© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien
66.—67. Band, 1973/74

Rand und Untergrund des Wiener Beckens — Verbindungen und Vergleiche

Von Godfrid Wessely *)

Mit 3 Tafeln und 1 Abbildung

Inhalt

A. Zusammenfassung
B. Einleitung
C. Faziesvergleiche
1. Flysch-Klippenraum
2. Kalkalpen
a) Tiefere Anteile
b) Mittlere und höhere Anteile
3. Grauwackenzone
4. Zentralalpine Zone
5. Karpaten
D. Tektonische Vergleiche
1. Kalkalpennordrand und tiefere Kalkalpenanteile
2. Mittlere und höhere Kalkalpenanteile
3. Gedanken zur Verbindung alpiner mit karpatischen tektonischen Elementen
E. Literaturverzeichnis

A. ZUSAMMENFASSUNG

An Hand von Explorationsergebnissen im Untergrund des Wiener Bekkens einerseits und des Bestandes an geologischen Arbeiten am Beckenrand andererseits werden Zusammenhänge zwischen beiden aufgezeigt. Diese Vergleiche erstrecken sich größtenteils auf den alpinen Anteil, betreffen aber in groben Zügen auch den Karpatenrand. Sie erfolgen mit Hilfe fazieller Analysen der Schichtfolgen und mittels der Typisierung der tektonischen Elemente vom Flysch bis zu den Zentralzonen. Das Hauptaugenmerk liegt dabei vor allem auf den tieferen Kalkalpenanteilen und karpatischen Äquivalenten. Bei dieser Gelegenheit werden die Umrisse neuerer Untersuchungsergebnisse vom Beckenrand bis Alland, kartenmäßig vereinigt mit den vorangegangenen Arbeiten von G. Rosenberg, B. Plöchinger, A. Spitz und H. Küpper, dargestellt. Zu einem Schnitt wird die daraus gewonnene Vorstellung über den Bau zusammengefaßt und dem aus den Bohrergebnissen ermittelten Bild gegenübergestellt. In Übersichtsdarstellungen werden Parallelitäten und Eigenständigkeiten in der Beziehung der Alpen zu den Karpaten aufgezeigt.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. Godfrid Wessely, Österreichische Mineralölverwaltung AG., Gerasdorfer Straße 151, 1210 Wien.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

B. EINLEITUNG

Einer relativ jungen Exploration im Untergrund des Wiener Beckens steht eine bis in das vorige Jahrhundert zurückreichende und immer wieder neu aufgerollte Forschungsarbeit am Rand des Wiener Beckens gegenüber. Es ist daher naheliegend, daß bei der Deutung und Kombination der Bohrergebnisse das an der Oberfläche erstellte geologische Gebäude stets als Modell herangezogen wurde. Andererseits erbrachte das Vordringen in stellenweise beträchtliche Tiefen erstmals fundierte Kenntnisse über den Tiefgang des Baues und eine über Extrapolationen hinausgehende Erfassung der dritten Dimension. Durch den Vertikalaufschluß in seiner Kontinuität lassen sich zudem Schichtabfolgen und Schichtmächtigkeiten direkter und lückenloser ermitteln. Bei Verwertung dieser Ergebnisse wiederum in der Oberflächengeologie ergibt sich so eine Wechselwirkung, die Wesentliches zur Klärung der tektonischen und faziellen Zusammenhänge in diesem Abschnitt des Alpen-Karpatensystems beitragen kann.

Die Grundlagen der vorgenommenen Parallelisierungen bildet im Untergrundsanteil eine Überarbeitung sämtlicher Bohrprofile des Kalkalpin (mit benachbartem Flyschstreifen), der Grauwackenzone und des Zentralalpin. In Übersichtsform ist das aus diesen Ergebnissen erstellte Modell des geologischen Baues zu einem großen Teil dargestellt in A. KRÖLL, G. WESSELY, 1973. Detailliertere Dokumentationen erfolgen.

