

MITTEILUNGEN

DER

GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT

IN WIEN.

XIII. Jahrgang

1920.

Stratigraphie und Tektonik der Flyschzone des östlichen Wiener Waldes.

Von Karl Friedl.

(Mit einer geologischen Karte [Taf. I] und einer Profiltafel [Taf. II].)

Vorwort.

Obwohl vor den Toren der Hauptstadt Österreichs gelegen, bildet die Flyschzone des Wiener Waldes doch einen der geologisch am wenigsten durchforschten Teile der Ostalpen. Über diese Erscheinung und ihre Ursachen ist schon wiederholt und genug geschrieben worden und es ist daher sicher überflüssig, von neuem die Schwierigkeiten aufzuzählen, die ein gedeihliches geologisches Arbeiten im Flysche früher unmöglich machten und es auch jetzt noch sehr erschweren. Jeder, der Gelegenheit hatte, selbst Flysch zu kartieren, wird daher die Hindernisse vollauf zu würdigen wissen, die sich der Lösung einer solchen Aufgabe entgegenstellen, wie es die ist, die Stratigraphie und Tektonik der Flyschsedimente des Wiener Waldes zu klären. Dieser Schwierigkeiten und Hindernisse möge sich aber auch der bei Beurteilung vorliegender Arbeit erinnern, der noch keine Gelegenheit hatte, die Tücken des Flysches persönlich kennen zu lernen.

Angesichts dieser Schwierigkeiten mußte sich auch die ältere Literatur¹⁾ darauf beschränken, die leider nur zu seltenen Fossilienfunde gewissenhaft zu registrieren, dem Vorkommen von exotischen Blöcken gebührende Beachtung zu schenken oder über die Entstehung der so seltsamen Flyschhieroglyphen Betrachtungen anzustellen. Einen Einblick zu gewinnen in die Altersfrage des Flysches, in die Frage seiner Entstehungsbedingungen oder gar in die seiner Tektonik, blieb ihr völlig versagt.

Den ersten, ernst zu nehmenden Versuch, die stratigraphische Stellung der Flyschsedimente des Wiener Waldes zu

klären, unternahm Stur²⁾ in seiner „Geologischen Spezialkarte der Umgebung von Wien“. Trotzdem sich bald zeigte, daß gegen die von Stur vorgeschlagene Gliederung des Flysches manches einzuwenden wäre, ist es doch bemerkenswert, daß Stur schon damals eine Reihe von Tatsachen festhielt, die auch heute noch unerschüttert dastehen. So erkannte er zum Beispiel als erster, daß das Eozän im Wiener Walde in zweifacher Ausbildungsweise vorhanden sei. Gelang es ihm auch nicht, die wahre Ursache dieser Erscheinung klar zu erkennen, so ist es ihm doch hoch anzurechnen, daß er die Tatsache des faziellen Kontrastes zwischen Greifensteiner Sandstein und Glaukoniteozän feststellte; um so mehr, als dann später wieder Paul³⁾ alles durcheinander warf und erst Jaeger⁴⁾ der Sturschen Anschauung wieder zu ihrem Recht verhalf.

Der nächste, der es unternahm, in die Frage nach dem Alter und den Lagerungsverhältnissen des Flysches Licht zu bringen, war Paul³⁾, der gegen Ende des vorigen Jahrhunderts von der Geologischen Reichsanstalt mit der Neuaufnahme der Flyschzone betraut wurde. Er legte die Ergebnisse seiner Aufnahmen in einer umfangreichen Arbeit, betitelt „Der Wiener Wald“, nieder, einer Arbeit, die zahlreiche wertvolle Detailbeobachtungen enthält und schon deshalb von dauerndem Werte ist.

Paul versuchte, was bei dem fast völligen Mangel an Fossilien sicherlich der richtige Weg war, auf petrographischem Wege eine stratigraphische Gliederung des Flysches vorzunehmen, indem er ganz richtig erkannte, daß sich die einzelnen Horizonte des Flysches durch ganz bestimmte Gesteinsvergesellschaftungen auszeichnen, unter denen wieder einzelne Gesteinstypen in besonders charakteristischer Weise als Leitgesteine hervortreten. Die von Paul aufgestellte Stratigraphie erwies sich aber als vollkommen verfehlt; ein Umstand, der dazu beitrug, die ganze petrographische Methode Pauls in schlechten Ruf zu bringen, so daß man überhaupt daran zweifelte, ohne genügende Fossilfunde jemals Licht in die Flyschstratigraphie und Tektonik zu bringen.

So verzichtete Schaffer⁵⁾ in seiner „Geologie von Wien“ überhaupt darauf, den Flysch stratigraphisch nach seinem Alter zu gliedern und beschränkte sich darauf, zwei Haupt-

typen von Flyschgesteinen zu unterscheiden, nämlich vorwiegend sandige und vorwiegend mergelige.

Da machte sich ein junger Geologe, Robert Jaeger⁴⁾, daran, die aus unserem Flysch bis jetzt in genügender Anzahl fehlenden Fossilien herbeizuschaffen. Mit großer Geduld und der seltenen Fähigkeit begabt, auch in scheinbar fossilereen Gesteinen Organismenreste aufzufinden, gelang es ihm bald, auch in unserem als fossilere verrufenen Flysch zahlreiche Fossilfunde zu machen und mit ihrer Hilfe eine Flyschstratigraphie auf gesicherter Basis aufzubauen. Ein tragisches Geschick verhinderte ihn aber, sein Werk zu vollenden; er fiel in der Blüte seiner Jahre als ein Opfer des Krieges.

Einer Anregung meines hochverehrten Lehrers, Herrn Professor F. E. Sueß, folgend, dem ich auch gleich an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank für die wertvolle Hilfe ausspreche, mit der er die Arbeit in jeder Hinsicht förderte, übernahm ich im Frühjahr 1917 das wissenschaftliche Erbe Robert Jaegers und lege hiemit das Ergebnis meiner zweijährigen Aufnahmstätigkeit vor. Es sei aber gleich im voraus betont, daß diese Arbeit nur stratigraphische und tektonische Fragen aus dem immerhin nur einen kleinen Teil der nordalpinen Flyschzone darstellenden Wiener Wald behandelt. Eine genauere petrographische Bearbeitung der Flyschgesteine sowie Erörterungen über die Bildungsweise des Flysches und regionalgeologische Betrachtungen über die Verbreitung der Flyschsedimente sollen einer besonderen Arbeit vorbehalten bleiben, die als Beantwortung der petrographischen Frage der Robert Jaeger-Preisstiftung, deren Ausarbeitung mir ja übertragen wurde, gedacht ist.

Besonderen Dank schulde ich auch noch dem Schriftsteller- und Journalistenverein „Konkordia“, der mir durch Gewährung einer Subvention aus dem Eduard Sueß-Fond in finanzieller Hinsicht die Durchführung meiner Arbeit ermöglichte, sowie Herrn Professor C. Wiman in Uppsala (Schweden), dessen Güte mir die Herausgabe der farbigen Tafeln möglich machte.

Wien, im Dezember 1919.

I. Teil.

Stratigraphische Gliederung der Flyschsedimente des Wiener Waldes.

Wie seit den Tagen Sturs allgemein bekannt ist, sind es Gesteine der Oberkreide und des Eozäns, aus denen sich der größte Teil unserer Flyschzone aufbaut. Die zwar spärlich, aber doch vorhandenen Fossilien hatten es ermöglicht, das Alter des Flysches im allgemeinen festzustellen, aber die große Seltenheit der Versteinerungen einerseits, die große Ähnlichkeit der einzelnen Gesteinstypen andererseits hatten verhindert, einen klaren Einblick in die Verbreitung der einzelnen Formationen und damit in die Tektonik zu gewinnen. Erst die zahlreichen Fossilfunde Jaegers, der übrigens auch das Vorhandensein eines Streifens neokomen Flysches am Rande der ganzen Zone nachwies, ermöglichten es mir, auf Grund lithologischer Merkmale und neuer, eigener Fossilfunde die genaue Ausdehnung der einzelnen Formationen und deren Fazies im Kartenbilde festzuhalten und Studien über die Tektonik des Gebietes anzustellen.

Im großen und ganzen bestätigte sich die von Jaeger aufgestellte stratigraphische Einteilung unseres Flysches; nur in der faziellen Gliederung der Oberkreide kam ich zu etwas abweichenden Resultaten.

Es sind also Sedimentgesteine des Neokoms, der Oberkreide und des Alttertiärs, die unsere Flyschzone aufbauen.

Neben diesen echten Flyschgesteinen treten aber in den sogenannten Klippen noch Inseln von älteren, mesozoischen Gesteinen auf, von der obersten Trias bis ins Neokom reichend und in einer Ausbildungsweise, die eine merkwürdige Mischung von alpinen und außeralpinen Charakteren zeigt. Die Stratigraphie dieser Klippengesteine soll in einem späteren Kapitel kurz behandelt werden; vorläufig sollen nur die in Flyschfazies entwickelten Formationen besprochen werden, wobei ich es wohl unterlassen kann, nochmals den Begriff der Flyschfazies zu definieren.

1. Neokom.

Neokom in Flyschfazies ist im Wiener Walde auf den Nordrand der Sandsteinzone beschränkt, wo es erst von

Jaeger nachgewiesen wurde. Es war zwar schon seit langem bekannt, daß die sogenannten „Wolfpassinger Schichten“ Sturs etwas von den anderen Flyschsedimenten des Wiener Waldes Abweichendes sind, und Stur selbst hielt sie für das unterste Glied des im Flysche vorhandenen Eozäns, da sie überall in vollkommen normaler Weise den mitteleozänen Greifensteiner Sandstein unterteufen. Paul dagegen sah sie auf Grund ihrer Lagerungsverhältnisse und auf Grund von lithologischen Merkmalen für obere Kreide, für Inoceramenschichten an und erst Jaeger stellte auf Grund von Fossilfunden fest, daß in den „Wolfpassinger Schichten“ sowohl Neokom in Flyschfazies als auch Oberkreide vorhanden sei.

Die Neokomgesteine der „Wolfpassinger Zone“ sind größtenteils Sedimente, die ihrer ganzen Ausbildungsweise nach offenbar Ablagerungen seichten Wassers sind.

Mürbe, grobkörnige, plattige Quarzsandsteine, zuweilen mit zahlreichen Aptychen und Fischschuppen, sind das wichtigste und häufigste Gestein. Häufig treten in ihnen Partien auf, die zahlreiche eckige Körner von unzersetztem Feldspat enthalten und oft direkt als Arkosen zu bezeichnen sind. Auch ganze Brocken von rötlichem Granit, der große Ähnlichkeit mit Graniten der bojischen Masse zeigt, sind nicht selten in diesen Sandsteinen und Arkosen zu finden. Diese Exotika finden sich auch im nächstwichtigsten Gestein des Neokomflysches wieder, einem hellen, festen, kalkreichen Quarzsandstein, der einerseits mit den aptychenführenden Arkosen durch alle Übergänge verbunden ist, andererseits durch Zunahme des kalkigen Bindemittels oft direkt in Kalke übergeht. Dieser helle Quarzsandstein enthält zahlreiche kleine Foraminiferen, die aber zu keinerlei stratigraphischen Schlüssen verwendet werden können.

Im Hangenden dieses wohl definierten Gesteinskomplexes treten Hornstein führende Mergelkalke, Glaukonitsandsteine und bunte Schiefer auf, aus denen bis jetzt noch keine Fossilien bekannt geworden sind. Diese Gesteinsvergesellschaftung liegt hier völlig konkordant auf den Neokomgesteinen und unterteuft andererseits die Orbitoidensandsteine der oberen Kreide. Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß diese überaus charakteristischen Gesteine hier die obere Unterkreide ver-

treten. Auf der Karte wurden sie deshalb mit dem Neokomflysch vereinigt.

Was die Fossilführung des Neokomflysches betrifft, so wurde schon erwähnt, daß es vor allem die dünnplattigen Arkosesandsteine sind, aus denen schon Stur Fischschuppen kannte und die Jaeger folgende Aptychenreste lieferten:

Aptychus pusillus Pet.

Aptychus cf. *Seranonis* Cgd.

Aptychus cf. *undatocostatus* Pet.

Aus diesen Aptychen schloß Jaeger mit Sicherheit auf neokomes Alter der sie enthaltenden Sandsteine, ein Schluß, der wohl nicht anzuzweifeln ist.

Über die Verbreitung dieses Neokomflysches wurde schon gesprochen und erwähnt, daß er auf den Nordrand des Wolfpassinger Zuges beschränkt ist, wo er mit flachem Südfallen unmittelbar auf die in unserer Gegend allerdings mangelhaft aufgeschlossene Melasse aufgeschoben erscheint.

Im übrigen Teile des Wiener Waldes fehlt Neokom im Flyschfazies vollständig; nur in den Klippen tritt uns Neokom in wesentlich anderer fazieller Ausbildung entgegen, nämlich in Form von hellen Aptychenkalken, also in derselben Entwicklung, wie in den nördlichen Ketten der Kalkalpen.

2. Oberkreide.

Es sei mir hier erlaubt, vor Beginn der Ausführungen über die Entwicklung der Oberkreide in unserem Flysch einige Worte über die Arbeitsmethode vorzuschicken, der ich mich bei meinen Aufnahmen bedient habe.

Wie gleich an einem besonders charakteristischen Beispiele gezeigt werden wird, zeichnet sich der Flysch überall durch eine merkwürdige Inkonstanz seiner Sedimente aus. Es ist dies so zu verstehen, daß selbst äußerst markante Horizonte meist schon in kurzer Entfernung auskeilen, allerdings, um oft bald wieder in derselben Position zu erscheinen. Es ist also schlechterdings unmöglich, ein und dieselbe Gesteinsbank auf größere Distanzen hin zu verfolgen. Sie keilt im Streichen sehr bald aus, setzt aber in einiger Entfernung wieder an, keilt wieder aus, um wieder anzusetzen, und so geht dies fort, so daß man auf diese Weise denselben Hori-

zont doch auf bedeutende Entfernungen verfolgen kann, und wäre es auch mit noch so viel Unterbrechungen.

Ein Beispiel mag dieses Verhalten, welches sämtliche Glieder unseres Flysches zeigen, besser erläutern, als es alle Worte vermögen.

An der Grenze der oberkretazischen Inoceramenschichten gegen das Glaukoniteozän treten ungemein häufig bunte Schiefer auf, die, wie später noch ausgeführt werden wird, als Äquivalente der Nierentaler Schichten der alpinen Gosau aufzufassen sind. Diese bunten Schiefer begleiten also beispielsweise die Südgrenze des Hauptzuges der Inoceramenschichten ungemein treu vom Leopoldsberg bis nach Preßbaum und sie verraten sich auch in schlecht aufgeschlossenem Gelände leicht durch die überaus lebhaftere Rotfärbung der Erde, welche durch ihre Zersetzungsprodukte hervorgerufen wird. An so vielen Stellen man aber diese bunten Schiefer auch an der Grenze von Kreide und Eozän beobachten kann, dazwischen gibt es immer wieder Stellen, wo die Grenze zwischen diesen beiden Formationen vortrefflich aufgeschlossen ist und man doch nicht die geringste Spur dieser bunten Schiefer beobachten kann. Wir müssen also annehmen, daß es sich bei ihnen um linsenförmige Einlagerungen handelt, die zwar überaus häufig in ein und demselben Niveau vorkommen, die aber doch an zahlreichen anderen Stellen wieder fehlen.

Genau die gleiche Beobachtung läßt sich bei den bunten Schiefen machen, die im Glaukoniteozän an der Grenze gegen die Seichtwasserkreide auftreten oder bei denen, die im letztgenannten Gesteinskomplexe so überaus häufig sind.

Die bunten Schiefer wurden hier nur deshalb als Beispiel gewählt, weil sich ihr Vorhandensein oder Fehlen von allen Flyschgesteinen am leichtesten feststellen läßt. Es soll aber ausdrücklich betont werden, daß auch sämtliche anderen, im Flysch unseres Wiener Waldes auftretenden Gesteinstypen genau dasselbe Verhalten zeigen wie diese bunten Schiefer.

Die bunten Schiefer zeigen aber auch noch ein anderes Verhalten, das gleichfalls fast sämtlichen Flyschgesteinen zukommt, nämlich das, in den allerverschiedensten stratigraphischen Niveaus in fast gleicher Ausbildung aufzutreten.

Es ist also klar, daß eine Kartierung des Flysches unmöglich auf die Weise durchgeführt werden kann, daß man

nach lithologischen Gesichtspunkten einzelne Gesteinstypen ausscheidet, sondern man muß danach trachten, ganze Gesteinskomplexe als zusammengehörig zu erkennen und ihre genauere Ausbreitung festzustellen. Einzelne Gesteinstypen, wie gewisse Quarzsandsteine oder Mergelschiefer, treten ja in allen Horizonten des Flysches in völlig gleicher Ausbildung auf, so daß auch der beste Kenner im Handstück nicht zu entscheiden vermag, aus welcher Formation sie stammen. Nicht der einzelne Gesteinstypus, sondern die Gesteinsvergesellschaftung ist es also, auf die bei der Kartierung des Flysches das größte Gewicht gelegt werden muß und meine Begehungen haben mir auch die Gewißheit verschafft, daß die Gesteinsvergesellschaftung innerhalb desselben Komplexes doch von weit größerer Konstanz ist, als man bisher annahm.

Wie gerade erwähnt wurde, gibt es Gesteinstypen, die in allen Flyschkomplexen in völlig gleicher Entwicklung auftreten und diese waren es ja, die bewirkten, daß man eine Trennung des Flysches nach lithologischen Gesichtspunkten für unmöglich hielt und daß auch tatsächlich noch jeder Versuch, ein geologisches Kartenbild der Flyschzone zu entwerfen, völlig scheiterte.

Anderseits soll aber hier mit aller Schärfe eine Tatsache festgehalten werden, die bis jetzt noch nicht in voller Klarheit erkannt und verwertet wurde, nämlich die, daß gewisse Gesteinstypen doch vorwiegend auf gewisse Gesteinskomplexe beschränkt sind und sich für diese daher in vorzüglicher Weise direkt als Leitgesteine eignen. Solche Leitgesteine sind, wie ja schon ihr Name besagt, auf einen bestimmten Horizont des Flysches beschränkt, in dem sie besonders häufig vorkommen, während sie in den anderen Gesteinskomplexen entweder völlig fehlen oder doch zumindest stark zurücktreten.

Ich brauche hier wohl nur an gewisse Kalksandsteine der Inoceramenschichten oder an die Glaukonit-Kristallsandsteine des Mitteleozäns zu erinnern, um einige solcher Leitgesteine zu nennen, bei denen für den Kenner oft schon ein kleiner Splitter genügt, um mit ziemlicher Sicherheit das Niveau anzugeben, aus dem sie stammen.

Mit Hilfe dieser Leitgesteine und dadurch, daß ich immer der Gesteinsvergesellschaftung mein Hauptaugen-

merk zuwandte und mich durch gelegentliche Einlagerungen von Gesteinen, die solchen aus anderen Horizonten ähnlich sehen, nicht verwirren ließ, ist es mir also gelungen, um nun zum eigentlichen Thema dieses Abschnittes zurückzukehren, die Trennung der Flyschsedimente oberkretazischen Alters von denen des Eozäns überall mit genügender Sicherheit durchzuführen.

Die an zahlreichen Stellen gefundenen Fossilien gaben mir eben bald die Gewißheit, daß die von mir ursprünglich auf Grund rein lithologischer Merkmale, nämlich auf Grund des Prinzipes von der Konstanz der Gesteinsvergesellschaftung, vorgenommene Gliederung der Flyschsedimente des Wiener Waldes tatsächlich eine auch stratigraphisch brauchbare sei, daß also die Gesteinsvergesellschaftung des Eozäns wirklich eine völlig andere ist als die der Oberkreide.

Um nun aber bei der Oberkreide zu bleiben, so verhinderte mich die große Seltenheit der Oberkreidefossilien und die Tatsache, daß es meist solche Formen sind, die zu einer näheren stratigraphischen Einteilung unbrauchbar sind, wie Inozeramien und Foraminiferen, eine derartige Gliederung der Oberkreide selbst durchzuführen, wie sie in den außer-alpinen Gebieten erreicht wurde und wie sie selbst in den Gosauablagerungen der Nordalpen an vielen Stellen durchgeführt wurde.

Gelang es mir also auch nicht, die Oberkreide dem Alter nach weiter in einzelne Stufen zu zerlegen und muß ich auch der trostlosen Verhältnisse wegen, wie sie für den Geologen im Flysch herrschen, daran zweifeln, daß in absehbarer Zeit eine solche Gliederung durchgeführt wird, so erkannte ich doch bald, daß der Oberkreideflysch unseres Wiener Waldes in fazieller Hinsicht eine Dreiteilung aufweist, die dann auch von allergrößter Bedeutung für die Tektonik des Gebietes ist.

Daß die Oberkreidebildungen unseres Flysches eine fazielle Differenzierung zeigen, erkannte schon Jaeger, aber er vermochte doch nicht, die Verbreitung der einzelnen Fazies in richtiger Weise auseinander zu halten und er erkannte auch nicht die tektonische Bedeutung dieses Problems.

Diese drei voneinander scharf getrennten Komplexe von Oberkreidegesteinen umfassen jene Bildungen, die ich Or-

bitoidenkreide, Inoceramenschichten und Seichtwasserkreide nenne und unter diesen Namen auch getrennt beschreiben will.

a) *Orbitoidenkreide.*

Die Gesteine der Orbitoidenkreide sind ebenso wie die des Neokomflysches auf den Nordrand der ganzen Zone beschränkt, wo sie einerseits völlig konkordant den Neokomflysch überlagern, anderseits ebenso regelmäßig den mittelozeänen Greifensteiner Sandstein unterteufen. Mit dem Neokom zusammen bilden sie ja die sogenannten „Wolfpassinger Schichten“ Sturs, deren Erforschungsgeschichte schon kurz erwähnt wurde.

Genau so wie der das Liegende bildende Neokomflysch sind auch die Gesteine der Orbitoidenkreide durchwegs Bildungen seichten Wassers. Quarzsandsteine von verschiedener Korngröße, oft direkt in Konglomerate übergehend, sind das herrschende Gestein. Mergel oder bunte Schiefer, wie wir sie im unmittelbaren Liegenden in jenen Bildungen treffen, die ich mit Jaeger als Vertretung der Mittelkreide betrachte und die bei Besprechung des Neokomflysches erwähnt wurden, treffen wir in der Orbitoidenkreide nur in sehr untergeordnetem Maße.

Die Quarzsandsteine und Konglomerate, die übrigens meist mächtige Bänke bilden, unterscheiden sich von gleichen Gesteinen der Inoceramenschichten, wie sie namentlich im nördlichen Teile deren Verbreitungsgebietes auftreten, eigentlich durch gar nichts; nur stellen sie dort nur gelegentliche Einlagerungen dar, während sie hier den ganzen Komplex der Oberkreide allein zusammensetzen. Immerhin sei schon jetzt dieser Beziehungen zum äußersten Zug der Inoceramenschichten gedacht; Beziehungen, die ja noch weiter erörtert und ausgewertet werden sollen.

Als eigentliches „Leitgestein“ der Orbitoidenkreide betrachte ich übrigens eine grobkörnige, zahlreiche Tongallen enthaltende Sandsteinvarietät, die stellenweise so zahlreiche Orbitoiden (meist *Lepidorbitoides Paronai* A. *Silvestri*) enthält, daß sie direkt als Orbitoidensandstein bezeichnet werden muß. Dieser Orbitoidensandstein ist es, der dem übrigen Wiener Wald völlig fehlt und durch dessen Auftreten die

Orbitoidenkreide von den Inozeramenschichten und der Seichtwasserkreide scharf zu unterscheiden ist. Ihm verdankt auch der ganze Komplex den Namen „Orbitoidenkreide“, den ich ihm gegeben habe. Es soll dies jedoch nicht so aufgefaßt werden, daß etwa jeder Kreideflysch, in dem Orbitoiden vorkommen, als Orbitoidenkreide zu bezeichnen ist, sondern ich verstehe darunter ausdrücklich bloß jene Seichtwasserbildung der Oberkreide, die, zwischen Neokomflysch und Greifensteiner Sandstein gelegen, sich durch das Auftreten direkter Orbitoidensandsteine vom übrigen Kreideflysch unseres Wiener Waldes scharf unterscheidet.

b) Inozeramenschichten.

Dieser Komplex von Oberkreidgesteinen umfaßt jene Bildungen, deren oberkretazisches Alter schon seit langem bekannt ist. Ihren Namen haben sie von dem relativ häufigen Vorkommen von Inozeramen, von denen schon eine stattliche Anzahl von Exemplaren in einer Reihe von Arten aus unserem Wiener Walde bekannt sind. Ihre Schalenbruchstücke, leicht kenntlich an ihrer faserigen Struktur, gehören zu den häufigsten organischen Resten der Inozeramenschichten und unseres Flysches überhaupt und bei gewissen grobkörnigen Sandsteinen ist es nur eine Frage der Geduld, um in ihnen Inozeramenreste zu finden.

Es soll gleich hier betont werden, daß Inozeramen in der Orbitoidenkreide bis jetzt völlig unbekannt sind und auch in der Seichtwasserkreide viel seltener vorkommen als in den Inozeramenschichten, so daß der Name „Inozeramenschichten“ für die jetzt zu besprechenden Bildungen ganz gut paßt. Für die Anwendung dieses Namens gilt übrigens genau dasselbe, was bei der Orbitoidenkreide gesagt wurde; die „Inozeramenschichten“ sind für mich ein wohl definierter Oberkreidekomplex, der auch tektonische Selbständigkeit besitzt, so daß nicht etwa jeder Oberkreidesandstein, der Inozeramenreste enthält, zu den Inozeramenschichten gehören muß. Es ist eine ganz bestimmte Gesteinsvergesellschaftung, die ich mit diesem Namen belege.

Was übrigens die Arten der Inozeramen betrifft, die in den Inozeramenschichten gefunden wurden, so kann ich es mir wohl versagen, darauf näher einzugehen, um so mehr,

als ja in der Nomenklatur der Inoceramen die denkbar größte Verwirrung herrscht und ja alle Bestimmungen eigentlich von Grund auf neu gemacht werden müßten. Außerdem sind ja die Inoceramen zu einer näheren Einteilung der Oberkreide ohnehin nur schwer zu brauchen.

Was die sonst noch in den Inoceramenschichten gefundenen Fossilien betrifft, so sind vor allem die Ammoniten zu nennen. Der besterhaltene Fund war wohl der, den Toula⁶⁾ im Einschnitte der Drahtseilbahn auf dem Kahlenberg machte und als *Acanthoceras Mantelli* Sow. bestimmte.

Diese Bestimmung würde auf obercenomanes Alter deuten und es ist auch nicht ausgeschlossen, daß die Bildung der Inoceramenschichten schon im Cenoman begann. Sicher ist aber der größte Teil der Inoceramenschichten turonen und senonen Alters, wie aus Fossilfunden hervorgeht, die in ihnen weiter im Westen, so im Salzkammergut, gemacht wurden. Wir müssen also annehmen, daß sich die Ablagerung der Inoceramenschichten vom Obercenoman bis ins Senon erstreckte. Sie sind also gleichaltrig mit der Orbitoidenkreide, mit den Bildungen der Seichtwasserkreide und mit den Gosauablagerungen der nördlichen Kalkalpen.

Übrigens ist noch zu erwähnen, daß der von Toula gefundene Ammonit nichts weniger als gut erhalten ist, so daß auch seine Bestimmung manchem Zweifel begegnen könnte. Die übrigen, innerhalb des Wiener Waldes gemachten Ammonitenfunde sind noch viel fragwürdiger; einzig der von Zugmayer am Nordabhang des Kahlengebirges gefundene ist etwas besser erhalten, aber auch völlig unbestimmbar. Ganz zweifelhaft sind Funde von Weidlingau und vom Bisamberg.

