vösendorf. L. K.
8. *Cytheromorpha lacunosa* (Reuss), Mittelpannon, Vösendorf. L. K.
9. *Lineocypris jahrioni* n. sp., Mittelpannon, Meidling. R. K.
10. *Candona lobata* (Zalanyi), Mittelpannon, Vösendorf. L. K.
11. *Hemicythere brunensis* (Reuss), Mittelpannon, höheres Unterpannon, Vösendorf. R. K.
12. *Hemicythere lörentheyi* (Mehes), tieferes Unterpannon, nahe Sarmatgrenze. Wiental, Mollardgasse. R. K.
13. *Herpetocypris abscissa* (Reuss), Unterpannon, sehr verbreitet, stark zerbrechlich, nahestehende Formen, aber weniger zugespitzt auch Mittelpannon. R. K.
14. *Candona sieberi* Mehес, Unterpannon, besonders tieferes. R. K.
15. *Cythereis asperrima* (Reuss), tieferes Torton, häufig Ziegelei Sooß. L. K.
16. *Cythereis tricostata* (Reuss), Leithakalk Nußdorf. L. K.
17. *Pterygocythereis cornuta* (Römer), tieferes Torton, häufig Ziegelei Sooß. L. K.
18. *Cytheridea mülleri* v. Münster, Sarmat, Torton, Helvet. R. K.
19. *Loxoconcha hastata* (Reuss), Leithakalk Nußdorf. R. K.

Gezeichnet A. Papp.

L. K. = Linke Klappe. R. K. = Rechte Klappe.



Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien (Ausgabe 1952), Wien 1954.

Tafel 15.

Die Proboscidier als Stufenleitfossilien des Jungtertiärs (Mastodontidae) und Quartärs (Elephantidae)¹⁾.

Von E. Thenius.

Links: Letzter Unterkieferbackenzahn (M_3) in zwei Ansichten.

Rechts: Die zugehörigen Formen in Rekonstruktionsbildern. (Im gleichen Größenverhältnis zueinander.)

- 1—3. *Elephas primigenius* Blumenb., (Mammut), Jungpleistozän. Vielfach im Löß (z. B. Nußdorf) und den Schotterbildungen der jüngeren Donauterrassen in Wien nachgewiesen (z. B. Simmering, Innere Stadt, Schwechat usw.).
- 4—6. *Elephas (Archidiskodon) planifrons-meridionalis* Nesti, Alttestpleistozän. Zahnfunde auf Laaerbergterrasse (Laaerberg, Simmering).
- 7—9. *Mastodon (Bunolophodon) longirostris* Kaup, Unterpliozän (Pannon). Häufig in pannonischen Schottern (Wien III, X, XII, früher Belvedere-schotter) und in den Congerienschichten (z. B. Brunn—Vösendorf).
- 10—12. *Mastodon (Bunolophodon) angustidens* Cuv., Miozän. In den marinen Strandbildungen des Wiener Beckens (z. B. Wien XVII, Eichkogel bei Mödling usw.).

¹⁾ Nur soweit berücksichtigt, als im Kartengebiet nachgewiesen.



1



2



4



5



7



8



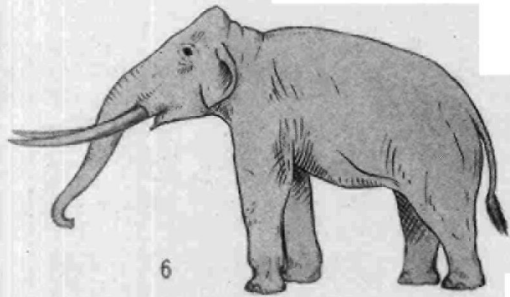
10



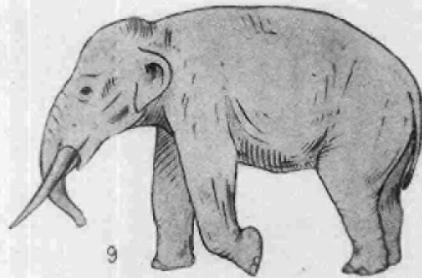
11



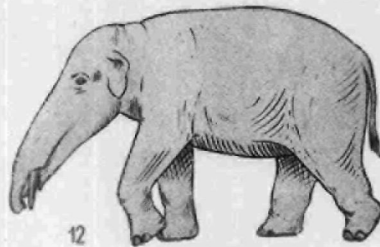
3



6



9



12