Die geologische Vergleichsbasis am kalkalpinen Rand des Wiener Bekkens bilden im Nordabschnitt die Kartierungen von G. ROSENBERG, B. PLÖCHINGER, A. SPITZ, H. KÜPPER sowie eigene Begehungen und Überarbeitungen (Kartengrundlage 1:10.000). Dabei wurden mehrere bei den Aufnahmen durch G. ROSENBERG und B. PLÖCHINGER verbliebene Gebietslücken (G. ROSENBERG, 1965, Taf. 2) geschlossen, vor allem in den Abschnitten die zur Klärung prinzipieller tektonischer Fragen eine Rolle spielen (u. a. Schuppenzone vor Einsatz der Gießhübler Mulde). Hauptaugenmerk wurde auf die Kreide-Paleozänablagerungen und deren lithologischer und paläontologischer Aufgliederung gelegt, vor allem unter dem Gesichtspunkt der Bohrergebnisse im Untergrund. Die bestehenden und neu erstellten Aufnahmen wurden unter Vereinheitlichung der Maßstäbe zu einer geologischen Darstellung vom Beckenrand bis Alland zusammengefaßt (Taf. 1). Durch die Einbeziehung des Gebietes Sittendorf-Heiligenkreuz wurde Anschluß an eine frühere Kartierung des Autors im Bereich Groisbach-Nöstach (1964) gefunden. Für den Abschnitt bis zum Kalkalpensüdrand wurden vor allem Arbeiten von B. PLÖCHINGER (1957, 1964, 1967 und 1970), E. KRISTAN-TOLLMANN (1958) und H. P. CORNELIUS (1951) herangezogen, für die Grauwackenzone und das Semmeringsystem die von H. P. CORNELIUS (1952) und E. KRISTAN und A. TOLLMANN (1957).

Am karpatischen Rand des Wiener Beckens bilden die Vergleichsgrundlage Kartenmaterial in den Maßstäben 1 : 50.000 (M. MAHEL u. a., 1970) und 1 : 200.000 (T. BUDAY, M. MAHEL u. a., 1968) sowie Studien von

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

D. ANDRUSOV, A. BIELY, J. BYSTRICKY, M. MAHEL, J. SALAJ, O. SAMUEL und andere.

Viele der genannten Abschnitte sowohl des alpinen als auch des karpatischen Beckenrandes sind dem Verfasser von Führungen durch die jeweiligen Bearbeiter bekannt, denen dafür hier vielmals gedankt sei. Dank und Gedenken gilt dabei in besonderem Maße G. ROSENBERG. Dr. B. PLÖCHINGER bot in dankenswerter Weise oftmals Gelegenheit zu wertvollem Gedankenaustausch.

Der Verfasser dankt der Österreichischen Mineralölverwaltung für die Erlaubnis zur Veröffentlichung dieses Aufsatzes. Dir. Dr. K. GÖTZINGER und Dr. A. KRÖLL unterstützten in dankenswerter Weise die durchgeführten Arbeiten. Für ihre stets erwiesene Hilfsbereitschaft sei den Kollegen Dr. H. HAWLE, Dr. K. TURNOVSKY, Dr. W. FLIESSER und Frau Dr. I. MAURER gedankt. Dr. H. STRADNER, Prof. Dr. W. KLAUS, Prof. Dr. A. PAPP und Prof. Dr. H. WIESENEDER trugen Wesentliches zur Stratigraphie in diesem Aufgabenbereich bei.