Von anderen Fossilfunden sind zunächst noch Foraminiferen zu nennen, die namentlich Jaeger in den Inoceramenschichten fand. Aus diesen stammt auch jene Foraminiferenfauna, die Karrer vom Bierhäuselberg bei Maria-brunn beschrieb und auch sofort für kretazisch erklärte. Später widerrief er seine Ansicht und erklärte sie für oligozän, Paul verwies sie wieder in die Kreide, bis sie Jaeger schließlich ins Eozän stellte. Nach der Gesteinsvergesellschaftung aber, in der diese Foraminiferenfauna enthalten ist, kann nicht der geringste Zweifel bestehen, daß sie wirklich aus der Oberkreide, und zwar aus den Inoceramenschichten, stammt.

Führen wir nun noch Seeigelstacheln an, die Jaeger in den Inoceramenschichten fand, so sind damit die in diesen bis jetzt gefundenen Fossilien aufgezählt. Es bleiben aber noch jene Bildungen über, die für die Flyschsedimente so charakteristisch sind und deren Entstehung noch immer nicht ganz geklärt ist, nämlich die Fukoiden, die Chondriten und die Hieroglyphen.

Über die Fukoiden und Chondriten und die Natur ihrer Entstehung möchte ich hier nicht sprechen. Vorwiegend an mergelige Gesteine gebunden, sind sie jedoch in den Inoceramenschichten wohl um vieles häufiger als in den anderen Komplexen, ohne jedoch dort ganz zu fehlen.

Ich möchte vielmehr jetzt mein Augenmerk auf eine Reihe von jenen Bildungen richten, die unter dem Namen der Flyschhieroglyphen so wohl bekannt sind. Bei den meisten dieser merkwürdigen Bildungen ist die Entstehungsweise noch völlig rätselhaft, aber es unterliegt doch keinem Zweifel, daß es die letzten Spuren eines reichen Tierlebens sind.

Es ist nun schon von mehreren Seiten betont worden, daß die in den einzelnen Flyschhorizonten vorkommenden Hieroglyphen keineswegs die gleichen sind. Besonders reich an solchen Bildungen ist vor allem der eozäne Greifensteiner Sandstein und da ist es längst aufgefallen, daß die aus ihm unter den Namen *Paleodictyon*, *Phyllochorda*, *Helminthopsis*, *Ceratophycus* usw. beschriebenen Hieroglyphen in anderen Flyschsedimenten, etwa in den Inoceramenschichten, keineswegs in derselben Ausbildung auftreten, sondern mehr oder weniger auf den Greifensteiner Sandstein beschränkt erscheinen.

Dasselbe Verhalten zeigen nun auch die häufigsten Hieroglyphen der Inoceramenschichten, nämlich die *Helminthoideen*. Wie bekannt, versteht man unter diesem Namen jene merkwürdigen, verschlungenen Zeichnungen, die auf der Oberfläche der Schichtplatten als Vertiefungen auftreten und die als Kriechspuren von Schnecken beim Abweiden des Algenrasens gedeutet worden sind.

Diese Helminthoideen treten nun am häufigsten in dünnplättigen Kalkmergeln auf, finden sich aber auch auf der Oberfläche feinkörniger Sandsteine wieder. Merkwürdig ist nun die Erscheinung, daß sie, so häufig sie in den Inoceramenschichten

auftreten, bis jetzt aus petrographisch ganz gleichen eozänen Mergeln nicht bekannt geworden sind. Was immer die Ursache für dieses Verhalten sein mag, Tatsache ist, daß sich die Helminthoideen im Wiener Walde als ausgezeichnete Leitfossilien für die Inoceramenschichten eignen.

In der Seichtwasserkreide, wo grobklastische Sedimente vorherrschen, ist Helminthoidea natürlich sehr selten; in deren Mergel­einlagerungen ist sie indes ziemlich häufig, fehlt dagegen, um die Tatsache nochmals hervorzuheben, vollkommen dem eozänen Flysch.

Was nun die lithologische Ausbildung der Inoceramenschichten betrifft, so ist ihre Gesteinsvergesellschaftung in typischer Ausbildung eine der charakteristischsten in unserer Flyschzone.

Die Gesteine der Inoceramenschichten sind durch ihr meist außerordentlich feines Korn als Bildungen größerer Wassertiefe und größerer Landferne charakterisiert als die grobklastischen Bildungen der Orbitoiden- und Seichtwasserkreide. Neben Mergelschiefern und Tonmergeln, Schichtgesteinen, die in allen Flyschbildungen in geringerer Mächtigkeit in ganz gleicher Ausbildungsweise vorkommen und daher gar nicht besonders erwähnt werden brauchen, sind es vor allem dünnplattige, harte, feinkörnige Kalksandsteine, die den wichtigsten Gesteinstypus der Inoceramenschichten darstellen.

Dieses Gestein ist durch eine Reihe von äußerst leicht kenntlichen Eigenschaften charakterisiert und es kann wohl mit keinem anderen Flyschgesteine verwechselt werden. Seine große Härte und Widerstandsfähigkeit bewirkt, daß es viel schwerer verwittert als die anderen Flyschgesteine; charakteristische, scherbenförmige Bruchstücke, die sich, mit dem Hammer angeschlagen, durch hellen Klang auszeichnen, bedecken selbst in schlecht aufgeschlossenen Gebieten überall dort den Boden, wo dieses charakteristischste Gestein der Inoceramenschichten ansteht. Ihre helle Farbe, die bei der Verwitterung nur noch heller wird, ist gleichfalls ein äußerst leicht kenntliches Merkmal gegenüber den im verwitterten Zustand meist braunen übrigen Flyschgesteinen. Ein muscheliger bis splittiger Bruch ist diesem äußerst feinkörnigen Sediment eigen.

Dieses typischste Gestein der Inoceramenschichten, das sonst nirgends im Flysche auftritt, ist nun durch alle Übergänge

mit einer Reihe von Gesteinstypen verbunden, die gleichfalls Leitgesteine der Inoceramenschichten darstellen.

Ich nenne hier nur die hell gefärbten, splitterig brechenden, oft kieseligen Kalkmergelbänke, den Hauptfundort der Helminthoideen, oder die grauen, harten, gleichfalls äußerst feinkörnigen Quarzsandsteine, um die zwei wichtigsten Typen herauszugreifen. Die kieseligen Kalkmergel, die übrigens im Eozän auch in ähnlicher Weise, nur viel seltener, auftreten, sind auch im verwitterten Zustand äußerst leicht kenntlich. Der Kalk wird weggelöst und hinterläßt die Kieselsäure in Form eines porösen, schwammigen Gerüsts; solche Überreste dieser verwitterten kieseligen Kalkmergel fallen dann besonders durch ihr geringes spezifisches Gewicht auf und sind auch in schlecht aufgeschlossenen Gegenden leicht zu finden.

Die Kalkmergel, die übrigens meist reich an Chondriten und Fukoiden sind, gehen ihrerseits wieder häufig über in den schon oft beschriebenen Ruinenmarmor, dessen Vorkommen in typischer Ausbildung gleichfalls auf die Inoceramenschichten beschränkt ist.

Es würde zu weit führen und soll auch nicht Aufgabe dieser Schrift sein, alle die Varietäten von Sandsteinen und Mergeln aufzuzählen, die die Inoceramenschichten zusammensetzen. Charakteristisch für sie alle ist ein feines Korn, hoher Kalkgehalt, geringe Mächtigkeit der Bänke und vor allem ziemlich große Härte und Widerstandsfähigkeit gegen Verwitterung. Neben einzelnen Varietäten von eozänen Kristallsandsteinen eignen sich die Gesteine der Inoceramenschichten am besten vor allen Flyschgesteinen zu Beschotterungszwecken und sie werden auch in zahlreichen großen Steinbrüchen zu diesem Zwecke gebrochen.

Als Baustein eignen sich die Inoceramenschichten in typischer Ausbildung wegen der durchschnittlich zu geringen Mächtigkeit der einzelnen Sandsteinbänke weniger, doch existieren eine Reihe von Steinbrüchen, in denen etwas mächtigere Sandsteinbänke auch für Bauzwecke gebrochen werden.

So charakteristisch und nicht zu verkennen die Gesteinsvergesellschaftung der Inoceramenschichten in der jetzt eben kurz angedeuteten typischen Ausbildung ist, so gehen aus ihr durch ganz allmählichen Übergang doch zuweilen Bildungen von recht abweichendem Aussehen hervor.

Zunächst finden sich recht häufig Einlagerungen von etwas gröberem Sandsteinen, die manchmal in direkte Konglomerate übergehen. Solange es sich um die gelegentliche Einlagerung einiger solcher Sandstein- oder Konglomeratbänke in einem Komplex von Inoceramenschichten typischer Ausbildung handelt, ist es an der Gesteinsvergesellschaftung der Begleitgesteine natürlich nicht schwer, festzustellen, daß man wirklich echte Inoceramenschichten vor sich hat. Kritischer wird schon die Sache, wenn es sich um größere Einlagerungen mächtiger Sandstein- oder Konglomeratmassen handelt, in denen dann die eigentlichen Leitgesteine der Inoceramenschichten meist so stark zurücktreten, daß der ganze Komplex dann eine ungemein große Ähnlichkeit mit jenen Bildungen bekommt, die ich auf meiner Karte als Seichtwasserkreide ausgeschieden habe.

Jedoch läßt sich in solchen Fällen immer klar erkennen, daß diese so stark von der normalen Entwicklung abweichenden Bildungen durch einen ganz allmählichen Übergang aus vollkommen typischen Inoceramenschichten hervorgehen. Die Sandstein- und Konglomeratmassen der Oberkreide dagegen, die ich als „Seichtwasserkreide“ bezeichnet habe, sind von den Inoceramenschichten meist durch Glaukoniteozän getrennt und die einzige Linie, längs der diese beiden Komplexe unmittelbar aneinander stoßen, ist eine vollkommen scharfe Grenze, die keine Spur von einem Übergang der einen Fazies in die andere erkennen läßt. Seichtwasserkreide und Inoceramenschichten besitzen also, wie bei Besprechung der Verbreitung der einzelnen Glieder unseres Flysches noch genauer ausgeführt werden wird, ein völlig getrenntes räumliches Auftreten, das ihre Trennung eben auch dann rechtfertigt, wenn zuweilen innerhalb der Inoceramenschichten Bildungen vorkommen, die denen der Seichtwasserkreide gleichen.

Wie wir ja noch hören werden, beruht der Hauptunterschied zwischen Inoceramenschichten und Seichtwasserkreide hauptsächlich darauf, daß erstere Ablagerungen aus tieferem Wasser und größerer Landferne darstellen als letztere. Es ist nun ganz klar, daß Einlagerungen von gröberem Sandsteinen, Brekzien und Konglomeraten innerhalb der Inoceramenschichten offenbar ebenfalls auf seichteres Wasser hindeuten, und da ist es bedeutungsvoll, daß, je mehr wir uns im Verbreitungsgebiet der Inoceramenschichten von Süden nach Norden bewegen, desto

häufiger jene Einschaltungen grobklastischer Sedimente werden, bis sie schließlich an der Nordgrenze ihres Verbreitungsgebietes fast die Oberhand gewinnen.

Es kann wohl keinem Zweifel unterliegen, daß dieses durchschnittliche Größerwerden des Kornes der Inoceramenschichten nach Norden hin darauf hindeutet, daß in dieser Richtung der Uferstrand ihres Meeres gelegen war, der das Sedimentationsmaterial lieferte. Direkte Strandbildungen der Inoceramenschichten, die diesen Uferstrand ja begleiten werden, kennen wir in unserem Gebiete nicht; ist doch jene Linie, die den Nordrand des Verbreitungsgebietes der Inoceramenschichten in unserem Wiener Wald darstellt, zweifellos eine Überschiebungslinie, so daß zu vermuten wäre, daß jene Seichtwasserbildungen, in die die Inoceramenschichten nach Norden hin übergehen sollten, im Innern unserer Flyschzone begraben liegen.

Es soll jedoch gleich hier die Vermutung ausgesprochen werden, daß möglicherweise die den Nordrand der Flyschzone begleitende Orbitoidenkreide die gesuchte Seichtwasserbildung des Nordrandes des Inoceramenschichtenmeeres darstellt. Direkte Beweise dafür konnten bis jetzt zwar noch nicht erbracht werden, aber wir werden bei Besprechung des Eozän noch die Bemerkung zu machen haben, daß das Eozän der Orbitoidenkreide, der Greifensteiner Sandstein, im Süden seines Verbreitungsgebietes Anklänge an das Glaukoniteozän der Inoceramenschichten bekommt, und umgekehrt, so daß wir annehmen müssen, daß das Glaukoniteozän nach Norden hin allmählich in Greifensteiner Sandstein übergehen würde, wenn nicht eine Überschiebungslinie die beiden trennen würde. Es ist also gewiß mit Recht anzunehmen, daß auch die Inoceramenschichten nach Norden hin ursprünglich ganz allmählich in die Orbitoidenkreide übergingen und daß dieser Zusammenhang erst durch Überschiebungen gestört wurde.

Wären so der Nordrand des Inoceramenschichtenmeeres und die ihn begleitenden Seichtwasserbildungen mit einiger Sicherheit festgestellt, so bleibt doch noch die Frage übrig, ob wir von den Seichtwasserbildungen, die den Südrand des Inoceramenschichtenmeeres doch zweifellos kennzeichnen werden, irgendwelche Anzeichen haben. Diese Frage muß entschieden verneint werden. Wir werden später noch ausführlich darlegen, warum es nicht wahrscheinlich ist, daß die Bildungen

der „Seichtwasserkreide“ dem gesuchten Südrand der Inozeramenschichten entsprechen, und so müssen wir uns in die Tatsache fügen, daß dieser unter den Decken der Kalkalpen begraben liegt.

Schon jetzt möge aber einer der Gründe besprochen werden, die mich dazu bewegen, eine so scharfe Trennung zwischen Inozeramenschichten und Seichtwasserkreide vorzunehmen. Es ist dies die Tatsache, daß sich die Brekzien und Konglomerate der Orbitoidenkreide und Inozeramenschichten einerseits, von denen der Seichtwasserkreide andererseits, ungewein häufig dadurch unterscheiden, daß sie aus anderem Material aufgebaut sind als jene. Es wird erst Aufgabe spezieller petrographischer Untersuchungen sein, diesen Unterschied in präziser Form darzulegen, aber es soll schon hier festgehalten werden, daß er besteht und daß er ganz zweifellos darauf zurückzuführen ist, daß das Material, aus dem sich die Gesteine der Seichtwasserkreide aufbauen, anderer Herkunft ist als jenes, das die Inozeramenschichten und die Orbitoidenkreide zusammensetzt. Bei Besprechung der Seichtwasserkreide werden wir ja darauf hinzuweisen haben, daß Anzeichen vorhanden sind, die dafür sprechen, daß die Seichtwasserkreide ihr Sedimentationsmaterial vom Süden bezog, während ja die Inozeramenschichten und die Orbitoidenkreide aus zweifellos von Norden kommendem Material aufgebaut wurden.

Es bliebe bei alledem aber noch immer die Möglichkeit offen, daß es dasselbe Kreidemeer war, längs dessen Nordrand sich die Orbitoidenkreide und die Inozeramenschichten ablagerten, während längs seines Südrandes aus vom Süden stammendem Material sich die Seichtwasserkreide bildete. Daß auch diese Annahme unzulässig ist, soll aber später nachgewiesen werden.

Wir wollen uns jetzt lieber der Besprechung einer anderen, vielleicht noch interessanteren, Ausbildungsform der Inozeramenschichten zuwenden.

Es handelt sich jetzt um bunte Schiefer, die ja der Hauptmasse der Inozeramenschichten vollständig fehlen und die innerhalb derselben nur längs einer Linie auftreten, nämlich längs ihrer Grenze gegen das Glaukoniteozän.

Rote, grüne und gelbe Schiefertone und Mergelschiefer sind die charakteristischsten Gesteine dieser Zone, weit und

breit ist meist die Verwitterungskrume von den Zersetzungsprodukten dieser bunten Schiefer leuchtend rot gefärbt und dadurch entgeht dieser Horizont fast nie dem kartierenden Geologen. Wechsellagernd mit den bunten Schiefeln treten wenig mächtige Bänke eines grünlichen Glaukonitsandsteins auf, dessen Schichtflächen mit zahlreichen Hieroglyphen bedeckt sind, ferner helle Kalkmergel und alle anderen Gesteine der Inoceramenschichten.

Es kann somit keinem Zweifel unterliegen, daß hier die bunten Schiefer tatsächlich zu den Inoceramenschichten gehören, und man kann auch an zahlreichen Stellen direkt beobachten, daß sie aus ihnen durch ganz allmählichen Übergang hervorgehen. Daß diese bunten Schiefer der Inoceramenschichten auf die Grenze gegen das Glaukoniteozän beschränkt erscheinen, deutet darauf hin, daß sie den obersten Horizont der Inoceramenschichten darstellen; denn wir haben keinen Grund, daran zu zweifeln, daß das Glaukoniteozän das normale Hangende der Inoceramenschichten darstellt. Es soll aber auch gleich darauf hingewiesen werden, daß diese bunten Schiefer keineswegs ein kontinuierliches Band an der Grenze von Inoceramenschichten und Glaukoniteozän darstellen; wie schon am Beginn dieses Kapitels ausgeführt wurde, sind sie ja im Gegenteil das beste Beispiel der Diskontinuität der Flyschsedimente und es gibt daher zahlreiche Stellen, wo man an der Grenze zwischen Inoceramenschichten und Glaukoniteozän keine Spur von ihnen sieht.

Die Tatsache, daß die bunten Schiefer der Inoceramenschichten dort, wo sie auftreten, an die Grenze gegen das Glaukoniteozän gebunden sind, deutet aber mit voller Sicherheit auch darauf hin, daß sie alle gleichaltrige Einlagerungen der obersten Inoceramenschichten darstellen, und es erscheint nun die Frage berechtigt, in welche Stufe der Kreideformation ihre Bildung zu setzen ist; das heißt, wann die Bildung der Inoceramenschichten, die ja im Obercenoman begann, ihr Ende erreichte.

Direkte Fossilfunde aus den bunten Schiefeln, die es erlauben würden, ihr Alter ganz genau festzusetzen, liegen leider noch nicht vor, so daß wir gezwungen sind, zu Parallelisierungen mit anderen Kreidegebieten unsere Zuflucht zu nehmen.

Da hat nun schon Paul die Beobachtung gemacht, daß weiter im Westen, im Salzkammergut, sich zwischen Inozeramenschichten und Eozän ein wohl entwickelter Komplex von Nierentaler Schichten einschiebt, deren Alter durch das Vorkommen von *Belemnitella mucronata* als oberstes Senon erwiesen ist.

Paul schloß nun, daß in unserem Wiener Walde die obersten, anormal entwickelten Inozeramenschichten diesen Nierentaler Schichten äquivalent seien. Diese Annahme Pauls will ich nun noch mit dem Hinweise stützen, daß auch in den Nierentaler Schichten überaus häufig Einlagerungen bunter Schiefer und Mergel vorkommen, die denen unserer obersten Inozeramenschichten völlig gleichen.

Ich möchte also die bunten Schiefer der obersten Inozeramenschichten tatsächlich als äquivalent mit den Nierentaler Schichten betrachten und obersenones Alter für sie annehmen

Was nun die Ursachen der Entstehung der bunten Schiefer betrifft, so soll die Erörterung dieser Frage meiner späteren petrographischen Arbeit vorbehalten bleiben. Schon jetzt sei aber erwähnt, daß die bunten Schiefer der Einschwemmung von lateritischen Zersetzungsprodukten ihre Entstehung verdanken und daß möglicherweise ein Klimawechsel die tiefere Ursache dieser plötzlichen Lateritbildung war.

Wir haben also in den Inozeramenschichten eine Oberkreide vor uns, deren Bildung vom Obercenoman bis ins Obersenon reicht und die nach oben hin von bunten Schiefen begrenzt ist. Sie ist eine Bildung größerer Landferne, die nach Norden hin in Seichtwasserbildungen übergeht (Orbitoidenkreide) und daher wahrscheinlich von dort ihr Sedimentationsmaterial bezog. Ihr wirklicher Südrand ist unbekannt.

c) Seichtwasserkreide.

Wie schon im vorigen Abschnitt betont wurde, stehen die Bildungen, die ich unter „Seichtwasserkreide“ zusammenfasse, in scharfem Kontrast zum Gesteinskomplex der Inozeramenschichten; selbst dann, wenn auch diese Seichtwassercharakter annehmen.

Bevor wir uns jedoch der Beschreibung der lithologischen Merkmale der Seichtwasserkreide zuwenden, wollen wir uns

einen Überblick über die organischen Reste verschaffen, die sie enthält.

Inoceramen, die in den Inoceramenschichten relativ häufig sind, sind in der Seichtwasserkreide zwar seltener, aber doch auch vorhanden. Von Ammoniten ist erst ein schlecht erhaltener Fund aus dem Rosental bei Hütteldorf bekannt, aus welchem auch der von Redlich⁸⁾ beschriebene *Ptychodus granulatus* stammt. Dieser *Ptychodus* deutet auf turones oder senones Alter der ihn enthaltenden Schichten. Für Untersenon spricht auch die von Jaeger bei Sievering gefundene *Leda Försteri*, so daß wir die Bildungen der Seichtwasserkreide als mit den Inoceramenschichten zeitlich äquivalent betrachten müssen. Die Funde anderer tierischer Organismenreste, wie eines *Pectunculus* und eines *Cerithium*s aus Sievering, von Bryozoen und Seeigelstacheln, sowie zahlreicher Foraminiferen, seien hier nur kurz erwähnt.

Besonders hervorgehoben sollen jedoch noch Fossilien pflanzlicher Natur werden, die in der Seichtwasserkreide bedeutend häufiger als in den Inoceramenschichten sind. Hieher gehören die in den mergeligen Zwischenlagen der Sandsteinbänke ungemein häufig vorkommenden, völlig verquetschten Blatt- und Stengelreste, die oft nur mehr ein Pflanzenhäcksel darstellen und daher völlig unbestimmbar sind. Ferner ist zu nennen das Vorkommen von Kohle; diese findet sich meist nur in erbsengroßen Stücken, die Geröllnatur zeigen und daher auf sekundärer Lagerstätte sind. Stellenweise kommt sie aber auch in Schmitzen vor und ist dann zweifellos auf primärer Lagerstätte. Gleichfalls seit langem ist auch das Vorkommen von fossilen Harzen (Bernstein, Kopalin) aus Bildungen der Seichtwasserkreide bekannt (Hütteldorf, Kahlenbergerdorf, Sievering). Auch Holzreste, teilweise verkieselte, liegen von den gleichen Lokalitäten vor.

Bezüglich dieser Pflanzenreste sei gleich hier bemerkt, daß es im Flysch des Wiener Waldes noch einen Horizont gibt, der sie in genau derselben Weise enthält, nämlich den eozänen Greifensteiner Sandstein. Vom Pallerstein bei Gablitz sind Holzreste und fossile Harze bekannt, die so denen der Seichtwasserkreide des Rosentales gleichen, daß Redlich sich veranlaßt sah, auch sie für kretazisch zu halten. Dafür liegt aber keine Notwendigkeit vor, da solche Harzfunde auch anderswo im

Greifensteiner Sandstein bekannt wurden (Schraufit von Kritzen-dorf). Wie später noch ausgeführt werden wird, ist der ganze Greifensteiner Sandstein den Bildungen der Seichtwasserkreide faziell vollkommen äquivalent und da ist ein analoges Vorkommen von Pflanzenresten absolut nicht verwunderlich.

Beschäftigen wir uns jetzt mit der lithologischen Ausbildung der Ablagerungen der Seichtwasserkreide, so wurde schon erwähnt, daß der Hauptunterschied zwischen ihren Gesteinen und denen der Inozeramenschichten in dem durchschnittlich viel gröberem Korn ersterer liegt. Grobkörnige Sandsteine und Konglomerate, die in den Inozeramenschichten nur gelegentlich, und da im nördlichen Teile ihres Verbreitungsgebietes auftreten, werden hier herrschend, die mergeligen Gesteine selten bis zum völligen Verschwinden.

Das häufigste Gestein der Seichtwasserkreide ist ein hellgrauer Quarzsandstein mit zahlreichen Tongallen und häufigen kohligen Resten. Seine Korngröße schwankt sehr, er geht einerseits direkt in Konglomerate über, andererseits wird er aber nie so feinkörnig wie die Sandsteine der Inozeramenschichten. Die im frischen Zustand hell blaugraue Farbe dieser Sandsteine und Konglomerate, die von äußerst fein verteiltem Pyrit herührt, wandelt sich bei der Verwitterung infolge der Oxydation des Schwefelkieses in ein helles Braun um und die Gesteine, die, frisch gebrochen, äußerst widerstandsfähig aussehen, werden dann weich und mürbe.

Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke dieser Sandsteine schwankt ebenfalls ziemlich, ist aber meist viel bedeutender als die der Sandsteine der Inozeramenschichten, so daß Bänke von einigen Metern Mächtigkeit keine Seltenheit sind.

Getrennt werden die einzelnen Gesteinsbänke durch dünne Zwischenlagen von tonigen und mergeligen Gesteinen, die besonders reich an Pflanzenhäcksel sind und auch zuweilen fossile Harze und Schwefelkieskonkretionen enthalten. Oft treten in diesen Zwischenlagen auch ganz dünnplattige Sandsteine auf, die sich durch den Besitz von Wellenfurchen als ganz küstennahe Bildungen kennzeichnen.

Die Sandsteine der Seichtwasserkreide zeichnen sich durch überaus leichte Verwitterbarkeit aus. Sie werden dann, wie schon erwähnt, braun und mürbe und zerfallen, mit dem Hammer angeschlagen, mit dumpfem Ton in erdig brechende

Stücke. Die Gesteine der Inozeramenschichten zeigen dagegen, um den Unterschied nochmals hervorzuheben, ein genau entgegengesetztes Verhalten. Sie verwittern schwer, brechen muschelig und splitterig und zeichnen sich beim Anschlagen mit dem Hammer durch hellen Klang aus. In einem Gebiete, wo Inozeramenschichten anstehen, ist der Boden meist mit ausgewitterten, scharfkantigen Gesteinsstücken bedeckt, während man im Bereiche der Seichtwasserkreide ohne natürliche oder künstliche Aufschlüsse vom anstehenden Gestein meist überhaupt nichts sieht.

Dieser Gegensatz zwischen Seichtwasserkreide und Inozeramenschichten in der Widerstandsfähigkeit ihrer Gesteine gegen die Verwitterung prägt sich auch morphologisch scharf aus, indem die Inozeramenschichten meist gut individualisierte Berggestalten mit steilem Gehänge bilden, während im Gebiete der Seichtwasserkreide flach geböschte Rücken vorherrschen.

Die jetzt besprochenen Quarzsandsteine bilden im ganzen Verbreitungsgebiete der Seichtwasserkreide weitaus das herrschende Gestein; es kommen in ihnen jedoch Einlagerungen von anderen Gesteinen vor, die wichtig und häufig genug sind, um besprochen zu werden.

Da sind zunächst bunte Schiefer zu nennen. Wir haben solche bereits als den obersten Horizont der Inozeramenschichten kennen gelernt und auch ihre Entstehung kurz gestreift. Im Bereiche der Seichtwasserkreide treten nun bunte Schiefer nicht bloß, wie in den Inozeramenschichten, in einem Horizonte auf, sondern wir finden in ihr zahlreiche Einlagerungen dieser Gesteine, die durchaus nicht gleichalterig zu sein scheinen, sich aber doch zu mehreren Zügen anordnen lassen.

Ihre lithologische Ausbildungsweise ist genau dieselbe wie die der bunten Schiefer der obersten Inozeramenschichten, nur zeigen ihre Begleitgesteine natürlich die Gesteinsvergesellschaftung der Seichtwasserkreide.

Eigentümlich ist nun die Verteilung dieser bunten Schiefer innerhalb des Verbreitungsgebietes der Seichtwasserkreide. Wie noch ausgeführt werden wird, treten deren Ablagerungen in mehreren Zügen auf, die von denen der Inozeramenschichten durch Eozän getrennt sind; die einzige Linie, an welcher die

beiden Kreidefazies aneinanderstoßen, ist eine vollkommen scharfe Grenze, die keine Spur eines Überganges zeigt.

Wie nun ein einziger Blick auf die Karte lehrt, sind die bunten Schiefer im innersten Zuge der Seichtwasserkreide am häufigsten, im äußersten dagegen sehr selten.