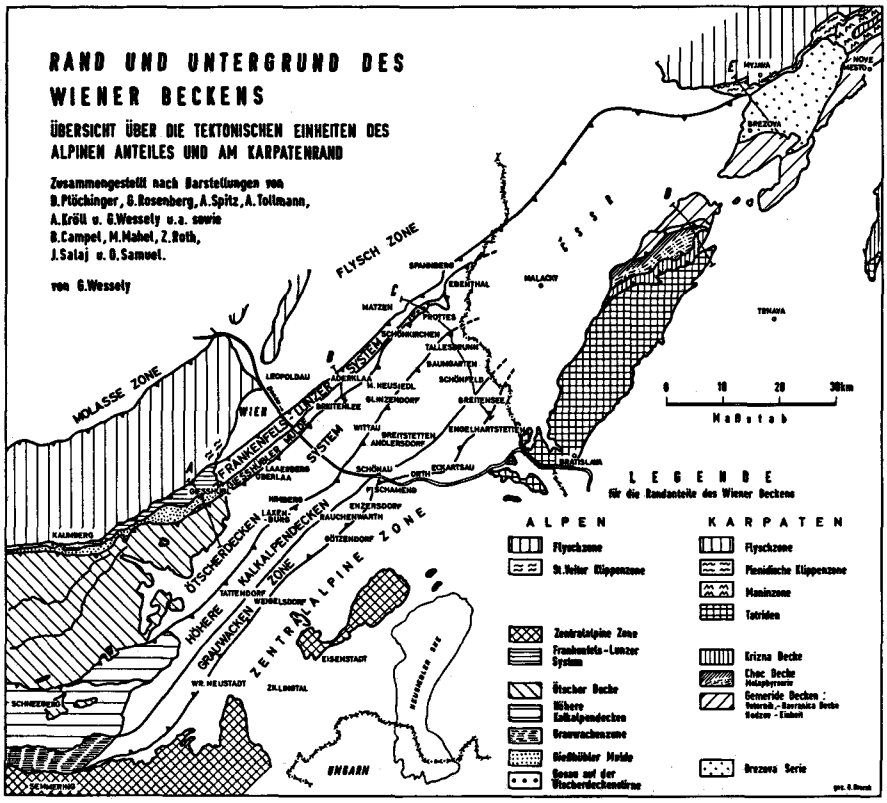


Abb. 1.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

C. FAZIESVERGLEICHE

1. Flysch-Klippenraum

Im Untergrund des Wiener Beckens ist ein unmittelbar an die Kalkalpen anschließender Flyschstreifen vor allem im Raume Matzen—Spannberg bekannt. Es handelt sich durchwegs um Oberkreide, in Spannberg tritt auch höhere Unterkreide auf. Klippengesteine wurden bis jetzt noch keine erbohrt. Wesentlich ist jedoch das Vorhandensein synsedimenär eingedrungener Diabase bzw. Pikrite und klastische Abkömmlinge derselben. Sie bilden die Verknüpfung zu den Pikriten in der Oberkreide der St. Veiter Klippenzone (R. JANOSCHEK, H. KÜPPER und E. J. ZIRKL, 1956).

2. Kalkalpen

a) Tiefere Anteile

In Betracht stehen hier die Anteile vom Kalkalpennordrand bis zur Gießhübler Mulde. In A. KRÖLL und G. WESSELY, 1973, wurde dieser Abschnitt aus noch auszuführenden Gründen Frankenfels-Lunzer Schuppensystem genannt (Abb. 1).

Trias. Die voroberkarnischen Triasabschnitte dieses Systems sind im Untergrund nicht nachgewiesen. Es fehlt daher die Vergleichsgrundlage zum Rand. In der darauffolgenden Obertrias korrespondieren mit dem Rand dunkle Kalke vom Opponitzer Typ, wie sie in Aderklaa 85 auftreten. In Kagran und Prottes Übertief angetroffene graue Anhydrit-Dolomit-Komplexe entsprechen an der Oberfläche den Opponitzer Rauhwacken (Beispiel einer sedimentären Abkunft von Rauhwacken). Der Hauptdolomit zeigt jeweils in gleicher Weise die stark wechselnde Beschaffenheit in bezug auf Farbe, Kristallinität, Tongehalt und Gehalt an grünen bis dunklen Schieferzwischenlagen, die in nördlicheren Anteilen auch vereinzelt rot oder violett werden (Kagran T 1, Aderklaa 85) und sedimentäre Quarzeinstreuung beinhalten können. Eine derartige bunte, sandige Einlagerung im Hauptdolomit steht obertags am Weg Kalksburg—Wiener Hütte an. In die Kössener Schichten der nördlichsten Anteile spielen wie am Rand (G. ROSENBERG) auch im Untergrund (Kagran T 1) bunte Schattwalder Schichten hinein. Hingegen beginnt gegen Süden (ab dem Südschenkel der Teufelsteinantiklinale) allgemein Plattenkalkfazies.