Da nun die bunten Schiefer eine Seichtwasserbildung darstellen, so ist es klar, daß dieses Verhalten offenbar darauf zurückzuführen ist, daß das Meer der Seichtwasserkreide nach Süden hin immer seichter wurde. Daß tatsächlich der das Sedimentationsmaterial liefernde Uferrand im Süden lag, folgt auch daraus, daß das Korn der Gesteine der Seichtwasserkreide von Süden nach Norden hin immer feiner wird. Während die inneren Züge der Seichtwasserkreide ausschließlich aus Konglomeraten, Sandsteinen und bunten Schiefern zusammengesetzt sind, treten in dem äußeren auch feinkörnige Kalkmergel, feinkörnige Sandsteine und Glaukonitsandsteine auf, die zweifellos Ablagerungen aus schon etwas größerer Küstenferne darstellen.

Die Seichtwasserkreide zeigt am Nordrand ihres Verbreitungsgebietes also eine Entwicklung, die von der ihres Südrandes bereits beträchtlich abweicht und die dann der des Glaukoniteozäns so ähnlich wird, daß die genaue Bestimmung ihrer Grenze oft Schwierigkeiten begegnet.

Alle diese Erscheinungen deuten eben, um es nochmals zu wiederholen, darauf hin, daß die Seichtwasserkreide ihr Sedimentationsmaterial aus dem Süden bezog, und darauf läßt sich ja auch die Tatsache zurückführen, daß das Material ihrer Konglomerate und Brekzien ein etwas anderes ist als das derselben Gesteine der Inoceramenschichten und der Orbitoidenkreide, die ja ihr Sedimentationsmaterial zweifellos aus dem Norden, also aus einem anderen Gebiete, bezogen.

Im Bereiche der Seichtwasserkreide, und zwar an der Grenze derselben gegen das Glaukoniteozän, treten nun auch jene vielgenannten „Klippen“ auf, Inseln von mesozoischen Gesteinen in einer Fazies, die eine merkwürdige Mischung alpiner und außeralpiner Charaktere zeigt. Ihre genauere Verbreitung soll noch besprochen werden, schon jetzt mag aber darauf hingewiesen werden, daß ihr Auftreten an der Grenze Seichtwasserkreide — Glaukoniteozän zweifellos darauf hindeutet, daß die Grenze überall eine tektonische Störungslinie.

darstellt und daß daher die Seichtwasserkreide mit dem Glaukoniteozän, das ja das normale Hangende der Inoceramenschichten darstellt, in keinerlei Beziehungen steht. Ganz sicher ist es dagegen, daß die Seichtwasserkreide engste Beziehungen zu diesen Klippen besitzt; sie bildet die „Klippenhülle“ und ist offenbar das normale Hangende des Klippenmesozoikums. Diese Ansicht wird auch dadurch bestätigt, daß die Seichtwasserkreide in unmittelbarer Nähe der Klippen zahlreiche Kalkgerölle enthält und die unmittelbar auf das Klippenmesozoikum auflagernden Schichten ganz aus Klippengesteinen aufgebaut sind; es ist dies die direkt als Transgressionsgrundkonglomerat zu deutende „bunte Brekzie“ Spitz' 9) und Jaegers. Allerdings darf diese Oberkreidebrekzie nicht mit gewissen Brekzien tektonischer Entstehung verwechselt werden, die im Gebiete der Klippen gleichfalls keine seltenen Erscheinungen sind und ebenfalls darauf hinweisen, daß die durch die Klippen gekennzeichnete Grenze Glaukoniteozän — Seichtwasserkreide tatsächlich tektonischer Natur ist. Über den wahren Charakter dieser Störungslinie soll noch im tektonischen Teile dieser Arbeit gesprochen werden.

3. Eozän.

Orbitoidenkreide und Inoceramenschichten werden nun wieder völlig konkordant von Schichten überlagert, deren Alter durch Nummulitenfunde als Eozän erwiesen ist. Da ist es nun von großer Bedeutung, daß sich die fazielle Gliederung, die in der Oberkreide zu beachten ist, auch in das Alttertiär hinauf fortsetzt. Das Eozän der Orbitoidenkreide stellt der Greifensteiner Sandstein dar, der gleich dieser eine Seichtwasserbildung ist, während die in größerer Küstenferne zum Absatz gelangten Inoceramenschichten von einem Eozän, dem Glaukoniteozän, überlagert werden, das größerer Wassertiefe seine Entstehung verdankt.

Der dritten Kreidefazies unseres Wiener Waldes dagegen, der Seichtwasserkreide, fehlt das Eozän vollkommen und das ist wieder ein Grund mehr, um sie zu den, ja von mächtig entwickeltem Eozän überlagerten Inoceramenschichten in so scharfen Gegensatz zu bringen.

Es sollen nun, wie bei Besprechung der Kreide, auch hier die beiden Fazies des Eozäns getrennt besprochen werden.

a) *Greifensteiner Sandstein.*

Wie schon oben erwähnt, stellt der Greifensteiner Sandstein das Eozän der Orbitoidenkreide dar. Gleich dieser auf den nördlichen Teil unserer Flyschzone beschränkt, überlagert er ihre nach Süden fallenden Schichten so regelmäßig, daß kein Grund vorhanden ist, daran zu zweifeln, daß er wirklich das normale Hangende dieser Kreidefazies bildet.

Der Greifensteiner Sandstein war jener Flyschkomplex, dessen Alter am ersten erkannt und durch Nummulitenfunde als eozän festgelegt worden war. Es würde zu weit führen, alle Fundorte von Nummuliten im Greifensteiner Sandstein hier nochmals aufzuzählen; es genügt wohl die Angabe, daß es die großen Schleifsteinbrüche von Höflein und Kritzendorf waren, die die ersten Nummuliten lieferten. Die häufigste Nummulitenart in unserem Wiener Wald, und zwar sowohl im Greifensteiner Sandstein als auch im Glaukoniteozän, ist *Nummulina Partschii de la Harpe* oder vielmehr ihre megasphärische Form *Nummulina Oosteri de la Harpe*. Diese Formen weisen nun mit voller Sicherheit auf mitteleozänes Alter unseres Tertiärflysches hin.

Untereozän scheint genau so wie die oberste Kreide in unserem Wiener Walde zu fehlen, und das ist eine Erscheinung, die sich durch die ganzen Alpen verfolgen läßt; überall sind es Schichten des Mitteleozäns, und zwar des Lutétiens, die die Basis der tertiären Flyschablagerungen bilden.

Andererseits sind aber auch Obereozän und Oligozän nicht mehr im Flysche unseres Wiener Waldes vorhanden und diese Tatsache wird uns beim Vergleiche unseres Flysches mit dem der Karpathen nochmals zu beschäftigen haben.

Die Erscheinung, daß sich unser Eozänflysch nur aus Gesteinen des Mitteleozäns, und zwar des Lutétiens, zusammensetzt, setzt notwendigerweise eine Ablagerungslücke zwischen Oberkreide und Eozän voraus. Diese Ablagerungslücke mag durch eine Trockenlegung des Gebietes verursacht worden sein und in dieser Periode der Regression des Meeres wird dann auch stellenweise Kreideflysch der Erosion zum Opfer gefallen sein. Wenigstens hat Göttinger¹⁰⁾ in einem an exotischen Geröllen reichen Konglomerat des Greifensteiner Sandsteins Sandstein- und Mergelgerölle gefunden, die er für Kreideflysch ansieht.

Es soll aber auf das schärfste betont werden, daß trotz dieser Ablagerungslücke überall in unserem Wiener Walde das Alttertiär völlig konkordant auf den Gesteinen der Oberkreide auflagert, so daß keine Spur von einer etwa zur Zeit des Untereozäns entstandenen Faltung des Kreideflysches zu sehen ist. Überall sind Kreide und Eozän in vollkommen einheitlicher Weise miteinander verbunden, so daß die Faltung unseres Flysches unbedingt nachmitteleozän sein muß.

Was nun die im Greifensteiner Sandstein enthaltenen Fossilreste betrifft, so wurden die nicht allzu selten vorkommenden Nummuliten bereits genannt. Sie stellen auch, neben einigen anderen Foraminiferen (Alveolinen, Operculinen usw.), die einzigen sicher deutbaren tierischen Reste dieses Komplexes dar.

Fukoiden und Chondriten sind im Greifensteiner Sandstein sehr selten, dagegen ist er ungemein reich an sogenannten Hieroglyphen, die hier, wie schon erwähnt, in einer Ausbildung vorkommen, die unserem Oberkreideflysch völlig fremd ist.

Von Fossilien pflanzlicher Natur sind Holzreste zu nennen, die im Greifensteiner Sandstein des Pallersteins gefunden wurden. Außerdem sind fossile Harze (Kopalin, Schraufit) erwähnenswert, die der Greifensteiner Sandstein schon zu wiederholten Malen geliefert hat (Pallerstein, Kritzendorf). Wie schon bei Besprechung der Seichtwasserkreide ausgeführt wurde, kommen in dieser ebenfalls die gleichen Pflanzenreste in derselben Art und Weise vor wie im Greifensteiner Sandstein und diese Tatsache läßt schon vermuten, daß wir in beiden Komplexen Schichtsysteme analoger Entstehung vor uns haben. Diese Ansicht wird nun noch dadurch bestätigt, daß die lithologische Ausbildung des Greifensteiner Sandsteins genau dieselbe ist wie die der Seichtwasserkreide.

Da wie dort mächtige Bänke von grobkörnigem Quarzsandstein, voneinander getrennt durch wenig mächtige Zwischenlagen von Tonschiefern und Schiefertönen. Die Mächtigkeit der einzelnen Sandsteinbänke schwankt sehr, doch ist sie meist noch größer als innerhalb der Seichtwasserkreide, so daß selbst Bänke von 12 Metern Mächtigkeit vorkommen.

Was die Beschaffenheit des Sandsteines betrifft, so unterscheidet er sich allerdings wesentlich von den Quarzsandsteinen

der Seichtwasserkreide. Dort lernten wir blaugraue, braun verwitterte Sandsteine kennen; hier tritt uns ein hellgelber Quarzsandstein entgegen, der bei der Verwitterung in feinen, gelben Sand zerfällt, der im Gebiete des Greifensteiner Sandsteins allenthalben den Boden bedeckt und so auch in schlecht aufgeschlossenen Gebieten die Anwesenheit dieses Gesteins leicht verrät. Doch kommen ab und zu natürlich auch solche Sandsteinvarietäten vor, die von gleichen Gesteinen der Seichtwasserkreide überhaupt nicht zu unterscheiden sind.

Die Korngröße der Greifensteiner Sandsteine schwankt ziemlich beträchtlich. Neben äußerst feinkörnigen Typen kommen auch Konglomerate vor, deren Komponenten zuweilen Nußgröße erreichen. Ihre Komponenten sind vorwiegend Quarzite, aber auch Urgesteine (Granite und Gneise), die offenbar aus der benachbarten bojischen Masse stammen. Auch Gerölle von Kreideflysch finden sich, wie schon erwähnt, zuweilen.

Durch seine Führung von Landpflanzen, ferner durch das durchschnittlich sehr grobe Korn seiner Sandsteine und durch die große Mächtigkeit der Sandsteinbänke verrät sich der Greifensteiner Sandstein als eine Seichtwasserbildung, genau so, wie die sein Liegendes bildende Orbitoidenkreide und der Neokomflysch.

Noch ähnlicher als diese mit ihm eng verbundene Kreide ist dem Greifensteiner Sandstein allerdings die Seichtwasserkreide, die aber zweifellos, wenn sie auch faziell ganz analog entwickelt ist, doch zu einer anderen tektonischen Einheit gehört.

Im Bereiche des Greifensteiner Sandsteins kommen nur selten Einlagerungen anderer Gesteine vor. An erster Stelle sind zu nennen bunte Schiefer, die, namentlich im nördlichen Teile seines Verbreitungsgebietes, häufiger auftreten. Im südlichen Teile, in der Nähe seiner Grenze gegen die Inozeramenschichten und das Glaukoniteozän, treten neben den typischen Greifensteiner Sandsteinen auch häufig glaukonitreiche Kristallsandsteine auf, die analogen Gesteinen der Glaukonitfazies des Eozäns vollkommen gleichen.

Es stellt sich so im südlichen Verbreitungsgebiet des Greifensteiner Sandsteins eine leichte Annäherung an das Glaukoniteozän ein und wir werden bei Besprechung dieser Eozänfazies sehen, daß bei ihr im nördlichen Teile ihres Verbreitungsgebietes umgekehrt eine leichte Annäherung an den Greifen-

steiner Sandstein bemerkbar ist. Diese gegenseitige Annäherung in der Ausbildungsweise in der Nähe der gemeinsamen Grenze deutet wohl darauf hin, daß Greifensteiner Sandstein und Glaukoniteozän ursprünglich miteinander zusammenhängen und auch ineinander übergangen und daher Ablagerungen eines Meeres darstellen. Da an der jetzigen Grenze zwischen Greifensteiner Sandstein und Glaukoniteozän der fazielle Unterschied zwischen beiden trotz der gewissen Anklänge noch immer ein sehr großer ist, so stellt diese Grenze wohl eine tektonische Störungslinie dar, längs welcher die beiden Eozänfazies in abnormalen Kontakt aneinander stoßen.

Da nun der Greifensteiner Sandstein eine Seichtwasserbildung darstellt, während das Glaukoniteozän die Fazies tieferen Wassers ist, so lag der das Sedimentationsmaterial liefernde Uferstrand des eozänen Meeres wohl im Norden, und darauf deutet ja auch das Vorkommen von bunten Schiefeln im nördlichen Teile des Greifensteiner Sandsteins und das durchschnittlich Größerwerden seines Kornes nach Norden zu hin. Auch zuweilen zu beobachtende Kreuzschichtung deutet auf ufernahe Bildung.

b) Glaukonitfazies des Eozäns.

Während der Greifensteiner Sandstein das normale Hangende der Orbitoidenkreide darstellt, ist die Glaukonitfazies des Eozäns das Alttertiär, das die Inozeramenschichten überlagert und mit diesen in zweifellos stratigraphischem Verbande steht.

In seiner typischen Ausbildung ist es von den Greifensteiner Sandsteinen so verschieden, daß eine Verwechslung der beiden Komplexe vollkommen ausgeschlossen erscheint.

Daß Greifensteiner Sandstein und Glaukonitfazies des Eozäns trotzdem gleichaltrige, und zwar mitteleozäne Bildungen darstellen, ergibt sich aus der Fossilführung dieser Komplexe.

Vor allem sind natürlich Foraminiferen zu nennen, die den eigentlichen Fossilreichtum des Glaukoniteozäns darstellen. Wie ja längst bekannt ist, ist der Glaukonitgehalt der Sedimente meist an Foraminiferenreste gebunden und da ist es nicht verwunderlich, wenn uns in den Glaukonitsandsteinen der jetzt zu besprechenden Eozänbildung eine zwar artenarme, aber individuenreiche Fauna entgegentritt. Solange die Gesteine

frisch sind und der Glaukonit noch unzersetzt ist, ist von den Foraminiferenschalen mit freiem Auge nicht viel zu sehen, wenn aber die Gesteine angewittert sind und der Glaukonit in Limonit übergegangen ist, so heben sich die leuchtend gelben Limonitpseudomorphosen der Foraminiferenschalen prachtvoll von dem dunklen Muttergestein ab. Allerdings sind diese nun in Limonit umgewandelten Foraminiferen sehr gebrechlich und es gelingt daher selten, schöne Reste zu erhalten, da sie meist bei der geringsten Erschütterung ganz zerfallen. Zuweilen sind die Foraminiferenreste auch verkiest und sitzen dann oft nur so lose im Gestein, daß sie beim Zerschlagen desselben herausfallen.

Was die in diesen Gesteinen vorkommenden Foraminiferen selbst betrifft, so habe ich den ausgezeichneten Beobachtungen Jaegers⁴⁾ nichts hinzuzufügen. Als Leitfossilien von außerordentlicher Wichtigkeit sind vor allem die Nummuliten zu nennen, deren häufigste Art, *Nummulina Partschii de la Harpe*, mit Sicherheit auf mitteleozänes Alter des Komplexes schließen läßt. Das Glaukoniteozän ist also mit dem Greifensteiner Sandstein gleichaltrig. Diese Tatsache sowie die des Fehlens von Unter- und Obereozän und die der vollkommen konkordanten Überlagerung der Oberkreide wurde schon bei Besprechung des Greifensteiner Sandsteines erwähnt und braucht daher nicht mehr erwähnt zu werden.

An sonstigen Fossilienresten ist die Glaukonitfazies des Eozäns äußerst arm; einige Bruchstücke einer gerippten Bivalve sind die einzigen organischen Reste, die bis jetzt außer Foraminiferen aus diesem Komplex bekannt sind.

Wie schon der Name „Glaukonitfazies des Eozäns“ verrät, sind Glaukonitsandsteine die charakteristischen Gesteine dieser Zone. Es ist dies nicht so zu verstehen, daß sie ausschließlich diesen Eozänkomplex zusammensetzen; ja im Gegenteil, sie sind oft nicht einmal das herrschende Gestein dieser Eozänfazies. Daß ich diese trotzdem Glaukoniteozän benannt habe, hat seinen Grund darin, daß die Glaukonitsandsteine in ihr als Leitgesteine auftreten, so recht in dem Sinne, wie ich es bei der Erörterung des Begriffes „Leitgestein“ ausgedrückt habe.

Mit diesen gleich zu besprechenden Glaukonitsandsteinen wechsellagernd und oft das herrschende Gestein bildend, treten

dunkle Schiefertone und ebensolche bituminöse Mergel auf, wie sie in allen Flyschkomplexen vorkommen, die keine Fossilien führen und daher zu einer näheren Gliederung des Flysches ganz unbrauchbar sind. Sie verwittern überaus leicht und es bildet sich daher über ihnen eine oft mehrere Meter mächtige Decke von Humus, die dann natürlich jede geologische Beobachtung verhindert. Dort, wo diese Schiefer und Mergel das Hauptgestein des Glaukoniteozäns darstellen, und es ist dies namentlich im östlichsten Verbreitungsgebiete desselben der Fall, tritt das Eozän gegenüber den härteren Kreidegesteinen in Form von Depressionszonen auch morphologisch scharf hervor.

In diesen dunklen Schiefeln und Mergeln also, die, wie nochmals betont werde, oft die herrschenden Gesteine des Glaukoniteozäns sind, treten nun wohl überall Bänke von Sandsteinen auf, wie sie dem übrigen Flysch unseres Wiener Waldes fremd sind.

Es sind dies Glaukonitkristallsandsteine, die in meist wenig mächtigen Bänken in wechselnder Menge auftreten und dann auf ausgedehnte Strecken hin auch das herrschende Gestein werden. Der Glaukonitgehalt, der wohl an die zahlreichen Foraminiferenreste dieses Gesteins gebunden ist, verrät sich im frischen Zustande desselben durch dessen grünliche Farbe. Bei der Verwitterung wandelt sich der Glaukonit in Limonit um und fällt meist aus, so daß die Sandsteine ein „luckiges“ Aussehen bekommen. In diesen Löchern findet man dann oft prächtige Pseudomorphosen von Limonit nach Foraminiferenschalen.

Die Quarzkörner, aus denen diese Sandsteine hauptsächlich bestehen, sind durch ein kieseliges Bindemittel miteinander verbunden und in dieses hinein weitergewachsen, so daß oft vollkommene Kristallsandsteine entstehen. Die einzelnen Quarzkörner haben beim Weiterwachsen oft eine recht regelmäßige Kristalltracht mit glatten Kristallflächen angenommen. Es verrät sich dies auch durch ein eigentümliches Glitzern von angewitterten Stücken, das oft beobachtet werden kann. In Hohlräumen dieser Gesteine findet man zuweilen auch zwar kleine, aber doch prächtige Drusen von Bergkristallen. Vollkommene Kristallsandsteine, die übrigens meist dunkelgrün bis schwarz gefärbt sind, zeichnen sich durch muscheligen

Bruch aus und zerfallen bei der Verwitterung in scharfkantige Stücke.

Natürlich gibt es neben den Kristallglaukonitsandsteinen auch solche mit kalkigem oder tonigem Bindemittel und auch der Glaukonitgehalt ist durchaus nicht immer gleich groß. Die Farbe der typischen Glaukonitsandsteine ist, wie schon erwähnt, meist dunkel, doch kommen auch Sandsteinvarietäten vor, die im frischen Zustand fast weiß, hellgrün oder rosa sind. Das Korn aller dieser Gesteine schwankt gleichfalls sehr, vollkommene Kristallsandsteine sind meist äußerst feinkörnig, doch kommen gelegentlich auch Konglomerate vor, die dann manchmal mehrere Zentimeter große Gerölle von Phyllit oder Gneis führen. So mannigfaltig die im Glaukoniteozän vorkommenden Sandsteintypen aber auch sein mögen, im ganzen genommen stellen sie doch eine derartig einheitliche charakteristische Gesteinsvergesellschaftung dar, daß sie kaum mit der eines anderen Flyschkomplexes unseres Wiener Waldes verwechselt werden kann. Nur im äußeren Zug der Bildungen der Seichtwasserkreide stellen sich zuweilen Gesteine ein, die von den Sandsteinen der Glaukonitfazies des Eozäns lithologisch kaum zu trennen sind.

Da die Glaukonitsandsteine, besonders dann, wenn sie die Struktur von Kristallsandsteinen besitzen, sehr schwer verwittern, so findet man Bruchstücke von ihnen auch in schlecht aufgeschlossenem Gelände ausgewittert herumliegen, selbst dann, wenn dunkle Mergel das Hauptgestein und die Kristallsandsteine nur gelegentliche Einlagerungen darstellen. Dort, wo diese Glaukonitsandsteine das herrschende Gestein des Glaukoniteozäns darstellen, und dies ist namentlich im südwestlichen Teile des Wiener Waldes der Fall, treten sie auch morphologisch scharf hervor. Der höchste Berg des Wiener Waldes, der Schöpfl, ist ja auch aus eozänen Glaukonitsandsteinen aufgebaut.

Die Glaukonitsandsteine, wie schon vorhin betont, durchaus kein einheitlicher Gesteinstypus, gehen nun zuweilen in abweichende Gesteinsformen über, die aber immer nur gelegentliche Einlagerungen innerhalb des Glaukoniteozäns darstellen. Das Interessanteste dieser nur gelegentlich vorkommenden Gesteine ist ein Nummulitensandstein, der stellenweise nur aus den kleinen Schalen von *Nummulina Partschii de la*

Harpe besteht. Auch wenig mächtige Einlagerungen von hellen Foraminiferenkalken sind erwähnenswert.

Schließlich kommen in der Gesteinsvergesellschaftung des Glaukoniteozäns auch noch helle kiesige Mergel, die denen der Inozeramenschichten gleichen, und indifferente hellgraue Quarzsandsteine vor.

So einheitlich die lithologische Ausbildung des Glaukoniteozäns auch ist, nach zwei Richtungen hin zeigen sich doch konstant Abweichungen von der normalen Ausbildung. Zunächst sind es die obersten Schichten des Glaukoniteozäns, die, ähnlich wie bei den Inozeramenschichten, etwas anders entwickelt sind als die Hauptmasse des Komplexes.

Das charakteristischeste Gestein dieser Zone sind bunte Schiefer, die denen der obersten Inozeramenschichten petrographisch völlig gleichen, aber meist nicht so mächtig sind. Auch sie verraten sich durch lebhaftere Rotfärbung des Bodens, so daß man ihre Anwesenheit auch in schlecht aufgeschlossenem Gelände leicht konstatieren kann. Mit ihnen wechselnd treten gerne helle Kalkmergel auf, die, gleich hellgrauen, feinkörnigen Kalksandsteinen, analogen Gesteinen der Inozeramenschichten sehr ähnlich sehen. Sehr charakteristisch für diese Zone ist auch ein dunkler Quarzsandstein, der von zahlreichen Kalkspatadern durchzogen ist. Mit allen diesen Gesteinen wechsellagern übrigens auch typische, Nummuliten führende Glaukonitsandsteine, die beweisen, daß der ganze Komplex wirklich noch zum Eozän gehört.

Wie noch ausgeführt werden wird, grenzt das oberste Glaukoniteozän direkt an die Seichtwasserkreide und diese Tatsache, sowie das Auftreten der Klippen längs dieser Grenze beweist wohl zur Genüge, daß sie tektonischer Natur ist. Merkwürdig ist nun, daß die obersten Schichten des Glaukoniteozäns durchaus nicht immer diese abweichende Entwicklung zeigen, sondern daß oft der ganze Eozänkomplex bis zu seiner oberen Grenze einheitlich entwickelt ist.

Es wäre dieses Verhalten der bunten Schiefer und ihrer Begleitgesteine so zu deuten, daß sie nur gelegentliche, linsenförmige Einlagerungen im obersten Glaukoniteozän darstellen, wie wir es ja auch bei den bunten Schiefen der obersten Inozeramenschichten angenommen haben. Bei beiden könnte das nur gelegentliche Auftreten allerdings auch so gedeutet

werden, daß sie als oberster Horizont bei der jeweils unmittelbar auf ihre Ablagerung folgenden Regression des Meeres teilweise der Erosion zum Opfer fielen und daß so ihr stellenweises Fehlen nur ein sekundäres ist.

Faziell sind übrigens die bunten Schiefer des obersten Glaukoniteozäns vollkommen denen der obersten Inozeramenschichten äquivalent und was bei deren Besprechung über ihre mutmaßliche Entstehung gesagt wurde, gilt wahrscheinlich auch hier.

Die zweite Veränderung, die sich in der Ausbildung des Glaukoniteozäns konstant zeigt, geht in der Nähe des Nordrandes seines Verbreitungsgebietes vor sich und zeigt sich in einer leichten Annäherung seiner Entwicklung an die des Greifensteiner Sandsteins. Lithologisch zeigt sich diese Annäherung in dem häufigeren Auftreten von dickbankigen Sandsteinen und dem stärkeren Zurücktreten der Glaukonitsandsteine.

Bei Besprechung des Greifensteiner Sandsteins wurde bereits der Erscheinung gedacht, daß dieser im südlichen Teile seines Verbreitungsgebietes umgekehrt deutliche Anklänge an die Ausbildungsweise des Glaukoniteozäns aufweist; es wurde aber auch schon betont, daß diese gegenseitige Annäherung nie so groß wird, daß sie nicht mit voller Sicherheit die Festsetzung der Grenze zwischen beiden erlauben würde und daß diese daher tektonischer Natur sein muß, wofür ja auch, wie wir noch später sehen werden, zahllose andere Gründe sprechen. Andererseits wurde aus der Tatsache der gegenseitigen faziellen Annäherung zwischen Greifensteiner Sandstein und Glaukoniteozän in der Nähe ihrer gemeinsamen Grenze auch schon der Schluß gezogen, daß sie ursprünglich beide Ablagerungen desselben Meeres waren und ganz allmählich ineinander übergingen.

Der das Sedimentationsmaterial liefernde Uferrand dieses Meeres lag im Norden, der Greifensteiner Sandstein stellt seine Seichtwasserbildung dar, während das Glaukoniteozän mit seinen feinkörnigen, glaukonitreichen Sedimenten und seinen zuweilen auftretenden Hornsteinlagen und Manganoxydeinschaltungen offenbar Bildungen größerer Landferne darstellt.

Bei Besprechung der Oberkreide wurde schon ausgeführt, daß zwischen Orbitoidenkreide und Inozeramenschichten genau

dasselbe Verhältnis herrscht und es wurde da auch die Bemerkung gemacht, daß grobklastische Bildungen, die doch sicher den Südrand dieses Kreidemeeres gebildet haben, völlig fehlen und daß sie wahrscheinlich unter den Decken der Kalkalpen begraben liegen. Genau das Gleiche zeigt sich nun auch im Eozän. Auch dort verschwinden die küstenfernen Bildungen des Glaukoniteozäns in einer scharfen Linie längs der Kalkalpengrenze und es fehlt jede Spur von Ablagerungen, die man auf den Südrand des eozänen Meeres beziehen könnte. Diese liegen also auch unter den Kalkalpen verborgen.

Der dritten Kreidefazies unseres Wiener Waldes, der Seichtwasserkreide, fehlt Eozän vollkommen und dieses ist ein Grund mehr, um ihre scharfe Trennung von den Inoceramenschichten zu rechtfertigen. Auch innerhalb der Kalkalpen selbst vermessen wir Ablagerungen des Alttertiärs vollkommen, eine Tatsache, die uns im tektonischen Teil dieser Arbeit noch beschäftigen wird.

II. Teil.

Tektonische Einzelbeschreibung des östlichen Wiener Waldes.

Zwischen jener Linie, welche die Flyschzone im Süden von den Ketten der Kalkalpen trennt, und derjenigen, welche sie im Norden gegen die Molasse des Vorlandes abgrenzt, lernten wir also im ganzen sieben verschiedene Gesteinskomplexe kennen. Es sind dies: Neokomflysch, drei voneinander verschiedene Ausbildungen der Oberkreide, zwei des Eozäns und schließlich die nicht mehr in Flyschfazies entwickelte Serie des Klippenmesozoikums. In diesem Teil der vorliegenden Arbeit soll nun die Verbreitung dieser Komplexe im östlichen Wiener Wald genauer besprochen und gleichzeitig eine tektonische Analyse des Gebietes versucht werden.

Um diese Einzelbeschreibung aber übersichtlicher zu gestalten, wird es sich auf jeden Fall empfehlen, jene Komplexe, deren Zusammengehörigkeit schon jetzt auf der Hand liegt, auch gemeinsam zu besprechen.

Zunächst stehen nun zweifellos die Seichtwasserbildungen des Neokomflysches, der Orbitoidenkreide und des Greifensteiner Sandsteins in völlig normalem stratigraphischen Verband; sie bilden eine unbedingt zusammengehörige Einheit,

die vorläufig als Greifensteiner Serie bezeichnet werden soll.

Die zweite, sich zwanglos ergebende Einheit wird von den Inoceramenschichten und dem Glaukoniteozän gebildet, die ja beide Bildungen größerer Landferne darstellen und auch sonst zahlreiche gemeinsame Züge aufweisen. Da Gesteine dieser Serie den größten Teil des Wiener Waldes aufbauen und auch dessen höchsten Berg, den Schöpfl, bilden, so mag sie Wiener Wald-Serie heißen.

Wir haben zwar schon die Beobachtung gemacht, daß in stratigraphischer Hinsicht manche Beziehungen zwischen der Wiener Wald- und der Greifensteiner Serie bestehen und haben auch bereits die Konsequenzen aus der Tatsache dieser Beziehungen gezogen; da aber die heutige Grenze zwischen den beiden Serien eine vollkommen scharfe, tektonische Linie ist und sich ja die einzelnen Formationen beider trotz gewisser gegenseitiger Annäherungen doch äußerst stark voneinander in fazieller Hinsicht unterscheiden, so muß unbedingt schon jetzt an der Trennung dieser beiden Serien festgehalten werden, die sich dann ja als vollkommen selbstverständlich ergeben wird, bis wir das wirkliche tektonische Verhältnis beider kennen werden.

Es bleibt nun noch die Seichtwasserkreide übrig, die mit dem Klippenmesozoikum eine weitere zusammengehörige Einheit darstellt, die vorläufig als Klippenserie den beiden anderen tektonischen Einheiten unseres Wiener Waldes gegenübergestellt werden soll.

1. Die Greifensteiner Serie.

Aus den Gesteinen dieser Serie baut sich der Teil des östlichen Wiener Waldes auf, der zwischen dem Tullnerfeld und der Linie: Kritzendorf—Kierling—Mauerbach—Gablitz—Tullnerbach liegt. Weitaus der größte Teil dieser Zone wird vom Greifensteiner Sandstein gebildet; nur in dem an das Tullnerfeld grenzenden sogenannten „Wolfpassinger Zug“ treten Neokomflysch und Orbitoidenkreide auf.

Im Nordwesten grenzt der Greifensteiner Zug an die Molasse des Tullnerfeldes, die, da sie ja von der Alpenfaltung noch ergriffen wurde, unbedingt in den Kreis unserer Betrachtungen einbezogen werden muß. Leider sind jedoch in neuerer

Zeit über die im Bereiche unserer Karte liegende Molasse keinerlei Untersuchungen angestellt worden, so daß man auf die Stursche Spezialkarte zurückgreifen muß, die in unserem Gebiete Schlier und Sotzkakonglomerat ausscheidet. Oberflächlich anstehend kann man in unserem Gebiete das Tertiär des Alpenvorlandes jedoch nur in einem kleinen Gebiete beobachten; nämlich in dem Hügellande, das sich zwischen der Straße Tulbing—Königsstetten und der nahen Flyschgrenze ausdehnt. Sonst bilden überall junge Alluvionen der Donau eine mächtige Decke über der in der Tiefe zweifellos vorhandenen Molasse.

Für uns sind natürlich vor allem die Lagerungsverhältnisse dieser übrigens oligozänen und untermiozänen Molasse und ihre tektonische Beziehung zum Flysch von großer Bedeutung. Es ist daher wichtig, daß das Tertiär des Alpenvorlandes in unserem Gebiete überall dort, wo es nur halbwegs aufgeschlossen ist, ein flaches Südostfallen zeigt. Die Molasse fällt also unter den Flysch ein, der ja im ganzen Greifensteiner Zug gleiches Fallen aufweist.

Die Grenze zwischen Molasse und Flysch stellt sich somit als eine überaus klar erkennbare Überschiebungslinie heraus. Wie groß freilich jene Überschiebung des Flysches auf die Molasse ist, das heißt wieweit er dieselbe überfahren hat, läßt sich aus Detailbeobachtungen in keiner Weise erschließen. Im dritten Teil dieser Arbeit wird jedoch auf Grund regionalgeologischer Betrachtungen versucht werden, auch diese Frage einer Lösung zuzuführen.

Der unmittelbar auf die Molasse folgende und also auf sie aufgeschobene Flysch ist, wie Jaeger nachgewiesen hat, neokomen Alters. Auf beiliegender Karte wurden mit dem Neokomflysch auch jene Bildungen vereinigt, die für Mittelkreide gehalten werden. Die schlechten Verkehrs- und Verpflegungsverhältnisse der letzten Sommer zwangen mich ja, den ganzen, von Wien aus nur schwer erreichbaren Greifensteiner Zug etwas stiefmütterlich zu behandeln, so daß es mir unmöglich war, die genaue Trennung des Neokoms von der Mittelkreide vorzunehmen. Aus dem gleichen Grunde kann auch die Abgrenzung des Neokomflysches gegen die Orbitoidenkreide und die dieser gegen den Greifensteiner Sandstein keinen Anspruch auf allzu große Genauigkeit erheben, und verzichte ich auch auf

jede geologische Detailbeschreibung im Bereiche des Greifensteiner Zuges. Gerade hier fällt der Mangel einer solchen auch nicht allzu schwer ins Gewicht, da ja einerseits die überaus einfachen Lagerungsverhältnisse des ganzen Zuges schon seit Stur richtig bekannt sind und anderseits namentlich der Zug des eozänen Greifensteiner Sandsteins von solcher Einförmigkeit ist, daß eine Detailbeschreibung nur langweilig wirken könnte.

Ein einziger Blick auf die Karte lehrt bereits die genauere Verbreitung des Neokomflysches. Er betritt das Gebiet unserer Karte im Westen in einem über tausend Meter breiten Streifen, der sich dann längs der Nordgrenze der Flyschzone nach Nordosten hinzieht. In der Gegend von Königstetten erscheint er durch eine Blattverschiebung um etliche hundert Meter gegen Nordwesten verworfen; er streicht dann in einem immer schmaler werdenden Streifen bis in die Gegend von St. Andrä, wo er an einer zweiten Blattverschiebung verschwindet.

Diese beiden Blattverschiebungen festgestellt zu haben, ist ein Verdienst Jaegers. Interessant ist, daß der große Königstettener Verwurf auch gleichzeitig die Ostgrenze der oberflächlich anstehenden Molasse darstellt; dies, sowie die Tatsache, daß östlich dieser Verwerfung zunächst der Neokomflysch immer schmaler wird und schließlich verschwindet und dann die im Süden folgende Orbitoidenkreide vom gleichen Schicksal ereilt wird, so daß dann schließlich der Greifensteiner Sandstein bis an den Außenrand der Flyschzone herantritt, kann eine einfache Folge der Erosion der nach rechts drängenden alten Donau sein; es ist jedoch auch die Möglichkeit nicht von der Hand zu weisen, daß der Richtung: Tulbing—Königstetten—St. Andrä—Greifenstein eine Verwerfung folgt, die den nördlich dieser Linie gelegenen Teil der Molasse und Flyschzone etwas gegen den südlichen absinken ließ, und daß die Donau erst nachträglich den abgesunkenen Teil mit ihren Schottern bedeckte. Ich will die Beantwortung dieser Frage offen lassen und nur auf die zwei Möglichkeiten ihrer Lösung hingewiesen haben.

Es wurde schon mehrmals erwähnt, daß der Neokomflysch überall ziemlich flaches Südostfallen zeigt. Er hat also die

Molasse überfahren, unterteuft aber anderseits ganz regelmäßig die anschließende Orbitoidenkreide.

Diese bildet einen den Neokomflysch im Süden begleitenden Streifen; ihre Mächtigkeit ist aber etwas geringer als die des Neokoms und der Mittelkreide. Die beiden Verwerfungen bei Königstetten und bei St. Andrä durchsetzen auch die Orbitoidenkreide, die an beiden um einige hundert Meter nach Nordwesten verworfen erscheint. Die St. Andräer Blattverschiebung bringt, wie schon erwähnt, den Neokomflysch zum Verschwinden, die Orbitoidenkreide streicht jedoch noch bis in die Gegend von Altenberg weiter, wo sie dann gleichfalls endgültig verschwindet.

Auch die Orbitoidenkreide zeigt überall Südostfallen; sie fällt also ganz regelmäßig unter den konkordant auflagernden mitteleozänen Greifensteiner Sandstein.

Dieses Gestein nimmt nun den ganzen Raum ein südlich der Orbitoidenkreide und nördlich der schon erwähnten Linie, die die Greifensteiner Serie von der Wiener Wald-Serie trennt. Die meist dickbankigen, hellgelben Greifensteiner Sandsteine werden als vorzügliche Bausteine in zahlreichen Steinbrüchen gebrochen und diese lassen zumeist mehr oder minder flaches Süd-, beziehungsweise Südostfallen des Gesteins erkennen. Von Bacheinschnitten abgesehen, geben übrigens diese Steinbrüche oft auf große Distanzen die einzige Möglichkeit, anstehendes Gestein zu beobachten, da eine mächtige Schichte von Verwitterungslehm und von Humus in dem dicht bewaldeten Gebiete meist jede weitere Beobachtung verhindert. Die große Einförmigkeit des Greifensteiner Sandsteins wurde schon hervorgehoben; sie wird nur in der Nähe seiner Südgrenze durch das in seiner Bedeutung schon gewürdigte Auftreten von Glaukonitsandsteinen etwas gemildert. Übrigens ist es auch ganz gut möglich, daß an einigen Stellen innerhalb des Greifensteiner Sandsteins wieder Orbitoidenkreide zum Vorschein kommt, die bis jetzt infolge der schlechten Aufschlußverhältnisse der Beobachtung entging. Weiter im Westen, in der Gegend von Eichgraben, ist ja tatsächlich ein solches isoliertes Vorkommen von Oberkreide innerhalb des Greifensteiner Sandsteins bekannt.

Tektonisch stellt der Zug des Greifensteiner Sandsteins wohl ein System von nach Norden überkippten Isoklinalfalten

dar, da ja keineswegs anzunehmen ist, daß das in ihm vorhandene Mitteleozän eine Mächtigkeit von vielen tausend Metern besitzt. Da bis jetzt eine genaue Analyse dieser Isoklinalfalten noch nicht möglich war, so geht es auch noch nicht an, die wahre Mächtigkeit dieses Komplexes anzugeben; sie beträgt jedoch wahrscheinlich weit mehr als tausend Meter.

Die Südgrenze des Greifensteiner Sandsteins ist nirgends direkt aufgeschlossen, doch soll hier nochmals betont werden, daß das Südostfallen auch jenseits dieser Linie, also auch im nördlichen Teil des Verbreitungsgebietes der Wiener Wald-Serie das herrschende ist. Der Greifensteiner Sandstein unterteuft also überall die an scharfer Grenze folgende Wiener Wald-Serie; es ist daher auch die Grenze eine Überschiebungslinie. Die Wiener Wald-Serie hat also die Greifensteiner Serie genau so überfahren wie diese die Molasse.

2. Die Wiener Wald-Serie.

Inozeramenschichten und Glaukoniteozän setzen diese Serie zusammen, die von der Südgrenze des Greifensteiner Zuges bis an die Grenze der Kalkalpen den Wiener Wald zusammensetzt. Wie ein Fremdkörper liegt inmitten ihres Eozäns die Seichtwasserkreide mit ihren Klippen, ein Komplex, der ja als Klippenserie getrennt besprochen werden soll.

Die Inozeramenschichten treten in Form von drei Parallelzügen auf.

Der äußere, mehrfach unterbrochene Zug begleitet die Grenze gegen die Greifensteiner Serie; er verschmilzt sowohl im Westen (bei Tullnerbach) als auch im Osten (bei Kierling) mit dem mittleren Zug der Inozeramenschichten, der der mächtigste ist und den ich daher als deren Hauptzug bezeichnen will. Der innere Zug der Inozeramenschichten endlich streicht von Pötzeinsdorf bis in den Tiergarten hinein, er verschwindet dann im Glaukoniteozän.

Der äußere Zug der Inozeramenschichten ist als selbständiges Glied im Bereiche unserer Karte eigentlich nur bei Gablitz und Mauerbach entwickelt, dann verschwindet er gegen Osten und taucht erst südlich von Kierling wieder auf, um dann bald mit dem Hauptzug der Inozeramenschichten zu verschmelzen. Allerdings ist es nicht ganz sicher, ob nicht in dem zwischen

Mauerbach und Kierling liegenden Raume an der Grenze gegen die Greifensteiner Serie an einzelnen Stellen noch Aufbrüche von Inoceramenschichten vorhanden sind, die als Äquivalente des äußeren Zuges zu deuten wären.

Faziell nimmt dieser äußere Zug der Inoceramenschichten eine Mittelstellung ein zwischen Orbitoidenkreide und Inoceramenschichten, indem Seichtwassergesteine, wie Konglomerate vorherrschen und die eigentlichen Gesteine der Inoceramenschichten stark zurücktreten.

Die Inoceramenschichten von Mauerbach und von Gablitz sind der schlechten Aufschlußverhältnisse wegen nur mangelhaft bekannt und ist die Begrenzung dieses Vorkommens daher auch nicht ganz sicher. Innerhalb des Ortes Gablitz sind an zahlreichen Stellen Aufschlüsse von hellen Kalksandsteinen und Kalkmergeln zu beobachten, die mit gröberen Sandsteinen wechsellagern und schon von Paul als Oberkreide erkannt wurden. Etwa bei Kote 279 werden sie von dem unter sie fallenden Greifensteiner Sandstein abgelöst; ihre Südgrenze gegen das Glaukoniteozän dürfte etwa mit dem „Adlitzgraben“ zusammenfallen. Weiter gegen Westen schlechte Aufschlußverhältnisse; doch sind die Inoceramenschichten in einem Hohlwege westlich vom Ötlinger-Bauer wieder anstehend zu beobachten und in dem Bach-einschnitt südlich von Kote 327 sind Kalksandsteine in Wechsellagerung mit groben Konglomeraten, die Jaeger Inoceramenreste geliefert haben, zu beobachten, die zweifellos oberkretazischen Alters sind.

In der Gegend von Mauerbach ist von den Inoceramenschichten noch weniger zu sehen; auf dem nach Gablitz führenden Weg sind sie jedoch an einigen Stellen aufgeschlossen und zeigen dort Südostfallen. Östlich von Mauerbach sind beim „Kreuzbrunnen“ und auf Kote 323 noch grobe Sandsteine zu beobachten, die gleichfalls wahrscheinlich zu den Inoceramenschichten zu rechnen sind.

Weiter nach Osten zu scheint der äußere Zug der Inoceramenschichten zu fehlen; doch finden sich zu beiden Seiten der von Weidlingbach zum Steinriegl führenden Straße grobe Sandsteine, die möglicherweise der Oberkreide angehören; sie sind besonders gut im „Fuchsgraben“ aufgeschlossen und zeigen dort Südostfallen. Fossilien hat jener Komplex bis jetzt noch nicht geliefert; ich habe ihn auf meiner Karte vorläufig noch mit Vorbehalt zum Glaukoniteozän gestellt, das ja in der Nähe der Grenze gegen den Greifensteiner Sandstein gleichfalls gerne Einlagerungen von groben Sandsteinen zeigt.

Östlich der Meidlinghütte (südlich von Kote 424) sind Kalksandsteine und Kalkmergel in ausgewitterten Stücken zu beobachten, die ihrem ganzen Habitus nach zur Oberkreide gehören und anscheinend den Wiederbeginn des äußeren Zuges der Inoceramenschichten anzeigen, der dann etwas weiter östlich an dem nach Kierling hinabführenden Wege zweifellos vorhanden und auch ganz gut aufgeschlossen ist. Das herrschende Gestein ist hier ein grobkörniger Quarzsandstein, in dem

Jaeger und ich auch südlich von Kierling Inoceramenreste fanden, so daß sein oberkretazisches Alter gesichert erscheint.

Dieser Oberkreidezug setzt sich nun nach Nordosten über das Kierlingtal hinüber fort und ist auch dort durch Inoceramenfunde belegt. Noch südlich des Kierlingtales verschmilzt übrigens dieser Außenzug der Inoceramenschichten in breiter Front mit deren Hauptzug und dann läßt sich auch beobachten, wie jene abweichenden Sandsteine und Konglomerate, die diesen Zug zusammensetzen, nach Süden hin ganz allmählich in die normale Entwicklung der Inoceramenschichten übergehen.

Da nördlich des Kierlingtales eine Trennung der Inoceramenschichten in mehrere Züge also nicht mehr möglich ist, so soll die dort vorhandene Oberkreide auch als Ganzes bei Besprechung des Hauptzuges der Inoceramenschichten behandelt werden.

Der Hauptzug der Inoceramenschichten ist von dem Außenzug durch einen breiten Streifen von Glaukoniteozän getrennt, der dann in der Gegend von Kierling auskeilt und so diese beiden Züge miteinander verschmelzen läßt.

Der Hauptzug der Inoceramenschichten durchzieht das Gebiet unserer Karte diagonal von Südwest nach Nordost in einem über zwei Kilometer breiten Streifen. In seiner ganzen Erstreckung ist dieser Zug vollkommen einheitlich gebaut; in seinem nordwestlichen Teile herrscht allgemein Südostfallen, während in seinem südöstlichen Teil Nordwest die herrschende Fallrichtung ist. Sowohl im Nordwesten, als auch im Südosten fällt also das Glaukoniteozän unter die Inoceramenschichten ein. Es ergibt sich also ganz von selbst, daß der Hauptzug der Inoceramenschichten die Struktur einer riesigen Fächerfalte besitzen muß. Die zweite Möglichkeit wäre allerdings die, daß der ganze Hauptzug der Inoceramenschichten als wurzellose Schubmasse auf dem Glaukoniteozän ruht, eine Annahme, die aber, als durch nichts begründet, vorläufig zurückgewiesen werden muß.

Sowohl die Nordwest- als auch die Südostgrenze des Hauptzuges der Inoceramenschichten wird von einem diskontinuierlichen Bande von bunten Schiefen begleitet, die als oberster Kreidehorizont den Nierentäler Schichten gleichzustellen sind.

Gegen die Nordwestgrenze zu herrschen noch grobe Sandsteine und Konglomerate vor; eine Ausbildung der Inoceramenschichten, die an die ihres Außenzuges und damit an die der Orbitoidenkreide erinnert, die aber gegen Südosten bald in

die normale, feinkörnige Entwicklung dieses Komplexes übergeht.

An drei Stellen befinden sich wenig bedeutende Einfaltungen von Glaukoniteozän inmitten des sonst ganz geschlossenen Zuges von Oberkreide.

Von Preßbaum bis Purkersdorf begleitet der Hauptzug der Inozeramenschichten zu beiden Seiten das Bett der Wien, die auf diese Strecke in einem Längstal dahinfließt, bei Purkersdorf aber ihre Richtung ändert und nun zu einem Quertale wird.

Schon außerhalb unserer Karte befindet sich am Nordufer der Wien der große Steinbruch vor der Station Tullnerbach-Preßbaum, dessen südostfallende Schichten durch ihren Reichtum an Inozeramem berühmt sind. Etwas weiter nach Osten folgt nun eine Einschaltung von Glaukoniteozän, die aber später besprochen werden soll.

Die Inozeramenschichten ziehen um dieses Eozän im Norden in einem geschlossenen Streifen herum. Schlechte Aufschlußverhältnisse verhindern jedoch die genaue Festsetzung der Formationsgrenze. Im Irenental sind am Westabhang des Brunnbirg grobe Sandsteine aufgeschlossen, deren oberkretazisches Alter wahrscheinlich ist. Im Bachleinriß, der sich von Kote 411 in das Irenental herabzieht, gelangen auch helle Kalksandsteine und die anderen für die Inozeramenschichten charakteristischen Leitgesteine zur Beobachtung. Knapp bevor das Irenental gegen Nordwesten umbiegt, stehen an der Grenze gegen das im Norden folgende Glaukoniteozän Mergel an, deren Ähnlichkeit mit Nierentaler Schichten schon Paul hervorhebt. Bunte Schiefer scheinen hier an der Nordgrenze des Hauptzuges der Inozeramenschichten zu fehlen; sie treten erst viel weiter im Osten, im Mauerbachtale zum ersten Male auf.

Im Tale des großen Steinbaches ist die Grenze zwischen Glaukoniteozän und Hauptzug der Inozeramenschichten nicht aufgeschlossen, doch befindet sich etwa 200 Meter südlich derselben am linken Ufer des Baches ein Aufschluß, der südfallende Bänke von groben Sandsteinen bloßlegt, die zweifellos Oberkreide sind (Inozeramemreste!). Nahe der Eisenbahn befinden sich in diesem Tale noch zwei weitere Steinbrüche, in denen bereits vollkommen typische, feinkörnige Inozeramenschichten zu beobachten sind.

Im Gebiete der „Kranawetter“ ist zwischen Steinbach- und Gablitztal von den Inozeramenschichten nicht allzu viel zu sehen. Im Tale des kleinen Steinbaches selbst kann jedoch die Grenze zwischen Glaukoniteozän und Inozeramenschichten ganz genau festgestellt werden; desgleichen nordöstlich von Kote 406 an dem von Purkersdorf auf den Toppberg führenden Weg. Im Gebiete des Pfaffenberges nordwestlich von Purkersdorf sind Inozeramenschichten in typischer Ausbildung allenthalben zu beobachten, so besonders gut in der Umgebung des Friedhofes. Ein Hohlweg, der vom Gablitztal (Kote 252, bei der Brücke) auf die Ram (zu Kote 376) hinaufführt, schließt gleichfalls Inozeramenschichten auf. Der einige Hundert Meter nörd-

lich davon auf die Hochramalpe führende, blau markierte Weg dagegen bewegt sich bereits ganz im Glaukoniteozän, so daß die Formationsgrenze zwischen beiden Wegen verlaufen muß; schlechte Aufschlußverhältnisse verhindern ihre genaue Beobachtung.

Überall, wo im Gebiete zwischen Tullnerbach und Gablitzbach nördlich der Wien Inoceramenschichten aufgeschlossen sind, zeigen sie Südostfallen. Das Wiental selbst ist mit einer Schotterdecke ausgefüllt; südlich desselben ist bereits Nordwest die herrschende Fallrichtung.

Der Hauptzug der Inoceramenschichten tritt südlich der Wien auch morphologisch scharf hervor. Der Bergzug: Glaskogel—Speichberg—Rudolfshöhe bezeichnet seinen Verlauf; die südlich folgende Depressionszone kennzeichnet den Verlauf der Grenze gegen das Glaukoniteozän und wird wohl durch die dieselbe begleitende mächtig entwickelte Zone von weichen bunten Schiefen der obersten Inoceramenschichten bedingt.

Bei der Grundaushhebung zum Bau des Dammes beim Wolfsgraben-Reservoir wurden, wie Paul berichtet, rote und grüne Mergelschiefer angefahren; diese gehören zweifellos jenen bunten Schiefen der Nierentaler Schichten an, die hier das Gebiet unserer Karte betreten; rotgefärbter Humus verrät in der Nähe der Stadlhütte auch heute noch ihr Vorhandensein. Südlich folgt Glaukoniteozän; nördlich von diesen bunten Schiefen stehen allenthalben typische Inoceramenschichten an.

Im Tale des zwischen Glaskogel und Speichberg herauskommenden Dammbaches waren im Sommer 1919 gelegentlich des Baues einer Feldbahn die Inoceramenschichten und deren Grenze gegen das im Süden folgende Glaukoniteozän in einzigartiger Weise aufgeschlossen. Alle Schichten fielen steil nach Norden, prächtig konnte man beobachten, daß die bunten Schiefer durch ganz allmählichen Übergang aus den obersten Inoceramenschichten hervorgehen und anderseits scharf, aber ohne jede Diskordanz an die Glaukonitsandsteine des Eozäns stoßen. Die bunten Schiefer hatten hier eine Mächtigkeit von über vierzig Metern; sie lassen sich im Streichen durch lebhaftere Rotfärbung des Waldbodens an der Grenze von Inoceramenschichten und Glaukoniteozän noch weit nach Westen und Osten verfolgen. (Siehe Karte!)

Am Nordabhang des östlich folgenden Speichberges befinden sich im Wiental einige Steinbrüche, die gleichfalls typische, nordfallende Inoceramenschichten aufschließen. Im unteren Teile der von Purkersdorf zur Baunzen führenden Straße stehen gleichfalls allenthalben Inoceramenschichten an. Am Nordrand der Ortschaft Deutschwald verrät lebhaft rot gefärbter Humus das Vorhandensein von bunten Schiefen und unmittelbar südlich davon folgen auch tatsächlich typische eozäne Glaukonitsandsteine, so daß die bunten Schiefer, die sich übrigens auch hier im Streichen noch einige Zeit nach beiden Seiten hin verfolgen lassen, zweifellos auch hier wieder den obersten Inoceramenschichten angehören.

Die mit der Schöffelwarte gezierte Kote 431 und der Georgenberg bestehen gleichfalls ausschließlich aus Inoceramenschichten, die allent-

halben in ausgewitterten Gesteinsstücken beobachtet werden können. Auch ihre Südgrenze gegen das Glaukoniteozän ist überall deutlich feststellbar, doch scheinen die bunten Schiefer der obersten Inoceramenschichten hier zu fehlen. Sie verraten sich erst im Wiental, westlich der Ortschaft Unter-Purkersdorf, wieder durch roten Humus und sind dann am nördlichen Ufer der Wien auch wieder prächtig aufgeschlossen.

Das nördliche Ufer der Wien gibt überhaupt östlich der Station Purkersdorf eine ausgezeichnete Gelegenheit, ein Stück des Querprofils durch unseren Wiener Wald prachtvoll aufgeschlossen beobachten zu können. Unmittelbar östlich von der Station Purkersdorf sind an der Böschung der längs der Eisenbahn hinführenden Straße typische, nordwestfallende Inoceramenschichten aufgeschlossen. Nach nur wenigen Schritten zeigen sich in diesen Einlagerungen bunte Schiefer, die bald herrschend werden und offenbar den bunten Schiefen der obersten Inoceramenschichten entsprechen, die wir schon auf der anderen Talseite kennen lernten. Tatsächlich treffen wir schon nach etlichen Metern weiter nach Osten auf dunkle Kristallsandsteine, das Leitgestein des Glaukoniteozäns. Das Eozän ist hier nur wenig mächtig, denn nur zweihundert Meter weiter im Osten befindet sich ein großer Steinbruch, der mächtige, fast senkrecht nach Nordwest fallende Sandsteinbänke aufschließt, die sich durch Führen von Inoceramen als kretazisch erwiesen haben und bereits dem Komplex der Seichtwasserkreide angehören. Bunte Schiefer, die im nordwestlichen Teil des Steinbruches zu beobachten sind, gehören bereits dem obersten Glaukoniteozän an, wie aus den mit ihnen wechsellagernden Gesteinen hervorgeht.