Jura. Im Lias setzt sich die an der Oberfläche bekannte im Streichen langgestreckte Faziesszonierung auch im Untergrund fort: Im Norden erbohrte Bockfließ T 1 die graue kalkig-mergelige Beckenentwicklung mit Kieselkalken, reich an Quarzsandeinstreuung, mit Schiefern und Fleckenmergelkalken (Spiculenreichtum).

Es schließt sich daran (in Breitenlee, Aderklaa und Schönkirchen vielfach erbohrt) eine Schwellenzone. Dabei ist wie an der Oberfläche

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

(„Südstrang im Gebiet Kälberhalt, G. ROSENBERG, 1965, S. 125) zunächst Adneter Fazies zu spüren (Bohrung Reyersdorf T 1), dann folgt die Hierlatzkalkfazies. Sie wurde in Breitenlee, Aderklaa und Schönkirchen vielfach erbohrt.

Am Rand und im Untergrund in derselben Position, nämlich knapp vor und unter der Flanke der Paleozändepression (von der Perchtoldsdorfer Muldenzone an südwärts), stellt sich eine Zwischenfazies zwischen Schwelle und nochmaliger Beckeneintiefung ein. Sie ist gekennzeichnet durch bunte (meist rötliche, rotbraune, grüne und graue), bankige Crinoiden- und Hornsteinkalke. Vermutlich ist der Wechsel von reiner Hierlatzkalkfazies zur Zwischenfazies kein allerorts gleichzeitiger, so daß im Gebiet NE Gießhübl im tieferen Lias noch ersterer, im höheren Lias letztere vorherrscht („Jurensis-Schichten" im Bereich der Gießhübler Juramulde, angeführt bei B. PLÖCHINGER, 1963, S, 471). Im Untergrund ist diese Fazies aus dem Raum Aderklaa und Schönkirchen bekannt.

In den Schönkirchner Bohrungen, die den tieferen, südlicheren Anteil der Nordflanke der Gießhübler Mulde durchteuften, wurde dann die auf Grund der Zwischenfazies zu erwartende Beckenfazies angetroffen: Kieselkalke mit Quarzsandeinstreuung, Fleckenmergelkalke, Schiefer und graue, oft verkieselte Crinoidenkalke. Mikrofaziell sind Spiculen kennzeichnend. Diese Fazieszone erreicht am Rand nirgends die Oberfläche.

Bereits im Dogger, spätestens im Malm, erfolgt der in den vorderen kalkalpinen Einheiten der Oberfläche von G. ROSENBERG (u. a. 1961, S. 450) betonte „Faziesausgleich" mit den konstant geringmächtigen und gut horizontierbaren bunten Kalken: Filamentkalk, Radiolarit, Saccocomakalk, Calpionellenkalk. Etwa das Niveau des Saccocomakalkes, aber auch tiefere Horizonte bis zum Filamentkalk (= Klauskalk) können durch den Globigerinenoolith vertreten werden. Diese als Schwellenfazies (L. KRYSTYN, 1972, F. FENNINGER und H. L. HOLZER, 1972) zu bezeichnende Ausbildungen wurden in den Bereichen Breitenlee, Aderklaa und Schönkirchen immer wieder erbohrt.

Unterkreide. Im Neokom vollzieht sich allgemein der Wechsel zu tieferem Ablagerungscharakter in Form der Fleckenmergelkalke. Eine kalkig-sandige Fazies höherer Neokomabschnitte unter der Gießhübler Mulde in Schönkirchen und Raasdorf ist am Beckenrand vielleicht im sandigen Neokom des Vösendorfer Waldes (B. PLÖCHINGER, 1963) wiederzufinden.