Kehren wir jedoch wieder zur Grenze der Inoceramenschichten gegen das Glaukoniteozän zurück, so muß betont werden, daß diese zwischen Gablitz- und Mauerbachtal überall glänzend zu beobachten ist. Wir finden rotgefärbten Humus, der die bunten Schiefer der obersten Inoceramenschichten begleitet, im Wurzbachtal, etwa zweihundert Meter östlich von der Waldandacht, dann knapp westlich von Kote 285 und schließlich am Westufer des Mauerbaches gegenüber von Gideon Laudons Grab. Westlich dieser Linie dehnt sich der hier fast zwei Kilometer breite Hauptzug der Inoceramenschichten aus, er setzt auch den Buchberg und den Rehgrabenberg zusammen und sind die Inoceramenschichten hier auch allenthalben anstehend oder in ausgewitterten Stücken zu beobachten. Einlagerungen von größeren Sandsteinen und Konglomeraten sind namentlich in der Nähe der Nordwestgrenze häufig vorhanden. Diese Grenze gegen den Außenzug des Glaukoniteozäns ist zwischen Gablitz und Mauerbach nirgends deutlich aufgeschlossen. Am linken Ufer des Gablitzbaches befindet sich ungefähr hundert Meter nördlich von Kote 252 ein Steinbruch, der südostfallende Inoceramenschichten aufschließt. (Auch zwischen Gablitz- und Mauerbach herrscht im Hauptzug der Inoceramenschichten in der Nähe der Nordwestgrenze Südost-, in der Nähe der Südostgrenze Nordwestfallen vor.) Die Grenze gegen das Glaukoniteozän dürfte nun etwa dreihundert Meter nordwestlich dieser Lokalität liegen, wie aus Lesesteinen zu ermitteln ist. Auf der Höhe des Bergrückens verläuft die Formationsgrenze etwa

250 Meter westlich vom Gipfel des Buchberges, ist jedoch auch hier nur schwer zu ermitteln.

Günstiger aufgeschlossen ist sie im Mauerbachtale, wo am rechten Ufer des Baches, gegenüber vom Roten Kreuz, ein Steinbruch Inoceramenschichten mit bunten Schiefen aufschließt.

Es ist dies das erstemal, daß wir, vom Westen kommend, an der Nordgrenze des Hauptzuges der Inoceramenschichten die bunten Schiefer der Nierentaler Schichten treffen, die von nun an treue Begleiter der Formationsgrenze bleiben. An der eben erwähnten Lokalität scheinen übrigens verwickelte Lagerungsverhältnisse zu herrschen, wie aus dem ganz wirren Fallen und dem wiederholten Auftreten der bunten Schiefer hervorgeht.

Jene Nordwestgrenze des Hauptzuges der Inoceramenschichten läßt sich nun von hier aus in genau nordöstlicher Richtung weiter verfolgen, allenthalben durch bunte Schiefer gekennzeichnet. Wenn wir die Lokalitäten aufzählen, wo diese zu beobachten sind, so geben wir damit auch ein Verzeichnis jener Örtlichkeiten, wo jene Grenze überhaupt sichtbar ist.

Rotgefärbter Humus ist zu beobachten: am linken Ufer des Steinbaches südwestlich und nördlich von Kote 345; dann östlich des „Lebereckes“ bei der Holzknecht-Hütte, ferner am Südabhang des Schutzengelberges südlich von Kote 470 und westlich von Kote 473, dann besonders ausgezeichnet am Südabhang des Tafelberges, wo der etwa zweihundert Meter östlich vom Jägerhaus ins Weidlingbachtal einmündende Bacheinriß völlig in den bunten Schiefen verläuft und diese daher prächtig aufschließt. Auf der Höhe des Tafelberges selbst scheinen die bunten Schiefer an der Formationsgrenze wieder zu fehlen; dagegen sind sie im Rotgrabental östlich von Kote 258 um so besser entwickelt (Name!). Die Grenze zieht von hier auf den Haschberg hinauf und knapp westlich von dessen Gipfel ist auch die Ackererde allenthalben deutlich rot gefärbt. Der Zug der bunten Schiefer läßt sich nun über den Haschhof längs der ins Kierlingtal hinabführenden Straße noch weiter verfolgen; er ist an den Serpentinien auch gut aufgeschlossen und zeigt Südostfallen, bildet aber bereits beim Haschhof nicht mehr die Grenze gegen das Glaukoniteozän, da man westlich von ihm wieder auf Inoceramenschichten stößt.

Vom Mauerbachtal bis auf den Haschberg folgten ja unmittelbar westlich auf diese bunten Schiefer der obersten Inoceramenschichten die Kristallsandsteine des Glaukoniteozäns; am Nordabhang des Haschberges tritt aber die Verschmelzung des Hauptzuges der Inoceramenschichten mit dem Außenzug ein. Wie ein Blick auf die Karte zeigt, vollzieht sich diese Verschmelzung durchaus in nicht ganz einfacher Weise; es zeigt sich vielmehr, im Kartenbilde wenigstens, eine mehrfache Verzahnung der beiden Formationen, so daß man, wenn man vom Haschberg gegen Kierling hinabsteigt, noch zweimal Streifen von Glaukoniteozän überquert, ehe man den eigentlichen Außenzug der Inoceramenschichten erreicht. Bunte Schiefer begleiten auch hier an mehreren

Stellen die Formationsgrenze; das Fallen ist in diesem Gebiete sehr unregelmäßig, doch herrscht Südwestfallen vor (Karte!).

Das Claukoniteozän scheint noch südlich des Kierlingtales zu verschwinden, doch ist es nicht ganz sicher, ob es nicht, ähnlich wie es Jaeger auf seiner Karte andeutet, nördlich des Kierlingbaches, im Gebiete des Freiberges, wieder zum Vorschein kommt. Im Donauprofil fehlt es sicher und auch am Bisamberg ist es nicht zu beobachten; da wie dort grenzen überall die Inozeramenschichten direkt an den Greifensteiner Sandstein.

Daß in der Nähe der Nordwestgrenze des Hauptzuges der Inozeramenschichten häufig Einlagerungen grober Sandsteine und Konglomerate vorkommen, wurde bereits wiederholt erwähnt; gut zu beobachten sind solche am Westabhang der „Hohen Wand“, westlich von der Sophienalpe und im oberen Domgraben.

Dort befindet sich auch eine größere Einfaltung eoziäner Glaukonitsandsteine, die von obersebenen bunten Schiefeln umrahmt werden.

Auch im Gebiete des Tafelberges sind Seichtwasserbildungen der Inozeramenschichten häufig; sehr schön sind sie im „Taferlgraben“ zu beobachten, wo mächtige Bänke südostfallender Sandsteine aufgeschlossen sind. Auch weiter im Nordosten, im Gebiete des Kammersberges, des Buchberges und namentlich nördlich des Kierlingtales treten solche Seichtwasserbildungen auf; sie werden dann oft auch die herrschenden Gesteine, was besonders im Gebiete des bereits am linken Donauufer gelegenen Bisamberges der Fall ist. Von dorther stammen ja auch jene Detailprofile, die Jaeger in seiner Arbeit aus der „Seichtwasserkreide“ gibt; aber es soll hier nochmals auf das schärfste hervorgehoben werden, daß es sich in allen jetzt erwähnten Fällen um Einlagerungen von Seichtwasserbildungen in typischen Inozeramenschichten, aus denen sie durch ganz allmählichen Übergang hervorgehen, handelt und daß solche Einlagerungen, so ähnlich sie in der Ausbildung auch jener Oberkreide werden, die ich „Seichtwasserkreide“ genannt habe und die sich durch ein von den Inozeramenschichten getrenntes Auftreten auszeichnet, in keiner Weise den Unterschied zwischen diesen beiden Kreidefazies verwechseln können.

Gegen Südosten zu werden diese Einlagerungen von Seichtwasserbildungen immer seltener, ohne jedoch ganz zu fehlen (Nordostabhang des Hochbrückenberges). Die Inozeramenschichten in ihrer typischen Ausbildung sind dann der charakteristischste Gesteinskomplex im ganzen Flysch des Wiener Waldes und selbst in schlecht aufgeschlossenem Gebiete verraten sie sich allenthalben durch ausgewitterte Stücke ihrer harten, dünnplattigen Kalksandsteine, die in scherbenförmigen Bruchstücken den Boden bedecken und nicht zu verkennen sind.

Auch die Südgrenze des Hauptzuges der Inozeramenschichten wird von den bunten Schiefeln der Nierentaler Schichten begleitet und ist daher auch in schlecht aufgeschlossenem Gebiete leicht zu finden.

Im Mauerbachtale verläuft diese Grenze am Nordufer des Baches wenige Meter östlich von Gideon Laudons Grab, aber hier scheinen jene bunten Schiefer der obersten Inoceramenschichten zu fehlen, obwohl wir sie ja auf der entgegengesetzten Seite des Tales noch trafen. Schön entwickelt sind sie dagegen wieder am Südabhang des Hochbrückenberges, wo sie durch eine breite Zone grellrot gefärbter Walderde überaus auffällig hervortreten. Am Ostabhang dieses Berges scheinen die bunten Schiefer wieder zu fehlen und auch unmittelbar südlich der Rieglerhütte ist keine Spur von ihnen zu sehen. Dagegen sind sie am Wege Rieglerhütte—Neuwaldegg wieder ganz schön zu beobachten, um dann am Südabhang des Dahaberges wieder völlig zu fehlen.

Am Exelberg befinden sich die bekannten großen Schotterbrüche, welche Inoceramenschichten fast auf eine Strecke von einem Kilometer aufschließen. Das Fallen ist im westlichen Teile der ausgedehnten Brüche nördlich, während es im Osten westlich ist, entsprechend der großen Beuge, die die Südgrenze des Hauptzuges der Inoceramenschichten gerade in diesem Gebiete beschreibt.

Von nun an verläuft diese Grenze fast genau nordsüdlich und auf die Dauer dieses abnormalen Verlaufes scheinen die bunten Schiefer fast ganz zu fehlen; nur im Gebiete des „Mittereckes“ sind sie in Spuren zu beobachten.

Südlich vom Simonsberg nimmt die Südgrenze wieder ihr normales Streichen an und hier stellen sich auch wieder die bunten Schiefer der obersten Inoceramenschichten in reicher Entwicklung ein. Sie machen sich bereits im Einschnitt zwischen Simonsberg und Kote 477 durch rote Färbung des Humus bemerkbar und sind dann im sogenannten „Schützengraben“ und auf der Rohrerwiese aufgeschlossen.

Am Südabhang des Hermannskogels, der gleich dem ganzen Kahlengebirge aus typischen, hier aber auffallenderweise südfallenden Inoceramenschichten aufgebaut ist, treten übrigens knapp nordwestlich von der Rohrerwiese als gelegentliche Einlagerungen helle brekziöse Kalke auf, die manchen Kalken und Dolomiten unserer alpinen Trias äußerst ähnlich sehen.

Von der Rohrerwiese aus ziehen die bunten Schiefer der Nierentaler Schichten südlich am „Fischerhaus“ vorbei nach Nordosten und sind auch im Sattel zwischen Latisberg und Vogelsangberg bei der Kreuzeiche noch zu beobachten.

Während aber bis jetzt die bunten Schiefer überall die Grenze gegen das Eozän bezeichnen, besteht der bereits jenseits von ihnen gelegene Latisberg aber gleichfalls aus Inoceramenschichten; er stellt offenbar eine neue, aus dem Glaukoniteozän emportauchende Antiklinale dar, die sich weiter östlich, im Donauprofil, in der ersten Liegendfalte Schaffers am Leopoldsberg wieder findet. Die bunten Schiefer der obersten Kreide, die bei der Kreuzeiche anstehen, bezeichnen also eine Synklinerion, welcher im Donauprofil die Synklinale zwischen den beiden liegenden Falten entspricht. Östlich der Kreuzeiche scheint sich jedoch die Achse dieser Synklinale so gehoben zu haben, daß deren Kern, nämlich die bunten Schiefer, nicht mehr vorhanden ist.

Auch die Südgrenze der Antiklinale Latisberg—Leopoldsberg wird von bunten Schiefeln begleitet; diese lassen sich an der Formationsgrenze vom Südfuße des Latisberges bis an die Donau verfolgen und sie verraten sich allenthalben durch lebhaft rot gefärbten Humus. Am Steilanstieg des Leopoldsberges, der sogenannten „Nase“, sind sie auch gut aufgeschlossen zu beobachten.

Das Donauprofil schließt von Kahlenbergerdorf bis Kritzendorf ausschließlich Inozeramenschichten auf und gestattet einen klaren Einblick in die Tektonik des Hauptzuges der Inozeramenschichten. Im Süden, im Gebiete des Leopoldsberges, hat Schaffer¹¹⁾ zwei nach Süden überschlagene, liegende Falten nachgewiesen; im Gebiete zu beiden Seiten des Weidlingbaches scheinen nach Paul noch einige aufrechte Falten vorhanden zu sein, während weiter im Norden die Falten durchwegs gegen Nord überkippt erscheinen. So bestätigt sich auch hier die Fächerstruktur des Hauptzuges der Inozeramenschichten.

Der jenseits der Donau gelegene Bisamberg besteht, wie schon erwähnt, gleichfalls aus Inozeramenschichten, die hier aber mächtige Einlagerungen von Seichtwasserbildungen enthalten. Zahlreiche Steinbrüche schließen am West- und Südabhang dieses Berges ihre Schichten auf.

Östlich von Langenzersdorf befindet sich ein kleines, schon von Stur verzeichnetes Vorkommen von Glaukoniteozän, das von bunten Schiefeln der obersten Inozeramenschichten umrahmt wird und offenbar, genau so wie die beiden anderen Eozänvorkommnisse, innerhalb des Hauptzuges der Inozeramenschichten (bei Unter-Fullnerbach und im oberen Domgraben) eine synklinale Einfaltung darstellt.

Die beiliegende Karte verzeichnet auch, namentlich im Gebiete des Kahlenberges und des Bisamberges, sämtliche bis jetzt bekannten Fundpunkte von Fossilien der Oberkreide (meistens wohl Inozeramem), deren Zahl durchaus nicht so klein ist; war doch speziell das Kahlengebirge schon seit jeher ein bekanntes Fundgebiet von Flyschfossilien, aus dem ja auch der einzige sicher deutbare Flyschammonit stammt (*Acanthoceras Mantelli* Sow.; von Toulou an der Trasse der Drahtseilbahn gefunden). Diese zahlreichen Fossilfunde werden aber sicher auch genügen, um das oberkretazische Alter des ganzen Komplexes der Inozeramenschichten als genügend bewiesen anzusehen.

Der Innenzug der Inozeramenschichten ist von deren Hauptzug durch einen breiten Streifen Glaukoniteozän getrennt, in dessen Mitte als Fremdkörper der äußere Zug der Seichtwasserkreide mit seinen Klippen hervortaucht.

Der Innenzug der Inozeramenschichten beginnt bei Pötzleinsdorf und streicht dann als auch morphologisch gut hervortretender Zug über Schafberg, Heuberg, Satzberg und Wolfersberg in den Tiergarten hinein, wo er noch den Hornauskogel und den Kalten Bründlberg zusammensetzt, um dann im Glaukoniteozän zu verschwinden. Seine durchschnittliche

Breite beträgt 1500 Meter, das Fallen der Inozeramenschichten ist in ihm überwiegend gegen Nordwest gerichtet. Seine Schichten unterteufen im Nordwesten also ganz regelmäßig das Glaukoniteozän; als Grenzhorizont tritt wieder ein mächtiger Zug von bunten Schiefen der obersten Kreide auf.

Im Südosten stößt der Innenzug der Inozeramenschichten mit scharfer Grenze an den Hauptzug der Seichtwasserkreide; diese Grenze ist zweifellos eine tektonische, wie der Keil von Glaukoniteozän beweist, der sich im Westen zwischen beide Kreidefazies einschiebt.

Die Schwierigkeiten, die sich einem Besuche des Lainzer Tiergartens entgegensezten, haben auch mich verhindert, eine genaue Begrenzung dieses Gebietes vorzunehmen. Es kann daher auch die Begrenzung des inneren Zuges der Inozeramenschichten, soweit er im Tiergarten liegt, keinen Anspruch auf allzu große Genauigkeit erheben. Sicher ist jedoch, daß er am Südwestfuß des Hornaus-Kogels aus dem Glaukoniteozän emportaucht und erst östlich vom Kalten Bründlberg mit der Seichtwasserkreide zusammentrifft.

Die ganze Art seines Auftretens macht den Eindruck einer antiklinalen Aufwölbung und wir werden auch tatsächlich dem ganzen Innenzug der Inozeramenschichten die Struktur einer Antiklinale zuschreiben müssen.

Schlechte Aufschlußverhältnisse machen übrigens im Tiergarten die Festsetzung seiner Grenzen gegen Glaukoniteozän und Seichtwasserkreide schwierig; die bunten Schiefer der Nierentaler Schichten konnte ich längs der Nordwestgrenze nur an einer Stelle finden, nämlich im „Schottenwald“ am Nordabhang des Hornaus-Kogels.

Um so besser sind der Innenzug der Inozeramenschichten und seine Grenzen außerhalb des Tiergartens, nämlich nördlich der Wien, zu verfolgen. Am Westfuß des Mariabrunner Bierhäuselberges beginnt der Zug der bunten Schiefer der obersten Inozeramenschichten; er zieht dann gegen den Westabhang des Wolfersberges weiter, wo durch Schützengrabenanlagen Inozeramenschichten, Nierentaler Schichten und das folgende Glaukoniteozän prachtvoll aufgeschlossen sind. Die bunten Schiefer streichen dann von hier aus, immer der Formationsgrenze treu bleibend, nach Nordosten hin weiter fort; allenthalben durch roten Humus gekennzeichnet. Sie streichen bei Kordons Gasthof vorüber, das Tal des Wolfsgrabens hinauf, wo sie dann in dichtem Walde verschwinden, um am Nordwestfuß des Heuberges wieder zum Vorschein zu kommen und dann nach einer Unterbrechung durch die mit jungen Schottern erfüllte Marswiese auf der Michaelerwiese zum letzten Male der Beobachtung zugänglich zu sein.

Auch die Südostgrenze des inneren Zuges der Inozeramenschichten, die gegen die Seichtwasserkreide, ist von bunten Schiefen begleitet, die aber diesmal bereits der Seichtwasserkreide angehören, in deren Bereich ja bunte Schiefer überhaupt sehr häufig sind.

Diese Grenze überquert das Tal des Halterbaches zwischen den beiden großen, gleich nördlich von Hütteldorf gelegenen Steinbrüchen, deren südlicher Seichtwasserkreide aufschließt, während der nördliche Glaukoniteozän beobachten läßt. Das Fallen der Schichten ist bei beiden steil nach Nordwesten gerichtet; die Seichtwasserkreide unterteuft also scheinbar regelmäßig die Inozeramenschichten.

Der weitere Verlauf der Südostgrenze des Innenzuges der Inozeramenschichten ergibt sich aus der Karte; sie ist allenthalben gut zu beobachten, jedoch nirgends direkt aufgeschlossen.

Auch die Inozeramenschichten selbst sind, wenn auch seitlich steinbruchmäßig aufgeschlossen, so doch in ausgewitterten Stücken fast überall zu beobachten. Ihre schwere Verwitterbarkeit bedingt eben, daß allenthalben der Boden mit ausgewitterten Gesteinsstücken übersät ist. Andererseits ist sie auch der Grund des morphologischen Hervortretens dieses Zuges und der steilen Gehänge, die im Gebiete der Inozeramenschichten vorherrschen (man beachte zum Beispiel den Steilabfall des Schafberges gegen Westen!).

Fossilfundpunkte sind innerhalb dieses Zuges nur wenige bekannt (Inozeramenreste vom Steinbruch im Haltertal und vom Heuberg und Karrers Foraminiferenfundort am Bierhäuselberg).

Auch innerhalb des Glaukoniteozäns lassen sich mehrere Züge unterscheiden.

Der äußere Zug des Glaukoniteozäns schaltet sich zwischen Außenzug und Hauptzug der Inozeramenschichten ein; der mittlere verläuft zwischen deren Hauptzug und Innenzug, er wird durch den Außenzug der Seichtwasserkreide in zwei Parallelzüge geteilt und verschmilzt nach dem Auskeilen der Seichtwasserkreide und dem Verschwinden des Innenzuges der Inozeramenschichten mit dem Innenzug des Glaukoniteozäns zu einem einheitlichen Eozänareal, dem Laaber Eozän.

Der Außenzug des Glaukoniteozäns schmiegt sich also im Nordwesten an den Hauptzug der Inozeramenschichten an. Die Grenze zwischen beiden wurde schon verfolgt, sie wird von einem Bande von bunten Schiefen der Nierentaler Schichten begleitet; längs ihrer ganzen Erstreckung fällt das Eozän nach Südosten unter die Inozeramenschichten ein.

Im Nordwesten grenzt der Außenzug des Glaukoniteozäns entweder an den Außenzug der Inozeramenschichten oder, wo dieser fehlt, direkt an den Greifensteiner Sandstein. Sowohl im Westen (bei Tullnerbach) als auch im Osten (bei Kierling) keilt dieses Eozän aus und läßt die beiden Züge der Inozeramenschichten miteinander verschmelzen.

Faziell ist der Außenzug des Glaukoniteozäns dadurch bemerkenswert, daß in ihm, besonders in der Nähe seiner Nordwestgrenze, das Eozän deutliche Anklänge an die Entwicklung des Greifensteiner Sandsteins zeigt, eine Erscheinung, deren Bedeutung schon gewürdigt wurde.

Das Fallen der Schichten ist in diesem ganzen Zuge nach Südost gerichtet und man gewinnt sofort den Eindruck, daß er eine nach Südosten tauchende Synklinale darstellt. Der Mantel der Synklinale wird von Inozeramenschichten gebildet, während ihren Kern das Eozän darstellt; die Achse der Synklinale hebt sich sowohl nach Westen, wie nach Osten hin heraus und bringt dadurch das Eozän zum Verschwinden. Daß es sich jedoch nicht um eine Synklinale, sondern um eine ganze Synklynalregion handelt, beweisen die komplizierten Lagerungsverhältnisse, die sich am Ostende des Eozänzuges zeigen und die sich ganz ungezwungen durch eine Kombination von drei Eozänsynklinalen mit zwei Kreideantiklinalen erklären lassen.

Westlich des Gablitzbaches schlechte Aufschlußverhältnisse; die Beobachtung des Glaukoniteozäns muß sich daher auf Lesesteine beschränken. Am blaumarkierten Weg von Purkersdorf auf die Hochramalpe bedecken ausgewitterte Glaukonitsandsteine aller Korngrößen in Masse den Boden; sie haben zu wiederholten Malen auch Nummuliten geliefert. Längs des Weges, der von der Hochramalpe nach Gablitz hinabführt, werden die Glaukonitsandsteine immer mehr durch braune, mürbe, dickbankige Sandsteine verdrängt; es vollzieht sich hier die schon mehrfach erwähnte Annäherung an die Ausbildungsweise des Greifensteiner Sandsteins.

Auch zwischen Gablitz- und Mauerbachtal herrschen trostlose Aufschlußverhältnisse; doch läßt sich an ausgewitterten Gesteinsstücken auch hier allenthalben die Faziesänderung des Eozäns gegen Nordwesten hin feststellen.

Vom Mauerbachtal bis in die Gegend der Meidlinghütte grenzt das Glaukoniteozän direkt an den Greifensteiner Sandstein; die Grenze zwischen beiden ist stets vollkommen scharf, ob sich indessen nicht doch noch an einigen Stellen Einschaltungen von Oberkreide zwischen beiden befinden, mag dahin gestellt bleiben, namentlich die groben Sandsteine des Fuchsgrabens westlich vom Tafelberg sind in dieser Hinsicht verdächtig.

Glänzende Aufschlußverhältnisse finden wir im sogenannten Kellergraben, der vom Scheiblingstein ins Weidlingbachtal herabführt. Der durch diesen Graben führende Bach hat sein Bett tief in die Schichten des Glaukoniteozäns eingeschnitten und bringt diese in prachtvoller Weise zur Beobachtung. Hier sehen wir auch, daß mit den Glaukonit-

sandsteinen auch Mergel wechsellagern, die aber, da sehr leicht verwitterbar, sich in schlecht aufgeschlossenem Gebiete gänzlich der Beobachtung entziehen. Gegen den Scheiblingstein zu werden dann wieder grobkörnige, dickbankige Sandsteine häufiger, auf die dann, bereits den Gipfel des Berges bildend, echte Greifensteiner Sandsteine folgen, die, trotzdem sie hier auch Glaukonitsandsteine führen, doch noch deutlich genug vom Glaukoniteozän unterscheidbar sind.

Auch sonst finden wir in Bacheinrissen noch öfters leidlich gut aufgeschlossenes Eozän, so unter anderem auch im obersten Rotgraben, wo grobe Sandsteine anstehen, die aller Wahrscheinlichkeit nach zum Glaukoniteozän zu stellen sind.

Gegen das Kierlingtal zu findet nun ein Auskeilen des Glaukoniteozäns statt; die komplizierten Lagerungsverhältnisse und ihre Deutung wurden schon besprochen.

Nördlich des Kierlingtales wurde auf beiliegender Karte kein Glaukoniteozän mehr ausgeschieden; es ist jedoch ziemlich wahrscheinlich, daß im Gebiete des Freiberges der Außenzug des Glaukoniteozäns wieder zum Vorschein kommt. Die schlechten Aufschlußverhältnisse verhinderten bis jetzt aber jede genauere Feststellung desselben. Im Donauprofil ist allerdings vom Glaukoniteozän sicher nichts mehr vorhanden; diese Tatsache erscheint sichergestellt, obwohl gerade auch hier weite Strecken von Löß bedeckt und daher jeder weiteren Beobachtung unzugänglich sind.

Auch am linken Donauufer scheinen die längs der Linie Flandorf—Königsbrunn direkt auf den Greifensteiner Sandstein aufgeschobenen Inoceramenschichten ausschließlich das Gebiet des Traden- und Kronawetberges zusammenzusetzen, so daß auch hier von der Fortsetzung des äußeren Zuges des Glaukoniteozäns keine Spur zu sehen ist. Übrigens herrschen auch hier allenthalben trostlose Aufschlußverhältnisse.

An drei Stellen kommt auch innerhalb des Hauptzuges der Inoceramenschichten Glaukoniteozän vor; es handelt sich hierbei offenbar um synklinale Einfaltungen von Eozän in dem ja eine kompliziert gebaute Fächerfalte darstellenden Oberkreidezug.

Von dem Eozän nördlich der Station Unter-Tullnerbach wurde schon erwähnt, daß es schlecht aufgeschlossen und seine Begrenzung deshalb etwas unsicher ist. Es ist in Form von typischen Glaukonitkristallsandsteinen entwickelt; solche können unter anderem an mehreren Stellen längs der Straße beobachtet werden, die nördlich der Bahn vom Tale des Großen Steinbaches zur Station Unter-Tullnerbach führt. Das Fallen ist nur undeutlich zu erkennen, es scheint gegen Nord gerichtet zu sein. Auch westlich vom unteren Irenental kann man am Ostabhang des Kleinen Wiener Berges unzweifelhaftes Eozän anstehend beobachten.

Das Eozän des oberen Domgrabens, das sich bis in die Gegend der Toifelhütte hinzieht, ist gleichfalls nur schwer zu beobachten,

es wird von bunten Schiefen umrahmt, die mit den bunten Schiefen der obersten Inozeramenschichten zu identifizieren sind.

Das gleiche gilt für das bereits am linken Donauufer gelegene Eozonvorkommen östlich von Langenzersdorf, das übrigens nur von ganz geringer Ausdehnung zu sein scheint.

Der mittlere Zug des Glaukoniteozäns wird durch den äußeren Zug der Seichtwasserkreide in zwei Parallelzüge geteilt. Die Breite des nördlichen dieser Züge, der zwischen Hauptzug der Inozeramenschichten und Seichtwasserkreide liegt, schwankt je nach der Breite der letzteren außerordentlich; er läßt sich jedoch von Kahlenbergerdorf an als ein ununterbrochenes Band gegen Westen verfolgen. Seine Grenze gegen die Inozeramenschichten wurde schon besprochen, sie wird durch ein Band bunter Schiefer gekennzeichnet, die wir schon als wahrscheinliche Äquivalente der Nierentaler Schichten kennen lernten.

Auch die Südgrenze dieses Eozäns, die gegen die Seichtwasserkreide, wird von bunten Schiefen begleitet, die aber diesmal dem Eozän angehören, und zwar dessen obersten Horizont darstellen. Gleich den bunten Schiefen der Inozeramenschichten sind jedoch auch die des Eozäns keineswegs beständig; bemerkenswert ist, daß sie sich auch nach dem Aufhören der Seichtwasserkreide weiter nach Westen verfolgen lassen.

Die Grenze Eozän—Seichtwasserkreide ist eine tektonische Störungslinie, wie die an sie gebundene Klippe bei der Neuwaldegger Waldandacht beweist. In der Gegend von Weidlingau ist diese Grenze übrigens stellenweise sehr schwierig zu ziehen, da auch die Seichtwasserkreide Glaukonitsandsteine aufweist, die denen des Eozäns völlig gleichen. Die herrschende Fallrichtung in diesem Zuge ist Nord, beziehungsweise Nordwest.

Westlich von Kahlenbergerdorf dunkle Glaukonitkristallsandsteine, die mit hellen Kalksandsteinen und Mergeln wechsellagern; sie sind jedoch nur in ausgewitterten Stücken zu beobachten. Ihre Südgrenze stellt der Schablergraben dar; bunte Schiefer begleiten sie. Diese lassen sich dann auch in ununterbrochenem Zuge gegen Westen verfolgen, überall durch lebhaft rot gefärbten Humus gekennzeichnet. Wir finden sie an der von Nußdorf auf den Kahlenberg führenden Straße, dann bei der Zahnradbahnstation „Krapfenwald“, beim Kobenzlhof und unmittelbar südwestlich davon. Überall verraten sich die bunten Schiefer durch Wechsellagerung mit dunklen Kristallsandsteinen als eozän und überall folgt unmittelbar südlich von ihnen die Seichtwasserkreide.

Am Nord- und Westabhang des Pfaffenberges verhindert dichte Vegetation die genaue Festsetzung der Eozängrenze, diese ist dafür

etwas weiter westlich an der Straße Sievering—Weidlingbach um so besser erkennbar und wieder von einem breiten Streifen bunter Schiefer begleitet. Etwa von Kote 389 an fehlen jedoch diese bunten Schiefer und die Grenzbestimmung zwischen Eozän und Seichtwasserkreide wird nun schwierig. Der Gipfel des Dreimarksteins ist bereits eozän, ebenso der Kamm des sich von ihm aus nach Westen bis zum Hameau hinziehenden Höhenrückens. Die Formationsgrenze verläuft also etwa 300 Meter östlich vom Gipfel des Dreimarksteins über Kote 438 gegen die Waldandacht. Dort befinden sich mehrere von Jaeger entdeckte Klippen, die aus fossilführenden neokomen Fleckenmergeln bestehen und genau an der Grenze Seichtwasserkreide-Glaukoniteozän liegen. Die Schwenkung, die in dieser Gegend die Nordgrenze des Eozäns macht, macht auch die Südgrenze desselben mit und sie verläuft gleich dieser nun eine Strecke weit nordsüdlich. Beim „Lusthaus“ nördlich der Rohrerhütte, sowie östlich derselben an der von Königsstetten nach Neuwaldegg führenden Straße ist die Formationsgrenze wieder durch eozäne bunte Schiefer gekennzeichnet; diese finden sich auch westlich des Kreuzbühels; dort, wo der Zug der Seichtwasserkreide auskeilt und unser Eozän mit dem die Kreide im Süden begleitenden in direkten Kontakt tritt.

Die Seichtwasserkreide setzt jedoch bald wieder an und nun ist in dem durchwegs äußerst schlecht aufgeschlossenem Gebiete die genaue Festsetzung ihrer Nordgrenze mit Schwierigkeiten verbunden, um so mehr, als in der Kreide auch Glaukonitsandsteine und bunte Schiefer auftreten, die den entsprechenden eozänen Gesteinen überaus gleichen. Der Verlauf der Grenze dürfte annähernd der auf der Karte eingetragenen Linie entsprechen; hervorgehoben soll jedoch werden, daß, so schmal der Streifen des Eozäns zwischen Inozeramenschichten und Seichtwasserkreide auch stellenweise wird, er doch zweifellos überall vorhanden ist, so daß die beiden Kreidefazies sicher allenthalben durch Eozän getrennt sind.

Am Nordufer der Wien ist das Eozän zwar nur von geringer Mächtigkeit, aber es ist mit seinen Grenzen doch prächtig aufgeschlossen. (Siehe die Schilderung bei Besprechung des Hauptzuges der Inozeramenschichten!)

Südlich der Wien verschwindet die Seichtwasserkreide bald endgültig und nun nimmt unser Eozän auch rasch an Breite zu; der nun schon von Kahlenbergdorf bis hierher ununterbrochen verfolgbare Zug des Eozäns tritt jetzt in einem Bergzuge auch morphologisch scharf hervor. Eine mächtige Zone bunter Schiefer, die durch eine deutliche Depressionszone auch morphologisch gut erkennbar ist und die zweifellos durch die Verschmelzung der beiden Zonen eozäner bunter Schiefer entstand, die die Seichtwasserkreide zu beiden Seiten begleiten, scheidet den Höhenzug Rudolfshöhe—Feuerstein—Frauenwart von dem südlich folgenden Laaber Eozän.

Harte eozäne Glaukonitsandsteine bauen hier in diesem Zuge Berge von über 500 Metern auf; am Südabhang des Feuersteins finden wir übrigens auch Hornsteinbänke (Name!).

Fossilfundpunkt verzeichnet die Karte in dem bis jetzt verfolgten Zuge nur einen (am Nordfuß des Dreimarksteins), an dem zuerst Jaeger Nummulitenreste fand, ich konnte auch unbestimmbare Trümmer eine Bivalvenschale daselbst finden.

Der südliche Teil des mittleren Zuges von Glaukoniteozän schiebt sich zwischen Außenzug der Seichtwasserkreide und Innenzug der Inozeramenschichten ein. Seine Breite ist durchschnittlich bedeutend größer als die des nördlichen, sonst gilt wohl das Meiste, was bei diesem gesagt wurde. Auch hier treten an der Grenze gegen die Seichtwasserkreide eozäne bunte Schiefer und Klippen auf, die beweisen, daß auch die Südgrenze der Seichtwasserkreide genau so eine tektonische Störungslinie ist wie deren Nordgrenze.

Welche Rolle spielt nun aber das Eozän gegenüber der Seichtwasserkreide?

Die Inozeramenschichten, die doch das normale Liegende des Glaukoniteozäns darstellen, bilden sowohl nördlich (Hauptzug) als auch südlich (Innenzug) ausgesprochene Antiklinalregionen und es liegt daher auf der Hand, daß das zwischen diesen beiden Kreidezügen liegende Glaukoniteozän (dessen mittlerer Zug) eine Synklinalregion bilden muß; dort, wo die Seichtwasserkreide fehlt (bei Neuwaldegg), hat die ganze Region auch tatsächlich den Charakter einer Synkline, mit dem jüngsten Glied, den eozänen bunten Schiefen im Kern der Synklinale.

Wenn nun aber der durch die Seichtwasserkreide in zwei Züge gespaltene mittlere Zug des Glaukoniteozäns eine Synklinalregion darstellt, so muß der äußere Zug der Seichtwasserkreide als aufgeschobene, wurzellose Masse auf diesem Eozän schwimmen.

Die Lage der Klippen an der Grenze: Glaukoniteozän—Seichtwasserkreide läßt nun nur mehr eine Deutung zu: sie stellen wurzellose Schubfetzen an der Basis der auf das Glaukoniteozän geschobenen Seichtwasserkreide dar.

Das östliche Ende des nun zu besprechenden südlichen Zuges von Glaukoniteozän entzieht sich der genauen Beobachtung. Am Südabhang des Nußberges sind in ausgewitterten Gesteinsstücken Glaukonitsandsteine zu beobachten, die wahrscheinlich bereits eozän sind; vielleicht stellen die bunten Schiefer, die bei einer Brunnen grabung

in der Nähe des Eichelhofes im Liegenden der Seichtwasserkreide getroffen wurden, die bunten Schiefer des obersten Eozäns dar; oder stellen sie bloß eine Einlagerung bunter Schiefer innerhalb der Seichtwasserkreide dar?

Sicher erkennbar ist die Grenze Eozän—Seichtwasserkreide jedoch erst westlich von Sievering. Dort trifft man am Ostabhang des Neuberges in einem Hohlweg eine Gesteinsvergesellschaftung, die zwar manche Anklänge an die der Inoceramenschichten zeigt, die sich aber durch immer wieder vorkommende dunkle, Nummuliten führende Kristallsandsteine als doch eozän erweist. Dann folgen bunte Schiefer und schließlich die mürben Sandsteine der Seichtwasserkreide. Streichen und Fallen wechselt hier im Bereiche des Eozäns fortwährend und die Gesteine machen auch durch das massenhafte Auftreten von Kalzitadern einen recht gequälten Eindruck; alles Erscheinungen, die sich dadurch erklären lassen, daß diese Eozängesteine, die ja den obersten Horizont der Wiener Wald-Serie darstellen, mit ihren bunten Schiefen den Gleithorizont bei der Aufschiebung der Seichtwasserkreide darstellten und auch dementsprechend hergenommen wurden.

Die Formationsgrenze streicht von hier aus gegen Salmannsdorf hinunter; dort verraten sich die bunten Schiefer des obersten Eozäns durch überaus lebhaftes Rotfärbung des Bodens und dort befinden sich längs dieser Grenze auch eine Reihe von Klippen, die, aus tithonen und neokomen Kalkmergeln bestehend, heute zwar nicht mehr anstehend beobachtet werden können, die aber in früherer Zeit doch tithone Fossilien geliefert haben und die sich auch jetzt noch durch zahlreiche ausgewitterte Gesteinsstücke verraten, mit denen die Felder östlich von Salmannsdorf bedeckt sind.

Westlich von Salmannsdorf verhindern schlechte Aufschlußverhältnisse die Weiterverfolgung unserer Grenze. Am Südabhang des Gränuberges treten Glaukonitsandsteine und Konglomerate auf, bei denen ich mangels an Fossilien nicht zu entscheiden vermag, ob sie der Seichtwasserkreide oder dem Eozän angehören. Ich habe mich für die erstere Annahme entschieden und lasse die Grenze durch den Westteil des Dornbacher Parkes zu der nördlich vom Kreuzbühel liegenden berühmten Neuwaldegger Neokomklippe verlaufen, da westlich von derselben sichere Seichtwasserkreide auftritt, während östlich von ihr typisches Glaukoniteozän mit bunten Schiefen zu beobachten ist, so daß an ihrer Lage an der Formationsgrenze nicht zu zweifeln ist. Gegen Süden keilt aber die Seichtwasserkreide nun rasch aus und westlich des Kreuzbühels verraten nur bunte Schiefer das Fortstreichen der Synklijalregion, in die die Seichtwasserkreide mit ihren Klippen eingefaltet ist.

Der Kreuzbühel selbst besteht ebenso wie der Michaelerberg und der Ostteil des Dornbacher Parkes aus eozänen Glaukonitsandsteinen, die ungemein reich an Nummuliten sind. Auf der Karte sind in diesem Gebiete lediglich die Jaegerschen Fossilfundpunkte eingetragen; bei einiger Übung stößt man aber Schritt für Schritt auf Nummuliten führende Gesteine.

Weiter nach Südwesten setzt der Zug der Seichtwasserkreide wieder an, aber seine Südgrenze ist der schlechten Aufschlußverhältnisse halber erst im Haltertal wieder deutlich zu beobachten. Dort sind am Südrand der Spitalwiese bei Kote 274 auch wieder die bunten Schiefer des obersten Glaukoniteozäns an der Grenze gegen die Seichtwasserkreide vorhanden. Von hier aus lassen sich die bunten Grenzschiefer ununterbrochen bis ins Wiental verfolgen; am Nordrand der Salzwiese (Kote 274) tritt genau an der Grenze eine Quelle aus. Südlich von Weidlingau sind Eozän und Seichtwasserkreide wieder faziell so ähnlich, daß eine genaue Festsetzung der Grenzlinie Schwierigkeiten begegnet; an dem auf die Baunzen führenden Weg treffen wir östlich von Kote 343 zum letzten Male deutliche Seichtwasserkreide, im Süden von allerdings nur in ganz geringen Spuren vorhandenen bunten Schiefen begrenzt. Diese bunten Schiefer setzen sich nun nach dem Auskeilen der Seichtwasserkreide in ununterbrochenem Zuge gegen Westsüdwest fort; die durch ihr Auftreten gekennzeichnete Synklinallregion ist durch die schon erwähnte Depressionszone zwischen Frauenwart—Feuerstein und Laaber Steig auch morphologisch gut gekennzeichnet. Gut aufgeschlossen sind die bunten Schiefer unter anderem südwestlich von der Baunzen, wo man in einem Hohlweg auch ihr Nordfallen beobachten kann. Sonst verraten sie sich längs der auf der Karte eingezeichneten Linie allenthalben so leicht durch lebhaftere Rotfärbung der Humuserde, daß sich nähere Angaben vollkommen erübrigen.

Als inneren Zug des Glaukoniteozäns bezeichnete ich den Zug, der zwischen mittlerem und innerem Zug der Seichtwasserkreide liegt und der dann im Westen mit dem mittleren Eozänzug zum Laaber Eozän verschmilzt. Er verläuft größtenteils innerhalb des Tiergartens und streicht von Kote 304 (im „Hörndlwald“) durch den Leitenwald gegen Südwesten, wo er noch innerhalb des Tiergartens den aus harten Glaukonit-sandsteinen bestehenden Faßberg zusammensetzt und dann gegen den Kaufberg weiterstreicht.

Bemerkenswert ist auch der Keil von Glaukoniteozän, der sich am Südabhang des Kalten Bründlberges zwischen Innenzug der Inoceramenschichten und Hauptzug der Seichtwasserkreide einschiebt; er beweist, daß auch jene Linie, längs der dann nach dem Auskeilen dieses Eozäns Inoceramenschichten und Seichtwasserkreide direkt aneinandergrenzen, eine tektonische Grenze ist.

Wir haben ja erkannt, daß der äußere Zug der Seichtwasserkreide als wurzellose Schubmasse auf dem Glaukoniteozän aufruhet und daß dessen oberster Horizont, bunte Schiefer, offenbar der Gleithorizont waren. Die Klippen konnten

wir, ihrer Lage an der Überschiebungslinie nach, nur als Schubfetzen an der Basis der Seichtwasserkreide betrachten.

Nun trifft auch der Innenzug des Glaukoniteozäns, der übrigens gleichfalls mit bunten Schiefern an die Seichtwasserkreide grenzt, überall an dieser Grenze auf Klippen und dieselbe Erscheinung zeigt sich auch am Südsüd-Abhang des Kalten Bründlberges, wo auch an der Nordgrenze des Hauptzuges der Seichtwasserkreide eine mächtige Klippe auftaucht.

Der Hauptzug der Seichtwasserkreide zeigt also in allen Punkten ein völlig gleiches Verhalten wie ihr Außenzug und da ergibt sich nun mit zwingender Notwendigkeit der Schluß, daß auch er eine wurzellose Schubmasse ist; seine Klippen, zu denen die St. Veiter und die Tiergartenklippen gehören, sind genau so wurzellose Schubfetzen wie die Salmansdorfer und die Neuwaldegger Klippen.

Klar ist nun auch, daß die gesamte Seichtwasserkreide in eine Schubmasse zusammenzufassen ist, die als Decke zunächst auf das Glaukoniteozän aufgeschoben und dann mit der ganzen Wiener Wald-Serie noch verfaltet wurde. Bei dieser Verfaltung bildeten sich im ganzen drei Synklinalregionen, die in unserem Gebiete sämtlich nach Norden, beziehungsweise Nordwesten zu tauchen scheinen, so daß eine ausgesprochene Rückfaltung vorliegt. Bei dieser Rückfaltung ist nun der inverse Lagerung aufweisende Schenkel entweder völlig ausgequetscht oder doch stark reduziert worden.

So erklärt es sich nun leicht, warum im mittleren Zuge des Glaukoniteozäns die nördlich der Seichtwasserkreide liegende Zone bedeutend schmaler ist als die südliche; dieses Eozän stellt mit der aufgeschobenen und verfalteten Seichtwasserkreide eine nach Norden tauchende Syncline dar, deren inverser Hangendschenkel eben reduziert wurde. Ganz ausgewalzt wurde er offenbar bei der zweiten großen, dem Hauptzug der Seichtwasserkreide entsprechenden Synklinale, so daß dort nun die Inoceramenschichten direkt auf der Seichtwasserkreide zu liegen scheinen.

Der Innenzug des Eozäns stellt also gewissermaßen ein Fenster innerhalb der Klippendecke, wie ich jene aus Seichtwasserkreide und Klippen bestehende Schubmasse nenne, dar.

Der Innenzug der Seichtwasserkreide, der eine Strecke weit direkt an die Kalkzone grenzt, stellt aber noch nicht die Wurzel der Klippendecke dar; wie die an seinem Südrande gelegene Klippe bei der Antonshöhe und das südöstlich von dieser auftretende Glaukoniteozän beweisen, ist auch er nur eine nach Norden tauchende Stirn der Klippendecke, deren Wurzel bei der Rückfaltung abgequetscht wurde und nun unter den Kalkalpen begraben liegt.

An der Linie Kalksburg—Purkersdorf keilen alle drei Züge der Seichtwasserkreide nach Westen hin aus. Dieses gleichzeitige Aufhören deutet gleichfalls darauf hin, daß eben alle drei Züge zu einer Schubmasse gehören.

Westlich von eben genannter Linie nimmt also Glaukoniteozän allein den ganzen Raum zwischen Kalkgrenze und Hauptzug der Inoceramenschichten ein und ich habe ja dieses ausgedehnte Eozängebiet „Laaber Eozän“ genannt; eine Detailbeschreibung desselben erübrigt sich aus verschiedenen Gründen.

Fast allenthalben treten in diesem Eozän nummulitenreiche Gesteine auf, deren Entdeckung ein Verdienst Jaegers ist. Auf beiliegender Karte sind auch alle jene Punkte verzeichnet, wo es jenem Forscher glückte, Nummuliten aufzufinden.

Das Fallen der Schichten ist unregelmäßig; meist herrscht steile Schichtstellung bei Nordfallen vor. Im westlichen Teile unseres Gebietes (bei Wolfsgraben) finden wir auffallenderweise auch Nordsüdstreichen.

Die Einzeltektonik des Laaber Eozäns ist noch nicht geklärt; es handelt sich offenbar um mehrere, größtenteils gegen Süden überschlagene Falten. Die Synklinalregion, in der im Osten der Hauptzug der Seichtwasserkreide auftritt, scheint sich auch weiter gegen Westen fortzusetzen; bei Hochrotherd auftretende eozäne bunte Schiefer mögen darauf hinweisen.

Im Süden grenzt das Laaber Eozän an die äußerste Zone der Kalkalpen, nämlich an die Kieselkalkzone. Die Grenze selbst ist nirgends aufgeschlossen; es kann jedoch keinem Zweifel unterliegen, daß auch sie eine Überschiebungslinie ist. Daran kann auch die Tatsache nichts ändern, daß in unserem Gebiete auch in der Gegend der Kalk—Flyschgrenze Nordfallen vorherrscht; bei den ausgedehnten Rückfaltungen,

die wir schon kennen lernten, kann uns etwas Derartiges nicht wundernehmen.

3. Die Klippenserie.

Unter dem Namen „Klippenserie“ haben wir Seichtwasserkreide und Klippenmesozoikum zusammengefaßt. Wir sind ferner schon bei Besprechung der Tektonik der Wiener Wald-Serie zu dem Schlusse gedrängt worden, daß die Seichtwasserkreide eine auf das Glaukoniteozän aufgeschobene Schubmasse darstellt und daß die Klippen Schubfetzen an der Basis dieser Schubmasse sind. Wiener Wald- und Klippenserie sind schließlich noch in komplizierter Weise miteinander verfaultet, so daß die Seichtwasserkreide jetzt in drei Zügen vorhanden ist, die sämtlich an Synklinalregionen der Wiener Wald-Decke gebunden sind.

Der äußere Zug der Seichtwasserkreide taucht, wie schon erwähnt, aus dem mittleren Zug des Glaukoniteozäns empor und entspricht also einer nach Norden tauchenden Stirne der Klippendecke. Das Fallen ist in diesem Zuge demgemäß überwiegend gegen Nord, beziehungsweise Nordwest gerichtet, doch kommt auch entgegengesetztes Fallen vor. Die Grenze dieser Seichtwasserkreide gegen das Glaukoniteozän wurde schon bei Besprechung desselben verfolgt; sie wird durchgängig von bunten Schiefen des obersten Glaukoniteozäns begleitet und längs ihr treten auch an drei Stellen Klippen auf.

Faziell erweist sich die Seichtwasserkreide des äußeren Zuges als eine Bildung etwas größerer Landferne wie die der inneren Züge, eine Erscheinung, die sich im häufigeren Auftreten von feinkörnigeren Sedimenten und von Glaukonitsandsteinen sowie im stärkeren Zurücktreten der bunten Schiefer zeigt und die ja durch die Annahme eines im Süden gelegenen, das Sedimentationsmaterial liefernden Uferrandes verständlich wird.

Im Gebiete des Burgstalls und des Nußberges gute Aufschlußverhältnisse. Die Seichtwasserkreide ist hier reich an feinkörnigen Sandsteinen und Kalkmergeln; der Unterschied ihrer Bildungen gegenüber den Inoceramenschichten des Leopoldsberges ist jedoch trotzdem noch so groß, daß ihn schon Paul erkannte. Das Fallen der Schichten ist durchschnittlich gegen Nord gerichtet; an mehreren Stellen, so in den Steinbrüchen am Ostabhang des Burgstalls kann man jedoch auch Kleinfältelung und Südfallen beobachten.

Weiter im Westen stehen im Walde südlich vom „Krapfenwaldt“ dickbankige, grobkörnige Sandsteine an; mergelige Zwischenlagen, die an Inoceramenschichten erinnern könnten, fehlen hier vollkommen und stellen die hier aufgeschlossenen Gesteine geradezu die ideale Ausbildung der Seichtwasserkreide dar.

Knapp südlich von dieser Lokalität sind im Grinzingtale dieselben Schichten auch in zwei mächtigen Steinbrüchen aufgeschlossen. Der östliche von ihnen zeigt mächtige, gegen Nord fallende Sandsteinbänke, die Paul für Greifensteiner Sandstein hielt; eine Verwechslung, die bei der außerordentlichen faziellen Gleichheit der Seichtwasserkreide mit dem Greifensteiner Sandsteine ganz gut erklärlich ist.

Etwas weiter westlich, im Gebiete des Reisenberges, schlechte Aufschlußverhältnisse; erst am Südabhang des Pfaffenberges treffen wir in den altberühmten Steinbrüchen die Seichtwasserkreide wieder prächtig aufgeschlossen. Die in diesen schon oft beschriebenen Aufschlüssen anstehenden Gesteine sind vorwiegend grobe Quarzsandsteine mit zahlreichen Tongallen. Sie haben Jaeger auch mehrere Fossilreste geliefert, von denen *Leda Förstori*, die stratigraphisch wertvollste Form, auf unteresenones Alter der Schichten verweist. Das Fallen ist im östlichsten Bruche steil südöstlich; weiter nach Westen wird das Fallen immer steiler, die Schichten stehen bald saiger und zeigen dann schließlich im Westteil der ausgedehnten Steinbrüche wieder das normale Nordwestfallen.

Vom Pfaffenberg zieht die Seichtwasserkreide quer über das Tal des Erbsenbaches zum Neuberg hinüber und ist an dessen Südabhang auch wiederholt steinbruchmäßig aufgeschlossen. Das Fallen der in diesen Aufschlüssen zu beobachtenden, übrigens vollkommen normal entwickelten Sandsteinbänke ist durchwegs gegen Nord gerichtet. Auch am Südabhang des Dreimarksteins wurden beim Bau des Reservoirs die mächtigen Sandsteinbänke der Seichtwasserkreide angefahren; knapp westlich des Reservoirs verläuft jedoch bereits die Grenze gegen das Glaukoniteozän.

Am Südfuße des Neuberges liegen östlich von Salmannsdorf an der Grenze gegen die bunten Schiefer des obersten Glaukoniteozäns die schon besprochenen Tithon-Neokomklippen.

Die weitere Fortsetzung des äußeren Zuges der Seichtwasserkreide ist nun der schlechten Aufschlußverhältnisse halber nur schwer beobachtbar. Die Kreide streicht offenbar über die Hügelwiese gegen den Gränberg hinüber, an dessen Ostabhang sie auch steinbruchmäßig aufgeschlossen ist und auffallenderweise Südfallen zeigt. Am Nordrand der Hügelwiese befinden sich übrigens bei der Waldandacht die schon besprochenen Neokomklippen, die den genaueren Verlauf der Nordgrenze der Seichtwasserkreide erkennen lassen.

Von den Sandsteinen und Konglomeraten, die den Südabhang des Gränberges zusammensetzen, wurde schon betont, daß ihr Alter durchaus unsicher ist; der Zug der Seichtwasserkreide setzt sich aber zweifellos durch den Westteil des Dornbacher Parkes gegen Süden fort. Sicher erkennbar ist die Kreide wieder an der Neuwaldegger

Straße, wo auch die schon von Stur verzeichnete Neokomklippe auftritt, deren Gesteine Nordwestfallen zeigen. Noch weiter gegen Süden keilt aber nun die Seichtwasserkreide ganz bestimmt aus und am Westabhang des Kreuzbühels ist trotz der günstigen Aufschlußverhältnisse von ihr nichts mehr zu sehen; nur die bunten Grenzschiefer des Glaukoniteozäns deuten das Weiterstreichen der Synklinale an, längs der die Seichtwasserkreide in das Glaukoniteozän eingefaltet ist. Das Fehlen der Seichtwasserkreide verrät sich hier übrigens auch dadurch, daß sich die beiden Inoceramenschichtenzüge (Hauptzug und Innenzug) hier auffallend nähern. Auf der Karte ist dieser Zusammenhang zwischen der Begrenzung der Inoceramenschichten und der der Seichtwasserkreide deutlich genug erkennbar.

In der Gegend westlich vom Schottenhof setzt der äußere Zug der Seichtwasserkreide neuerdings an; seine Südgrenze ist jedoch, wie bereits erwähnt, erst im Haltertal (bei Kote 274) deutlich erkennbar. Um so schwieriger ist es, in demselben Tale die Nordgrenze der Kreide anzugeben. Längs des zur Rieglerhütte führenden Weges sieht man am Westabhang der „Steinernen Lahn“ zunächst grobe Sandsteine anstehen, die zweifellos kretazisch sind; auch Einlagerungen bunter Schiefer, wie wir ja solche im Hauptzug der Seichtwasserkreide dann noch in Menge treffen werden, sind an mehreren Stellen zu beobachten. Gegen Norden zu werden nun die Sandsteine immer dünnplattiger und glaukonitreicher, so daß sich schließlich die Grenze gegen das hier lithologisch vollkommen gleich ausgebildete Glaukoniteozän nur sehr schwierig ziehen läßt. Ich sehe die bunten Schiefer, die etwa 300 Meter südlich von der Rieglerhütte anstehend zu beobachten sind, als die Grenzschiefer des Glaukoniteozäns an und möchte demgemäß auch in diese Gegend die Formationsgrenze verlegen. Es ist jedoch auch ganz gut möglich, daß jene bunten Schiefer nur eine Einlagerung innerhalb des Eozäns darstellen und die Grenze mit ihren Grenzschiefern etwas weiter südlich verläuft. Der um die Kote 444 (Steinerne Lahn) im Osten herumführende Weg bewegt sich bereits vollkommen in typischem Glaukoniteozän.