Ein Leitelement in der tektonischen Korrelation zwischen Rand und Untergrund scheint eine Einmuldungszone mit Oberapt-Alb-Untercenoman darzustellen. Der Gesteinsbestand enthält unten, in seinem Übergang zu Neokom, dunkle, in Bohrungen gelegentlich auch violett getönte, lagig verhärtete Mergelschiefer mit einer Mikrofauna des Oberapt-Alb (obertags vergleiche Bestimmung R. OBERHAUSER in G. Ro-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

SENBERG, 1970) und darüber graue Quarzarenite und Mergel (mit spezifischem Benthos des Alb), seltener Grobklastica mit kalkalpinem und exotischem Material. Für den unteren Abschnitt übernahm G. ROSENBERG die Bezeichnung Tannheimer Schichten (ZACHER), für den darüberliegenden Losensteiner Schichten (H. KOLLMANN). Eigene Beprobungen etlicher Aufschlüsse ergaben bis jetzt keine Altersnachweise höher als Oberapt-Alb (u. a. Kälberhaltsteinbrüche). Diese Schichten wurden in Kagran T 1, Aderklaa 85 sowie vor allem in Reyersdorf Tief und Matzen Tief erbohrt. Es ist auffällig, daß sich der Schwerpunkt ihrer Sedimentation am Rand und im Untergrund in gleicher Weise auf die vordere Kalkalpenzone beschränkt, und zwar auf den von G. ROSENBERG als „Südstrang" der Frankenfelser Decke ausgeschiedenen bzw. diesem im Untergrund entsprechenden Streifen. Südlicher sind derartige Ablagerungen (tieferer Anteil) nur in Resten und stark übergreifend im Raum Gießhübl durch R. OBERHAUSER (in PLÖCHINGER, 1963) als Gargasien bekannt. Das an der Oberfläche immer wieder auftauchende „Randcenoman" wurde noch in keiner Bohrung erfaßt.

Oberkreide. Die eigentliche Verbreitung des Cenoman obertags und im Untergrund hält sich an das Vorfeld und die Flanke der Gießhübler Mulde, auf ältere Gesteine und auch Strukturen übergreifend (u. a. überlappt es in Schönkirchen T 58 die genannte Alb-Einmuldung). Überwiegend besteht es aus einer fast monotonen, durch Rotaliporen eingestufte Mergelfolge (Raum Sittendorf—Alland einerseits, Schönkirchen—Prottes andererseits). Gebietsweise besitzt es nur Litoralfazies in Form von Lokalklastica mit Orbitolinen, wie im Raum Aderklaa, N Gießhübl (Streifen SW Predigerstuhl), NW Sittendorf (hier als Hinweis, daß die Mergelfazies nicht mit der Paleozäneintiefung konform gehen muß).

Eine dem Cenoman etwa analoge Verbreitung besitzt eine limnisch terrestische Schichtgruppe, die sich nach dem Verband dem Turon zuweisen läßt: Sie liegt stets über Cenoman und zeigt an einigen Stellen Überlagerungen durch Coniac-Sontan. H. KOLLMANN, 1968, belegte obertags das Alter durch Ituvien. Erbohrt wurden diese Schichten im Gebiet Breitenlee, Raasdorf und Prottes Übertief jeweils innerhalb der Gießhübler Mulde in Form von grauen und grünlichen Tonen und Mergeln mit etwas Arenit und Kohle sowie kohligen bzw. bituminösen Kalken einerseits und roten bis violetten Sandsteinen mit Konglomeratmassen aus Lokalschutt (meist Juragerölle) und gelegentlich exotischem Material (meist Quarzporphyre) andererseits. An der Oberfläche erscheinen sie massiv am Südschenkel der Teufelsteinantiklinale NW Gießhübl (Taf. 1, 2), wo sie, teilweise unterlagert von gelblichen Brekzien und Areniten mit Orbitolinen des Cenoman (Zug SW Predigerstuhl) folgende Abfolge bilden: Basal-Bitumenkalke und Kalkarenite mit Ituvien (SE Kl. Flössel), darüber Konglomerate mit Lokalgeröllen (meist Jura) und Exotica (Quarzporphyr) mit Einschaltungen von violetten und grauen Areniten, roten Schiefern,

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

vereinzelt grauen Tonen mit kohligen Lagen. Gelegentlich fällt onkolithische Umkrustung der Gerölle auf. Am Rand der Gießhübler Mulde NE und SW Sittendorf und NW Heiligenkreuz erscheinen nochmals vor allem die grobklastischen Typen der genannten Folge (reichliche Exotica!) stellenweise ebenfalls mit Itruvien (NE Sittendorf).