Vom Haltertal bis ins Wiental ist die Südgrenze der Seichtwasserkreide völlig klar und sie wurde auch schon bei Besprechung des Eozäns genau verfolgt. Desto unsicherer ist aber ihre Nordgrenze. Der Gipfel des Kolbeterberges besteht sicher aus Kreidgesteinen; die dort anstehenden Sandsteine haben mir auch einen deutlichen Inoceramenrest geliefert. Auch in dem Bacheinriß, der von Kote 275 gegen Nordwesten verläuft, fand ich Schalenbruchstücke von Inoceramen. Bei Kote 275 selbst fand Jaeger auch Orbitoiden, so daß das Vorhandensein der Seichtwasserkreide wohl genügend durch Fossilien belegt ist. Ihre Grenze gegen das westlich folgende Glaukoniteozän ist aber doch völlig unklar; der nördlich vom Kolbeterberg befindliche „Ochsenkopf“ scheint noch aus Kreide zu bestehen, desgleichen der Hügel, auf dem sich Alexander Laudons Grab befindet; obgleich gerade die dort vorkommenden Gesteine manche Ähnlichkeit mit eozänen Gebilden haben. Südlich und westlich von diesem Hügel auch bunte

Schiefer, sie sind wahrscheinlich kretazisch; oder sind es bereits die Grenzschiefer des Eozäns?

Auch im Gebiete zwischen Mauerbach- und Wiental ist der Verlauf der Westgrenze der Seichtwasserkreide durchaus dunkel, erst im Wiental ist sie wieder prächtig erkennbar. Dort befindet sich östlich von der Station Purkersdorf der große Steinbruch, der mächtige, steil nach Nordwest fallende Sandsteinbänke aufschließt. Kautzky hat durch den Fund von großen Inoceramen ihr kretazisches Alter nachgewiesen. Im Westteil dieses Steinbruches bunte Schiefer; sie sind bereits die Grenzschiefer des Glaukoniteozäns.

Auch in dem südöstlich von dieser Lokalität und bereits jenseits der Wien befindlichen Mühlberg sind mächtige Steinbrüche angelegt, die eine gute Beobachtung der gleichfalls steil nordwest fallenden Schichten der Seichtwasserkreide ermöglichen; in ihnen hat Jaeger auch kretazische Orbitoiden entdeckt.

Der weitere Verlauf des Außenzuges der Seichtwasserkreide ist nun der schlechten Aufschlußverhältnisse wegen nur mangelhaft bekannt; zum letzten Male treffen wir auf Bildungen der Seichtwasserkreide am Südabhang der Rudolfshöhe, östlich von Kote 343. Dann keilt ihr Zug aus und nur die bunten Schiefer des obersten Eozäns, auf die ja diese Kreide aufgeschoben ist, lassen sich in der Synklinalregion weiter nach Westen verfolgen.

Der Hauptzug der Seichtwasserkreide verläuft zwischen dem Innenzug der Inoceramenschichten und dem Innenzug des Glaukoniteozäns. Die Grenze gegen ersteren wurde schon besprochen; sie ist eine tektonische Linie, längs welcher die Seichtwasserkreide mit Nordwestfallen, der herrschenden Fallrichtung des ganzen Zuges, unter die Inoceramenschichten zu fallen scheint. Der sich im Westen zwischen beide Kreidefazies einschiebende Keil von Glaukoniteozän beweist aber, daß es sich hier um eine nach Südosten überschlagene Falte handelt, deren Liegendschenkel eben abgequetscht wurde.

Auch die Südostgrenze des Hauptzuges der Seichtwasserkreide, die gegen den Innenzug des Glaukoniteozäns, ist eine tektonische, wie die längs derselben auftretende lange Reihe von Klippen zeigt.

Der Hauptzug der Seichtwasserkreide stellt ja genau so eine nach Norden tauchende Stirn der Klippendecke dar wie ihr Außenzug; dies wurde ja bereits besprochen und dabei auch die Position der Klippen, die als Schubfetzen an der Basis der Klippendecke anzusehen sind, erörtert.

Faziell ist dieser Seichtwasserkreidezug durch das häufige Auftreten von bunten Schiefeln bemerkenswert; innerhalb

dieses Komplexes befindet sich am Steinhof auch ein Lagergang eines grünen Eruptivgesteins, das als Pikrit beschrieben wurde.¹²⁾

Von dem nördlich der Wien gelegenen Teil des Hauptzuges der Seichtwasserkreide kann eine Detailbeschreibung sehr kurz gefaßt sein. Seine Westgrenze wurde schon besprochen; im Osten grenzt er hier direkt an das Miozän des Wiener Beckens, und dies längs einer Linie, deren genauere Festsetzung bei den jetzigen Aufschlußverhältnissen schlechterdings unmöglich ist. Ich habe mich daher bei der Einzeichnung der Grenze des Flysches gegen das Jungtertiär des Wiener Beckens im wesentlichen an die Stursche Karte gehalten.

Die Bildungen der Seichtwasserkreide sind nördlich der Wien an zahlreichen Stellen auch steinbruchmäßig aufgeschlossen, da ja ihre dickbankigen Sandsteine namentlich bei der Regulierung des Wienbettes reichliche Verwendung fanden. Ich nenne hier nur den Steinbruch im unteren Haltertal (der südliche von den zwei großen Steinbrüchen; der nördliche schließt ja schon Inoceramenschichten auf), dann die zahlreichen Steinbrüche im Rosental, von denen der am Ostabhang des Satzberges gelegene den *Ptychodus*-Zahn lieferte; ferner den Steinbruch am Galitzinberg und schließlich die großen Steinbrüche südlich von Dornbach. Sie alle schließen ja mehr oder weniger steil nach Nordwesten fallende mächtige Sandstein- und Konglomeratbänke auf, die in großer Eintönigkeit fast ausschließlich den ganzen Komplex zusammensetzen. Die einzige Abwechslung schaffen bunte Schiefer, die, obgleich sie immer nur linsenförmige Einlagerungen darstellen, sich doch zwanglos zu mehreren Zügen gruppieren lassen, wobei es allerdings unentschieden bleiben muß, ob wieder alle diese Züge gleichaltrig sind und das wiederholte Auftreten nur durch Verfaltung zu erklären ist oder ob tatsächlich in verschiedenen Niveaus solche Schiefer auftreten.

Ein erster solcher Schieferzug begleitet die Grenze gegen die Inoceramenschichten; ein zweiter zieht über das Rosental und den Galitzinberg gegen Dornbach, während der dritte, weitaus mächtigste, östlich am Steinhof vorbei über das Liebhartstal gegen den Ostteil von Dornbach hinstreicht. Die bunten Schiefer verraten sich hier allenthalben durch eine oft äußerst lebhaftere Rotfärbung der Humuserde; eine Erscheinung, die wir ja in völlig gleicher Weise bei den bunten Schiefen der obersten Inoceramenschichten und denen des obersten Glaukoniteozäns beobachten konnten.

Inmitten solcher bunter Schiefer tritt zu beiden Seiten der zum Steinhof führenden Straße ein Lagergang eines grünen Eruptivgesteins auf, das von Gröngg¹²⁾ als ein völlig zersetzter Pikrit erkannt wurde. Es hat sowohl sein Liegendes, als auch sein Hangendes kontaktmetamorph verändert.

Der Hauptzug der Seichtwasserkreide setzt sich nun quer über das Wiental in den Tiergarten hinein fort und keilt auch noch innerhalb desselben aus. Auch sämtliche Züge der bunten Schiefer über-

setzen ohne Unterbrechung das Wiental und finden sich im Tiergarten wieder. Infolge der Unzugänglichkeit des letzteren mußte mir jedoch ihre genauere Verfolgung versagt bleiben.

Südlich der Wien befinden sich nur an der Grenze Seichtwasserkreide-Eozän, aber auch manchmal innerhalb der Kreide jene Gebilde, die als die St. Veiter und die Tiergartenklippen so große Berühmtheit erlangt haben. Wir haben ja bereits erkannt, daß auch jene Klippen Schubfetzen an der Basis der aus Seichtwasserkreide bestehenden Klippendecke darstellen und aus dieser ihrer tektonischen Position ergibt sich ja ganz von selbst, daß in ihnen die denkbar verwickeltesten Lagerungsverhältnisse herrschen müssen. Dies ist nun auch tatsächlich der Fall und auch der Grund, warum ich mich bei der Angabe der Klippen auf beiliegender Karte damit begnügt habe, das Klippenmesozoikum als Ganzes auszuscheiden, und warum ich nicht einmal den Versuch unternommen habe, die Verbreitung der einzelnen Formationen genauer anzugeben. Die Stratigraphie des Klippenmesozoikums ist ja bekannt. Es beginnt mit Rhät in Form von Kössener Schichten in schwäbischer Fazies; es folgt dann Lias in Form von Grestener Schichten, Arietenkalken und Fleckenmergeln, der von Dogger in der Ausbildung von Stephanozerenkalken und Klausschichten überlagert wird. Der Malm tritt uns in Gestalt von bunten Kalken entgegen; endlich schließen tithone und neokome Aptychenkalke die Serie nach oben ab. Die Seichtwasserkreide stellt dann offenbar das in Flyschfazies entwickelte normale Hangende dieses Komplexes dar; Eozän fehlt.

Die St. Veiter Klippen sind das letzte Mal von Hochstetter¹³⁾ einer eingehenden Bearbeitung unterzogen worden und Schaffer⁵⁾ hat in seiner „Geologie von Wien“ auch versucht, die Verbreitung der einzelnen Formationen in dieser Klippe kartographisch festzuhalten. Ich selbst habe mich durch drei Sommer hindurch bemüht, die Lagerungsverhältnisse dieser Klippe zu klären, habe jedoch die Arbeit wieder aufgegeben, da ich einsah, daß diese Lagerungsverhältnisse derartig komplizierte sind, daß an ihre Klärung bei den bestehenden schlechten Aufschlußverhältnissen nicht im entferntesten zu denken ist.

Bemerkenswert ist innerhalb der St. Veiter Klippe unter anderem auch das häufige Vorkommen von Myloniten; ich habe lose Blöcke von solchen gefunden, die aus einer Grundmasse von kristallinem Kalkspat bestanden, in der bis nußgroße Trümmer von allen möglichen Klippengesteinen eingebettet waren. Das Auftreten dieser Mylonite kann uns natürlich ebensowenig verwunderlich erscheinen wie die komplizierten Lagerungsverhältnisse der Klippen überhaupt; stellen doch diese selbst, im ganzen genommen, nicht viel mehr als riesige Mylonite dar!

Eine genauere Erforschung der Tiergartenklippen war mir schon wegen der Unzugänglichkeit dieses Parkes unmöglich; ich konnte jedoch auch hier allenthalben komplizierte Lagerungsverhältnisse nachweisen; die Verbreitung der einzelnen Formationen ist durchaus nicht die auf der Sturschen Karte angegebene und auch die Ausdehnung der einzelnen Klippen stimmt oft nicht. Wenn ich auf meiner Karte dennoch die Umrisse der Klippen nach der Sturschen Karte einzeichnete, so ist daran

eben der Umstand schuld, daß mir selbst eine eingehendere Begehung der Tiergartenklippen versagt blieb; sie soll aber, sobald es die Verhältnisse erlauben, nachgetragen werden.

Der Innenzug der Seichtwasserkreide ist eigentlich nur westlich von Mauer zwischen Innenzug des Glaukoniteozäns und der Kieselkalkzone der Kalkalpen zu beobachten; seine Fortsetzung gegen Osten ist in der Gegend von Speising der schlechten Aufschlußverhältnisse wegen nur ganz ungenau bekannt. Die Nordgrenze dieser Seichtwasserkreide wird wieder von bunten Schiefeln des Eozäns begleitet; auch längs ihr treten an zwei Stellen Klippen auf. Im Süden grenzt nun der Innenzug der Seichtwasserkreide beiderseits des Gütenbachtals direkt an die Kieselkalkzone; weiter im Osten schiebt sich aber zwischen beide ein Streifen von Glaukoniteozän ein und hier befindet sich an der Formationsgrenze auch die Klippe der Antonshöhe.

Das Auftreten dieses Glaukoniteozäns und der Klippe beweist, daß auch der Innenzug der Seichtwasserkreide noch nicht die Wurzel der Klippendecke, sondern ebenfalls eine nach Norden tauchende Stirne derselben darstellt. Die Wurzel dieser Decke ist bei der hier herrschenden Rückfaltung abgequetscht worden und liegt unter den Kalkalpen begraben.

Das in Rede stehende Kreidegebiet ist durch Schützengrabenbauten, die während der ersten Kriegsmonate durchgeführt worden, ziemlich gut aufgeschlossen worden. Diese Aufschlüsse lassen zunächst aber erkennen, daß östlich der Linie Dreimarksteintor—Mauerlust außerhalb des Tiergartens überhaupt kein anstehendes Gestein zu beobachten ist und daß eine mehrere Meter mächtige Decke von Flußschottern das Grundgebirge bedeckt. Ich habe demgemäß auch auf beiliegender Karte den Raum östlich dieser Linie weiß gelassen. Von Osten kommend, hat man erst bei den Scheibenständen der Militärschießstätte das erste Mal Gelegenheit, anstehende Seichtwasserkreide zu beobachten; sie fällt hier, wie allenthalben in diesem Zuge, nach Nordwest und ist reich an bunten Schiefeln.

Die Klippe südlich von Kote 369 (im Leitenwalde) liegt bereits innerhalb des Tiergartens und besteht aus bunten Jurakalken und tithonen und neokomen Aptychenkalken.

Von der Neokomklippe westlich des Schützenstandes der Militärschießstätte sind heute nur mehr ausgewitterte Gesteinsstücke zu beobachten; ihre Lage an der Grenze Glaukoniteozän—Seichtwasserkreide tritt jedoch besonders schön hervor. Die aus tithonen und neokomen, hornsteinreichen Aptychenkalken bestehende Klippe bei der Antonshöhe ist durch einen großen Steinbruch prächtig aufgeschlossen, der steiles

Nordfallen seiner Schichten zeigt und auch tithone und neokome Fossilien geliefert hat.

Das sich südöstlich dieser Klippe befindliche Glaukoniteozän wurde von Jaeger entdeckt, der auch Nummulitenreste darin nachweisen konnte. Der schlechten Aufschlußverhältnisse wegen muß sich aber die Beobachtung dieses Eozäns auf Lesesteine beschränken und aus dem gleichen Grunde ist auch eine genaue Begrenzung desselben nur schwer möglich.

III. Teil.

Tektonische Zusammenfassung.

Wir haben also in der Flyschzone unseres Wiener Waldes im ganzen drei durch Faziesverschiedenheiten gekennzeichnete Gesteinskomplexe kennen gelernt, die im Verhältnis von Decken zueinander stehen.

Die unterste Decke umfaßt Neokomflysch, Orbitoidenkreide und Greifensteiner Sandstein; sie ist einerseits auf die Molasse des Vorlandes eingeschoben, wird aber anderseits längs der Linie Kritzendorf—Tullnerbach von der nächsthöheren Decke überfahren. Für diese unterste Decke sei nach ihrem Hauptgestein der Name Greifensteiner Decke in Vorschlag gebracht.

Die nächsthöhere Decke besteht aus Inozeramenschichten und Glaukoniteozän und möge Wiener Wald-Decke heißen. Wenn auch heute Oberkreide und Alttertiär der Greifensteiner und der Wiener Wald-Decke vollkommen scharf voneinander getrennt erscheinen, so weisen doch bestimmte Beziehungen beider darauf hin, daß die Schichten beider Ablagerungen desselben Meeres darstellen; die Greifensteiner Decke enthält Ablagerungen aus Küstennähe, während die Sedimente der Wiener Wald-Decke küstenfernere Bildungen darstellen. Beide gingen ursprünglich ineinander über, bis sie durch die nacheozäne Gebirgsbildung in ihr jetziges Verhältnis gebracht wurden. Dieses kann somit nur ein solches von Teildecken sein und darf man sich die Größe der Überschiebung der Wiener Wald- auf die Greifensteiner Decke durchaus nicht zu gewaltig vorstellen; sie mag jedoch immerhin einige Kilometer betragen. Wichtig ist, daß innerhalb der Flyschzone des Wiener Waldes die Ablagerungen des Südrandes dieses Meeres vollkommen fehlen. Diese Erscheinung tritt namentlich im Eozän, das ja den kalk-

alpinen Decken bei uns völlig fehlt, klar hervor und sie beweist, daß die Überschiebung der Kalkalpen auf die Flyschzone eine ganz bedeutende sein muß.

Die höchste Decke unseres Flysches, die Klippendecke, die auf die Wiener Wald-Decke mindest zehn Kilometer weit aufgeschoben und mit ihr dann noch in komplizierter Weise verfaltet ist, gehört nun, strenge genommen, eigentlich nicht mehr zur Flyschzone. Wie aus der Fazies ihres in den Klippen vorhandenen Mesozoikums und dem Fehlen des Eozäns klar hervorgeht, ist sie vielmehr bereits als unterste kalkalpine Decke zu betrachten; ihre Oberkreide (die Seichtwasserkreide) sollte dann konsequenterweise eigentlich nicht mehr als Kreideflysch, sondern als Gosau bezeichnet werden.

Nun noch einige Worte über die Tektonik des an unseren Wiener Wald im Süden anschließenden Teiles der Kalkalpen, des Höllensteinzuges. Spitz⁹⁾ hat in einer Monographie dieses Gebietes versucht, seine Tektonik klarzustellen; es kann jedoch keinem Zweifel unterliegen, daß die Spitzsche Vorstellung vom Bau des Höllensteinzuges unrichtig ist und daß auch dieses Gebiet, wie Kober¹⁴⁾ als Erster ausführte, Deckenbau zeigt. Kober unterscheidet ja im Ostteil der nördlichen Kalkalpen in der sogenannten unterostalpinen Decke drei Teildecken: die Frankenfelsener Decke, die Lunzer Decke und die Ötscher Decke. Die Parallelisierung dieser drei Decken mit den tektonischen Einheiten des Höllensteinzuges blieb aber immer noch dunkel. Erst die Deutung eines Teiles des „sandigen Lias“ Spitz' als Gosau gab den Schlüssel zur Klarstellung der Tektonik. Spitz⁹⁾ stellte nämlich den Sandsteinzug, der vom Kalksburger Jesuitenkolleg nach Südwesten gegen die Kaltenleutgebener Kirche hinstreicht, in den Lias, der ja in der „Liesingmulde“ tatsächlich ähnlich ausgebildet ist. Ich erkannte schon vor mehr als einem Jahre beim erstmaligen Erblicken dieser fraglichen Sandsteine, daß dieselben unmöglich Lias sein könnten, sondern daß sie aller Wahrscheinlichkeit nach oberkretazisch sind. Inzwischen hat ja auch Spitz¹⁵⁾ in seiner letzten Arbeit das oberkretazische Alter dieser Sandsteine zugegeben, aber nur zum geringen Teile die Konsequenzen aus der Tatsache des Auftretens dieser Gosau gezogen.

Im Sinne der Deckenlehre fällt nun die Deutung dieser Gosau nicht allzu schwer; sie stellt offenbar die Oberkreide der Frankenfesler Decke dar. Das nördlich dieser Gosau befindliche und zweifellos ihr normales Liegende darstellende Mesozoikum, das durch das Auftreten von Rauchwacken und keuperähnlichen Einlagerungen im Hauptdolomit und durch flyschähnlichen Lias charakterisiert ist, entspricht ja doch in jeder Weise der Definition Kobers vom Mesozoikum der Frankenfesler Decke und ist daher ohne weiteres mit diesem zu parallelisieren.

Auf diese Gosau der Frankenfesler Decke folgt nun, wahrscheinlich mit deutlich entwickeltem inversen Schenkel, die Lunzer Decke, durch erstmaliges Auftreten von Muschelkalk, das Vorhandensein von norischem Dachsteinkalk und von Lias in Hierlatzfazies genügend charakterisiert. Auch die Lunzer Decke trägt auf ihrem Rücken Gosau; es ist die anderseits die Werfener Schiefer der Ötscher Decke des Anningers unterteufende Gosau der Linie Brühl—Altenmarkt.

Noch nicht besprochen wurde bis jetzt die zuerst von Spitz entdeckte Kieselkalkzone am Außenrand der Kalkvorpalpen. Bezüglich ihrer Deutung stehe ich vollkommen auf dem Standpunkt Kobers, der in ihr ein Äquivalent der pienischen Klippen der Karpathen erblickt. Die Kieselkalkzone stellt also faziell eigentlich eine zwischen Klippendecke und Frankenfesler Decke liegende selbständige Einheit dar; wahrscheinlich, wie Beobachtungen Spitz' glaubwürdig machen, ebenfalls mit einer Gosau versehen. Ihrer tektonischen Position nach ist diese Kieselkalkzone gleichfalls wohl definiert und wird man ihr wohl auch den Charakter einer Decke zusprechen können.

Es fehlt mir hier an Raum, für alle diese jetzt bezüglich des Baues des Höllensteinzuges gemachten Behauptungen auch den klaren und eindeutigen Beweis anzutreten, und ich bin mir dabei auch voll bewußt, mich namentlich mit dem leider allzu früh verstorbenen Erforscher des Höllensteinzuges, mit Albrecht Spitz, in nur allzu großem Gegensatz zu befinden. Hoffentlich habe ich bald Gelegenheit, in einer besonderen Arbeit in detaillierter Weise meine Beobachtungen im Höllensteinzuge mitzuteilen, die mich zu der vorhin dargelegten Erkenntnis seines Baues führten.

Wie stellt sich nun nach den von uns bis jetzt gemachten Beobachtungen das schon so oft diskutierte Verhältnis von Flysch und Gosau wirklich dar?

Ich stehe auf dem Standpunkt, als Flyschkreide die von Eozän überlagerte Kreide der eigentlichen Flyschzone zu bezeichnen und unter Gosau jene Oberkreide zusammenzufassen, die auf kalkalpinem Mesozoikum transgrediert und, bei uns wenigstens, von keinem Eozän mehr überlagert wird. Von einem Übergang der Flyschkreide in die Gosau zu sprechen, ist also nicht gut möglich, da ja eine gewaltige Überschiebungslinie beide trennt. Innerhalb der einzelnen kalkalpinen Teildecken allerdings ist in der Gosau eine fazielle Annäherung an den Flysch sehr schön zu beobachten. In unserem Gebiete stellt sich diese Annäherung folgendermaßen dar:

Die Oberkreide der untersten kalkalpinen Decke, die Seichtwasserkreide der Klippendecke, ist ja noch ganz in Flyschfazies entwickelt; die Gosau der Kieselkalkzone, sowie die der Frankenfesler Decke ist noch äußerst flyschähnlich und selbst die Gosau der Lunzer Decke besitzt noch zahlreiche Züge, die weit mehr an Flysch als an echte Gosau erinnern. Erst die Gosau der Ötscher Decke, deren nördlichstes Vorkommen bei uns wohl das der Einöde bei Baden ist, ist mit ihren Hippuriten und Porphyrgeröllen als echte, typische Gosau zu bezeichnen. Wir sehen jedoch auch hier, daß der Übergang von Flysch- in Gosaufazies kein kontinuierlicher ist, sondern daß zahlreiche Überschiebungslinien die Reihe zerteilen.

Wie lassen sich nun die in der Flyschzone des Wiener Waldes und im Höllensteinzug erkannten tektonischen Einheiten gegen Osten und Westen weiter verfolgen?

Was zunächst die beiden Teildecken der eigentlichen Flyschzone betrifft, so verhindert die mangelhafte Kenntnis unserer nordalpinen Flyschzone, genau anzugeben, in welcher Weise sie sich im Westen wiederfinden. Es kann jedoch keinem Zweifel unterliegen, daß sie in der ganzen nordalpinen Flyschzone das wichtigste und oft einzige tektonische Bauelement derselben darstellen, um dann schließlich in den helvetischen Flysch der Schweizer Voralpen überzugehen. Interessanter und besser

durchzuführen ist aber die Parallelisierung der Flyschdecken des Wiener Waldes mit denen der Karpathen. Unsere ganze Flyschzone streicht ja nach Nordosten über die Donau hinüber und die Greifensteiner und die Wiener Walddecke werden sich sicher in den Karpathen in ähnlicher Weise wiederfinden, wie sie bei uns auftreten. Was speziell die Greifensteiner Decke betrifft, so hat schon Uhlig¹⁶⁾ erkannt, daß der Zug des Magura-Sandsteins die natürliche Fortsetzung unserer Greifensteiner Sandsteine darstellt. Da jetzt aber der Magura-Sandstein geradezu das Leitgestein der beskidischen Decken der Karpathen darstellt, so ergibt sich aus der Gleichstellung des Greifensteiner Sandsteins mit diesem ganz von selbst, daß unsere Flyschdecken, nämlich die Greifensteiner und die Wiener Wald-Decke, mit den beskidischen Decken der Karpathen zu parallelisieren sind.

Nun stellen aber die beskidischen Decken in den Karpathen keineswegs die tiefsten Decken des dortigen Flysches dar. Vom Ostrande der Karpathen in der Bukowina bis zum Waschberg in Niederösterreich befinden sich vielmehr vor und unter ihnen erst die subbeskidischen Decken, die mit einer bereits mit Neokom beginnenden und bis ins Oligozän reichenden Serie, die der eigentliche Träger des Erdöls in den Karpathen ist, den wirklich halbwegs autochthonen Flysch darstellen.

Wie schon erwähnt, sind noch in Niederösterreich nördlich der Donau jene subbeskidischen Decken deutlich entwickelt. Die Klippen des Marsgebirges wurden ja von Uhlig¹⁷⁾ als Schubfetzen an die Basis der beskidischen Decken betrachtet und obwohl Spitz¹⁸⁾ diese Position derselben lebhaft bestreitet, so muß er doch auch zugeben, daß nur wenig weiter südlich die Überschiebung des Beskidischen auf das Subbeskidische wieder zweifellos vorhanden ist; eine Überschiebung, die als regionales Phänomen zu betrachten ist und deren Dasein auch die ungeklärten Lagerungsverhältnisse des Marsgebirges nicht verschleiern können. Noch der knapp nördlich der Donau liegende Waschberg gehört ja mit seinen Nummulitenkalken noch zweifellos einer subbeskidischen Decke an; für die Wurzellosigkeit seines Granites, wie für die sämtlicher Klippen überhaupt, ist ja in letzter Zeit wieder Petraschek¹⁹⁾ eingetreten und es kann ja auch keinem Zweifel unterliegen, daß speziell der Waschberggranit mit-

samt seiner Hülle von mitteleozänen Nummulitenkalken eine wurzellose Schubmasse darstellt. (Siehe Kohn²⁰).

Das ganze geologische Kartenbild spricht nun dafür, daß der Waschberg noch nicht das natürliche Ende dieser subbeskidischen Decken darstellt, sondern daß sich diese unter den beskidischen Decken unserer Flyschzone ohne Unterbrechung weiter nach Westen fortsetzen und erst wieder in den unterhelvetischen Decken der Schweiz zum Vorschein kommen. Ich kann deshalb die Greifensteiner Decke noch nicht als parautochthonen Flysch betrachten; auch sie stellt eine Schubmasse dar, die, über die subbeskidischen Decken hinaus, auch noch die Molasse weit überfahren hat. Der subbeskidische Flysch würde demnach in unserem Wiener Walde nicht fehlen, sondern bloß von den beskidischen Decken völlig überwältigt worden sein; eine Tatsache, die bei dem Petroleumreichtum des subbeskidischen Flysches auf alle Fälle im Auge zu behalten ist.

Nun über die regionale Verbreitung der Klippendecke. Im Bereiche unserer Karte keilt die Seichtwasserkreide mit ihren Klippen längs der Linie Kalksburg—Purkersdorf aus, die Klippendecke hebt sich also gegen Westen heraus und ist dort schon der Erosion zum Opfer gefallen. Aber schon in der Gegend von Sulz beginnt sie neuerdings; die Klippen am Nordabhang des Schöpfels sind Äquivalente der Neuwaldegger Klippen und gehören ähnlich wie diese einer auf dem Glaukoniteozän schwimmenden Stirne der Klippendecke an. Die Wurzelregion der Klippendecke zwischen Mödling- und Triestingtal fällt in den Bereich der Aufnahmsarbeiten Spitz',¹⁵) der auch hier zum erstenmal erkannte, daß die Klippen überall mit einer Oberkreide an die eigentlichen Kalkalpen angeschweißt erscheinen. Was allerdings die von Spitz in der gleichen Arbeit geäußerte Ansicht betrifft, daß das Klippenmesozoikum von dem der übrigen Kalkalpen faziell fast durch nichts verschieden ist, so läßt sich darauf nur entgegnen, daß die Sonderstellung des Klippenmesozoikums schon so lange erkannt ist und so klar auf der Hand liegt, daß eine weitere Diskussion über dieses Thema völlig überflüssig ist. Richtig ist allerdings, daß diese

Klippenfazies bereits so deutlich ostalpinen Charakter hat, daß sich die Zurechnung der Klippendecke zum penninischen System durch nichts rechtfertigen läßt.

Die Klippendecke streicht bekanntlich mit ihren Klippen längs des ganzen Nordrandes der Alpen in völlig gleicher Entwicklung weiter nach Westen; auch der bei uns in der Klippenkreide auftretende Pikrit ist nicht ohne Äquivalent, die Serpentine von Altenmarkt und von Gstad bei Waidhofen, die mitten in der Klippenzonen liegen, sind zweifellos Analoga des Steinhofer Serpentins. Die einzelnen Klippen genau aufzuzählen, kann ich mir wohl erübrigen; einige Worte seien nur noch den Klippen von Weyer gewidmet.

Dort tritt ja nördlich von Groß-Raming jene ausgedehnte Klippe auf, in deren Mitte sich im Pechgraben der berühmte Granit des Buchdenkmals befindet. Viel ist schon über die tektonische Position dieses Granites geschrieben und diskutiert worden. Immer wieder aber wurde betont, daß die Grestener Schichten, die rings um diesen Granit auftreten, zweifellos dessen normales Hangende darstellen. Der Granit des Buchdenkmals stellt also offenbar das normale Liegende der Klippenserie dar und es läßt sich jetzt schon sagen, daß auch die ganze Raming Klippe nur einen Schubfetzen an der Basis der Klippendecke darstellt, der eben außer dem Klippenmesozoikum noch dessen Unterlage, den Granit, umfaßt.

Mit der Deutung der Klippen als Schubfetzen wird nun auch noch eine andere Tatsache verständlich, nämlich die, daß die meisten der Klippen, namentlich die kleinen und kleinsten, nur Neokom enthalten. Erst größere Klippen pflegen Jura zu führen und Urgestein ist bis jetzt ja nur aus der Raming Klippe bekannt. Eine Erklärung für diese Erscheinung läßt sich nun leicht darin finden, daß das Neokom als oberster Horizont des Klippenmesozoikums eben am leichtesten Gelegenheit hatte, bei der Abscherung der darüberliegenden Seichtwasserkreide als Schubfetzen mitgenommen zu werden. Die abgerissene Partie Mesozoikums mußte schon bedeutend größer sein, um auch den Jura zum Vorschein zu bringen, und nur unter ganz besonders günstigen Bedingungen wurde auch noch das aus variszischen Graniten und kristallinen Schiefen bestehende Grundgebirge von der Bewegung erfaßt und teilweise mitgenommen.

Solche besonders günstige Verhältnisse scheinen nun auch in der Gegend von Weyer zu herrschen. Längst ist das merkwürdige Verhalten der Kalkalpen bekannt, die dort die berühmten „Weyrer Bögen“ beschreiben. Auf dem Boden der Lehre vom Deckenbau der Ostalpen stehend, kann ich jene komplizierten Verhältnisse unmöglich durch lokalen Schub von Osten her erklären; ich stehe vielmehr auf dem Standpunkt, daß sich jene „Weyrer Bögen“ viel leichter durch die Annahme einer Deckenantiklinale erklären lassen, die die kalkalpinen Decken dort beschreiben. Die Achse jener Antikline verläuft Nordsüd; jener merkwürdige, fjordartig so tief in die Kalkalpen eindringende Arm von Oberkreide wird sich wahrscheinlich, wenigstens teilweise, als ein Fenster erweisen und die Oberkreide einer tieferen Teildecke darstellen.

Solche Deckenantiklinalen sind aber, wie Staub²¹⁾ in seiner geistvollen Arbeit über das Längsprofil Graubündens näher ausführt, an primäre Erhebungen des überfahrenen Untergrundes gebunden. Es muß also ein Hindernis vorhanden gewesen sein, an dem sich die nach Norden drängenden Decken der Kalkalpen zuerst stauten, das aber dann doch überwältigt wurde. Vielleicht stellt nun der Granit des Pechgrabens mit seiner Hülle ein Stück dieses Hindernisses dar, das von den kalkalpinen Decken mit nach Norden gerissen wurde. Eine ja ohnehin unbedingt notwendige Neubegehung des Blattes „Weyer“ wird ja wohl auch diese schwierigen Fragen einer Lösung zuführen.

Was nun die Fortsetzung der Klippendecke nach Osten hin betrifft, so wurde schon seit jeher vermutet, daß die berühmten Klippen des Waagtales die Fortsetzung der St. Veiter Klippen bilden; die dort als Klippenhülle auftretenden Puchower Mergel sind mit ihren bunten Schiefnern sicherlich ein Äquivalent unserer Seichtwasserkreide. In den Karpathen lassen sich aber deutlich zwei, durch Faziesverschiedenheiten gekennzeichnete Reihen von Klippen unterscheiden, die als pieninische und subpieninische Reihe seit Neumayr wohl bekannt sind. Kober machte zuerst den Versuch, die karpathischen Klippenzonen mit unseren ostalpinen derart zu parallelisieren, daß er die St. Veiter Klippen der versteinerungsreichen, subpieninischen Fazies zuteilte, während er in der Kieselkalkzone die Vertretung der Hornsteinfazies des Klippenmesozoikums, der pieni-

nischen Fazies, zu erblicken glaubte. Spitz¹⁵⁾ wandte gegen diese Parallelisierung unter anderem ein, daß in den Karpathenklippen (pieninische Fazies) der Oberjura die Hauptrolle spiele, während in unserer Kieselkalkzone die Hauptmasse der Gesteine liassischen Alters sei. Diese Frage kann man aber wohl noch nicht für entschieden halten, da einerseits die die Hauptmasse der Kieselkalkzone zusammensetzenden Kieselkalke völlig versteinungsleer sind und Liasfossilien immer nur in abweichenden Gesteinen gefunden wurden und andererseits auch Fossilfunde aus der Kieselkalkzone vorliegen, die für oberjurassisches Alter mindestens eines Teiles ihrer Gesteine sprechen. So stehe denn auch ich vorläufig noch vollkommen auf dem Boden der Kober'schen Ansicht und parallelisiere daher die Klippen der Karpathen in schon vorhin erwähnter Weise mit unseren Klippenzonen.

Über die regionale Verbreitung der nun folgenden höheren kalkalpinen Teildecken, der Frankenfelsler, Lunzer und Ötscher Decke, zu sprechen, fielen schon weit außerhalb des Rahmens dieser Arbeit und soll diese Frage hier daher völlig übergangen werden.

Wie läßt sich nun aus den uns bis jetzt bekannten Tatsachen die Frage nach dem Alter der Deckenbildung einer Lösung näher bringen?

Viel umstritten ist, um bei den höchsten der bei uns vorhandenen Decken zu beginnen, das Alter des Deckenschubes, der die einzelnen kalkalpinen Teildecken in ihr jetziges Verhältnis brachte. Spitz trat bis an sein Lebensende für vorgosauisches Alter der tektonischen Elemente des Höllensteinzuges und der Kalkalpen zwischen Mödling- und Triestingtal ein und wies den jüngeren, tertiären Bewegungen nur eine viel geringere Rolle zu. Kober²²⁾ dagegen trat seit jeher für ein im wesentlichen nachgosauisches Alter der Bildung der Teildecken in den Kalkalpen ein und Spengler²³⁾ wies in jüngster Zeit auch im Salzkammergut das Vorhandensein von zweifellos nachgosauisch bewegten Schubmassen nach. Die vorgosauische Faltung der Alpen (nach der Deckenlehre die Überfaltung des Ostalpinen auf das Pieninische) wird ja zweifellos auch in den kalkalpinen Decken ihre Spuren zurückgelassen haben, und es besteht kein Zweifel, daß eine große Anzahl von den in den nördlichen Kalkalpen zu beobachtenden Stö-

rungen vorgosauischen Alters sind. Die eigentliche Teildeckenbildung und speziell die Überschiebungen der Frankenfesler, Lunzer und Ötscher Decke halte ich aber für unbedingt nachgosauisch.

Ich befinde mich auch in dieser Beziehung mit Spitz im schärfstem Gegensatz, will mir aber die nähere Begründung meiner Ansichten mangels an Raum für einen späteren Zeitpunkt aufbewahren.

Mit der Festlegung eines nachgosauischen Alters der Teildeckenbildung innerhalb der nördlichen Kalkalpen ist aber übrigens noch immer ein gewaltiger Spielraum für den genauen Zeitpunkt der Überschiebung gelassen. Dieser wird aber dadurch wesentlich eingeengt, daß in den Kleinen Karpathen das Mitteleozän bereits über die kalkalpinen Teildecken zu transgredieren scheint. Wenigstens lassen sich die dort zu beobachtenden tektonischen Verhältnisse in dieser Weise deuten und wir treffen ja auch in der Tatra auf eine mitteleozäne Transgression. Unseren kalkalpinen Decken scheint ja das Eozän völlig zu fehlen, weiter im Osten ist es aber wieder vorhanden, und da zeigt es sich eben, daß es quer über die bereits bestehenden Decken hinweg transgrediert. Das Alter der Bildung der unteren kalkalpinen Teildecken muß demnach vormitteleozän sein; da sich aber ja andererseits aus den Verhältnissen in unserem Höllesteinzuge ein nachgosauisches Alter dieser Bewegung ergibt, so kann diese daher nur paläozän oder untereozän gewesen sein.

Wesentlich später erfolgte offenbar die Überschiebung der kalkalpinen Decken auf den beskidischen Flysch; sehen wir doch, daß die Klippendecke auf Mitteleozän aufgeschoben ist! Diese Bewegung war also zweifellos nachmitteleozän; vielleicht war sie obereozänen oder unteroligozänen Alters.

Noch in einem späteren Zeitpunkt wieder muß die Überfaltung der beskidischen Decken auf die subbeskidischen und auf die Molasse des Verbandes erfolgt sein. Ist doch (in den Karpathen) in den subbeskidischen Decken noch reich entwickelter Oligozänflysch vorhanden und reicht doch die Molasse bis weit ins Miozän hinein.

Diesen letzten Akt der Alpenfaltung müssen wir also wahrscheinlich ins obere Untermiozän (Gründer Horizont) verlegen; am Beginne des Mittelmiozäns scheinen dann die nach Norden drängenden Decken der Alpen bereits zur Ruhe gekommen zu sein, wie es der nun erfolgende Einbruch des Wiener Beckens wahrscheinlich erscheinen läßt.

So sehen wir, daß selbst in dem so begrenzten Raum, in dem wir das Problem der Entstehung der Alpen studieren konnten, sich eine Tatsache doch mit vollendeter Klarheit hervorhebt, nämlich die, daß die Entstehung der Alpen kein einmaliger Akt, sondern eine lange Reihe von Vorgängen war, deren Entwirrung noch lange nicht gelungen ist.

Die Tatsache, daß wir Flyschzonen immer am Außensaum von Kettengebirgen antreffen, ließ schon bald die Vermutung aufdämmern, daß Flyschbildung und Entstehung der Gebirge in kausalem Zusammenhang stehen.²²⁾

Ohne schon jetzt auf eine detaillierte Beantwortung dieser Frage einzugehen, sei doch bemerkt, daß die Flyschsedimente mit ihren gewaltigen Massen terrigenen Materials zweifellos die Anzeichen einer eben erfolgten Gebirgsbildung darstellen. Vielleicht begann die Flyschentstehung noch während der Gebirgsbildung; jedenfalls dauerte sie noch so lange an, bis das neu entstandene Gebirge durch die Erosion wieder bis auf ein normales Maß zurückgebracht wurde.

Wir verstehen nunmehr auch ganz leicht, warum die Flyschbildung kein kontinuierlicher Vorgang war und warum wir, je weiter wir in der Geosynklinale nach außen vorschreiten, auf desto jüngere Flyschsedimente stoßen.

Der Zusammenhang zwischen Deckenbildung und Flyschentstehung stellt sich in unserem Gebiete etwa folgendermaßen dar:

Die erste Phase der Gebirgsbildung (Überfaltung des Ostalpinen auf das Lepontinische) fällt in die Mittelkreide; es resultiert daraus der Oberkreideflysch. Der nächste Deckenschub bringt im Untereozän die einzelnen Decken der unterostalpinen Serie übereinander; als Folge davon finden wir im Mitteleozän wieder gewaltige Flyschbildung. Ins Obereozän oder Unteroligozän ist nun die Überfaltung des Beskidischen von den ostalpinen Decken zu setzen; vielleicht erfolgte zu dieser

Zeit auch die Überschiebung der hochalpinen Decke auf das Voralpine. Als Funktion dieser Deckenbildungen finden wir nun ein Vorland (subbeskidische Decken), im Oligozän reiche Flyschbildung, die, da diese Bewegungen jetzt offenbar bis ans Ende des Untermiozäns andauern, in der Molassezone gleichfalls bis mindest zum Beginn des Mitteleozäns andauert.

So fügt sich die Flyschzone des Wiener Waldes ganz regelmäßig in den gigantischen Deckenbau der Ostalpen ein und die Geschichte ihrer Entstehung kann nur verstanden werden Hand in Hand mit der der Entstehung der Alpen überhaupt. Noch ist ja diese Geschichte der Alpen nicht völlig enträtselt; Aufgabe dieser Arbeit soll es daher sein, einen kleinen Beitrag zur Lösung der Probleme darzustellen, an denen ja unsere Alpen so reich sind.

Literatur:

¹⁾ Eine übersichtliche Zusammenstellung der älteren Literatur findet sich in der Einleitung von Pauls Arbeit „Der Wiener Wald“. (Siehe 3.)

²⁾ D. Stur: Geologische Spezialkarte der Umgebung von Wien. Aufgenommen 1889/90, herausgegeben nach dem Tode des Autors von der K. k. Geol. R.-A., Wien 1894.

³⁾ C. M. Paul: Der Wiener Wald. Jahrb. d. R.-A., 1898.

⁴⁾ R. Jaeger: Grundzüge einer stratigraphischen Gliederung der Flyschbildungen des Wiener Waldes. Mitteil. d. Geol. Gesellschaft, Wien 1914.

⁵⁾ F. X. Schaffer: Geologie von Wien. Wien 1904.

⁶⁾ F. Toula: Ein Ammonitenfund (*Acanthoceras Mantelli* Sow.) im Wiener Sandstein des Kahlengebirges bei Wien. Neues Jahrb. f. Min. usw., 1893, Bd. II.

⁷⁾ F. Karrer: Sitzungsber. d. Kais. Akad. d. Wissensch., 1865, Band LII.

⁸⁾ K. A. Redlich: Über den Fund eines *Ptychodus*-Zahnes im Wiener Sandstein bei Hütteldorf. Jahrb. d. K. k. Geol. R.-A., 1895, Heft 2.

⁹⁾ A. Spitz: Der Höllensteinzug. Mitteil. d. Geol. Ges., Wien 1910, Bd. III.

¹⁰⁾ G. Göttinger: Über neue Vorkommnisse von exotischen Blöcken im Wiener Wald. Verhandl. d. K. k. Geol. R.-A., 1906.

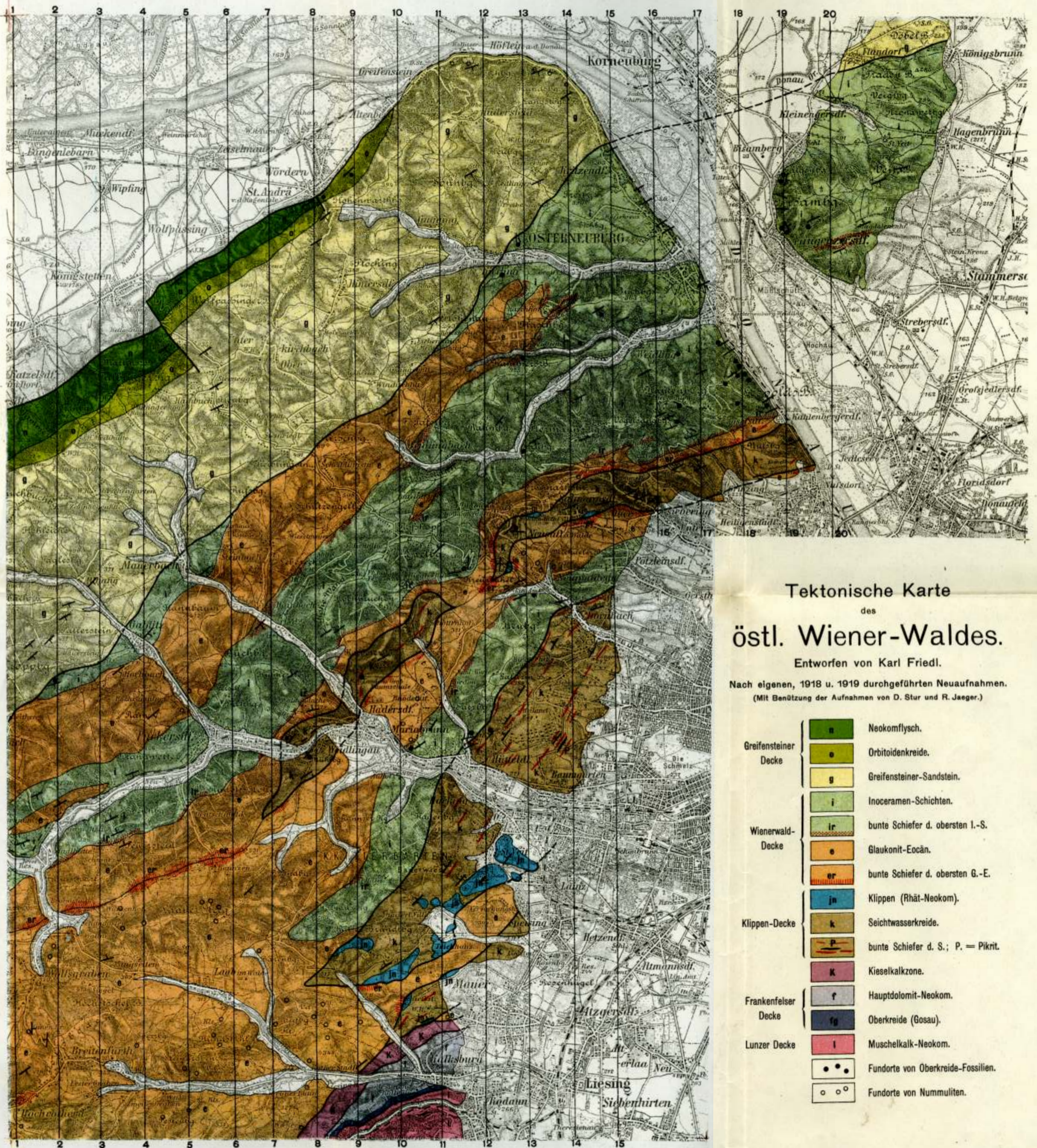
¹¹⁾ F. X. Schaffer: Zur Geologie der nordalpinen Flyschzone. Verhandl. der K. k. Geol. R.-A., 1912.

¹²⁾ R. Grengg: Über einen Lagergang von Pikrit im Flysch beim Steinhof. Verhandl. d. K. k. Geol. R.-A., 1914.

- 13) E. Hochstetter: Die Klippe von St. Veit bei Wien. Jahrbuch d. K. k. Geol. R.-A., 1897.
- 14) L. Kober: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. Denkschrift d. math.-naturw. Klasse d. Akademie d. Wissensch. 1912, Bd. LXXXVIII.
- 15) A. Spitz: Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling- und Triestingbach. Mitteil. d. Geol. Ges. Wien, 1919.
- 16) V. Uhlig: Über die Tektonik der Karpathen. Sitzungsber. d. Wiener Akad. 1907, S. 21.
- 17) I. c. S. 14.
- 18) A. Spitz: Zur Tektonik des Marsgebirges. Mitteil. d. Geol. Ges. Wien, 1916.
- 19) W. Petraschek: Zur Frage des Waschberges und der alpin-karpathischen Klippen. Verh. d. R.-A. 1914, S. 146.
- 20) V. Kohn: Geologische Beschreibung des Waschbergzuges. Mitteilungen d. Geol. Ges. Wien, 1911.
- 21) R. Staub: Über das Längsprofil Graubündens. Vierteljahrsschrift d. Naturforsch.-Ges. in Zürich, 1919, S. 295.
- 22) L. Kober: Über Bau und Entstehung der Ostalpen. Mitteil. d. Geol. Ges. Wien, 1912, Bd. IV.
- 23) E. Spengler: Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. Mitteil. d. Geol. Ges. Wien, 1918.

Inhaltsangabe:

Vorwort	1
I. Teil: Stratigraphische Gliederung der Flyschsedimente des Wiener Waldes	4
1. Neokom	4
2. Oberkreide	6
a) Orbitoidenkreide	10
b) Inozeramenschichten	11
c) Seichtwasserkreide	20
3. Eozän	25
a) Greifensteiner Sandstein	26
b) Glaukonitfazies des Eozäns	29
II. Teil: Tektonische Einzelbeschreibung des östlichen Wiener Waldes	35
1. Greifensteiner Serie	36
2. Wiener Wald-Serie	40
3. Klippenserie	61
III. Teil: Tektonische Zusammenfassung	68
Literatur	79



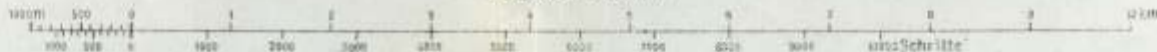
Tektonische Karte
des
östl. Wiener-Waldes.

Entworfen von Karl Friedl.

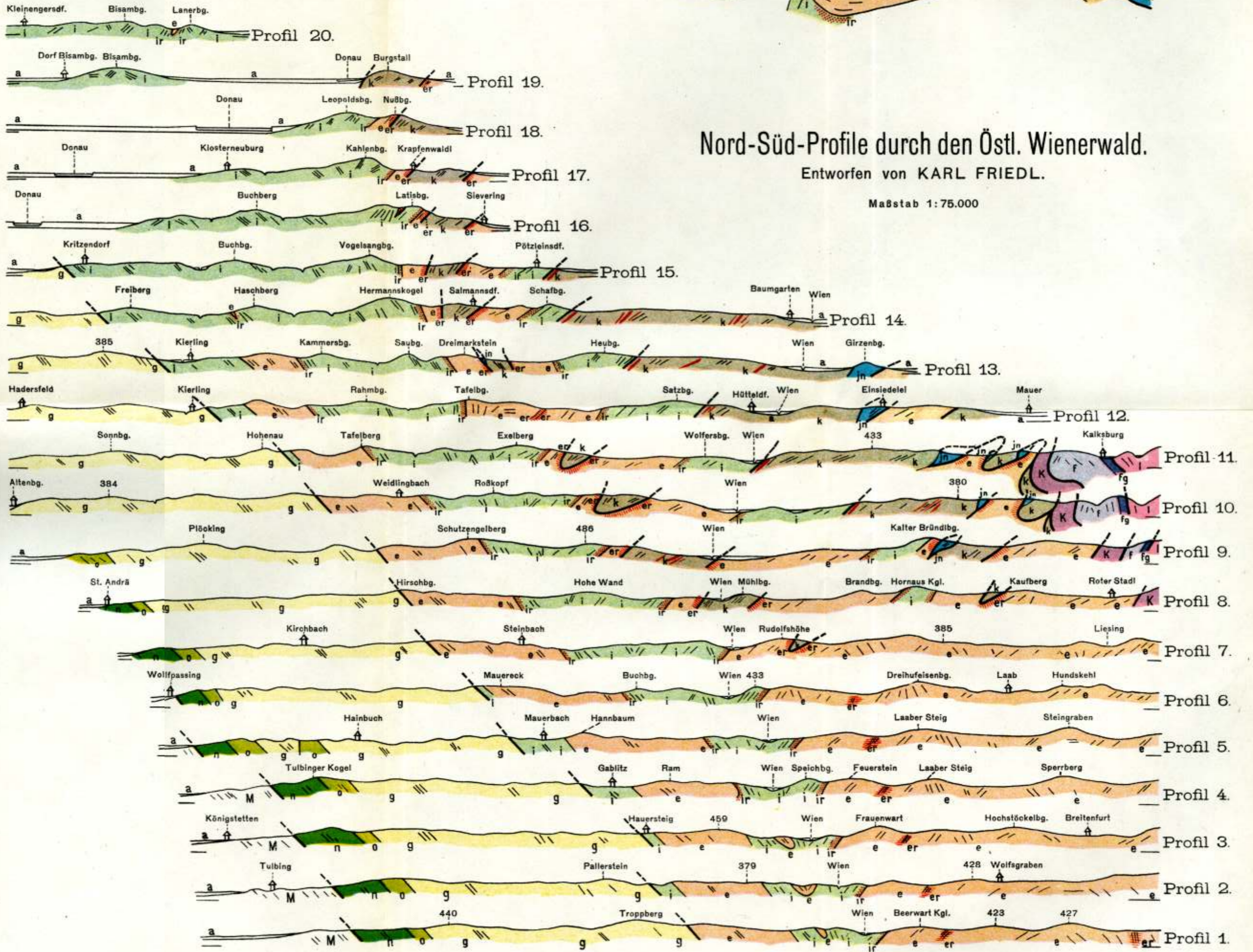
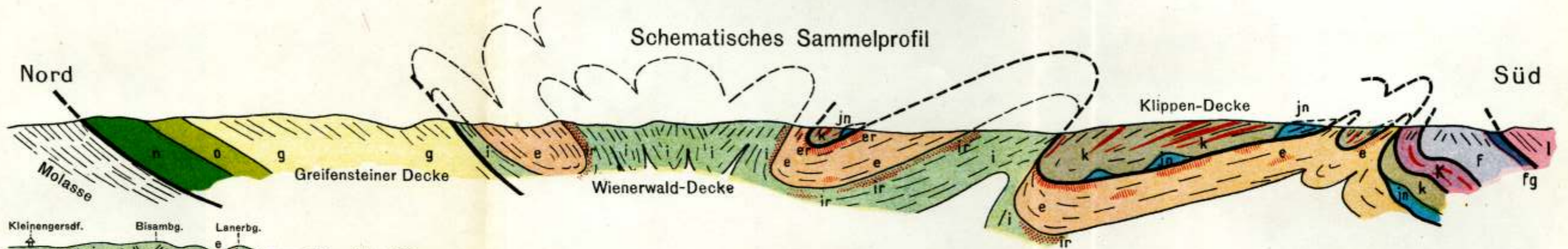
Nach eigenen, 1918 u. 1919 durchgeführten Neuaufnahmen.
(Mit Benützung der Aufnahmen von D. Stur und R. Jaeger.)

- | | | |
|-------------------------|--|------------------------------------|
| Greifensteiner
Decke | n | Neokomflysch. |
| | o | Orbitoidenkreide. |
| | g | Greifensteiner-Sandstein. |
| Wienerwald-
Decke | i | Inoceramen-Schichten. |
| | ir | bunte Schiefer d. obersten I.-S. |
| | e | Glaukonit-Eocän. |
| | er | bunte Schiefer d. obersten G.-E. |
| Klippen-Decke | jn | Klippen (Rhät-Neokom). |
| | k | Seichtwasserkreide. |
| | p | bunte Schiefer d. S.; P. = Pikrit. |
| Frankenfeiser
Decke | k | Kieselkalkzone. |
| | f | Hauptdolomit-Neokom. |
| Lunzer Decke | fg | Oberkreide (Gosau). |
| | l | Muschelkalk-Neokom. |
| | | Fundorte von Oberkreide-Fossilien. |
| | | Fundorte von Nummuliten. |

Mafsstab 1:75.000



Schematisches Sammelprofil



Nord-Süd-Profile durch den Östl. Wienerwald.

Entworfen von KARL FRIEDL.

Maßstab 1:75.000