Von einem Vorkommen marinen sandig-mergelig- konglomeratischen Turon am Kalkalpennordrand in Bockfließ T 1 ist an der Oberfläche noch kein Gegenstück bekannt.

Übereinstimmung zwischen Untergrund und Oberfläche herrscht weiterhin im Abschnitt Coniac bis Maastricht, der die Gießhübler Mulde im wesentlichen flankiert und der sich in einige verhältnismäßig geringmächtige und faunistisch typische Abschnitte gliedert.

Die Basis bildet Coniac-Santon mit einem etwas unbeständigen, grauen, massigen Arenitkomplex, gegen unten zu stellenweise auch grobklastisch. Feinere Typen zeigen gelegentlich Verkieselung (W Sittendorf). Bezeichnend ist der Reichtum am Biodetritus (Crinoiden, Bryozoen, Lithothamnien, Inoceramenteile, sandschalige Foraminiferen usw.), aber auch an Bioturbation. Altersbestimmend sind Actaeonellen (Tenneberg NW Gießhübl) und einige Globotruncanen (u. a. *Glt. concavata*). Reiche Globotruncanenführung liegt in den allerdings sehr seltenen mergeligen Abschnitten vor (vgl. B. PLÖCHINGER, 1973, S. 477). Wo das Liegende dieses Schichtgliedes Turon mit feinerklastischen Elementen bildet, ist die Unterscheidung dazu schwer.

Das Campan vertritt als Sandardelement geschichteter, bunter (meist grünlichgrauer, roter bis violettroter) an Globotruncanen reicher Mergelkalk (*Glt. elevata elevata* und andere Campanformen), stellenweise mit Gehalt an Lokalschuttlagen. Letztere treten vor allem im Raum Gießhübl in den Vordergrund. Westlich Sittendorf begleitet den bunten Mergelkalk im Hangenden ein ziemlich beständiges Konglomeratband mit sowohl lokalem kalkalpinem als auch etwas exotischem Material (Quarzporphyr) in roter, vermutlich terrestrischer Matrix.

Mit oder ohne diese Einschaltung geht die Schichtfolge weiter mit Mergelkalken, in stärkerem Maß unterbrochen oder (Gebiet Gießhübl) nahezu ersetzt von Brekzienmassen aus Lokalmaterial (überwiegend Hauptdolomit). In der Mikrofauna sind stellenweise noch Elemente des Campan vorzufinden, teils liegt nur Maastricht vor (*Glt. stuarti* und andere Maastrichtformen) *).

An bestimmten tektonischen Positionen, vor allem in der verfalteten und verschuppten Vorzone der Gießhübler Paleozändepression (W Sittendorf,

*) Im Gemeindesteinbruch Gießhübl liegt über Hierlatzkalk Oberkreide, gliederbar in zwei Horizonte: unten Grobkonglomerat mit Lokalgeröllen und etwas Quarzporphyr in roter Matrix (Nachweis von Campan an der Oberkante), darüber massige, kalkig gebundene Brekzie, basal mit Jura- und Rhätblöcken. Gegen oben nimmt bei abnehmender Größe der Komponenten Hauptdolomit überhand. Braungelbe Mergellagen führen eine Maastrichtfauna.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

N Gießhübl, Schönkirchen T 11), setzt sich die Schichtfolge fort mit grauen, grünlichen und roten, harten Mergeln und Karbonatareniten, die bei ziemlicher Fossilarmut entweder Sandschaler oder Einzelformen von Maastrichtglobotruncanen enthalten. Spärliche Globigerinenbruchstücke erwecken bereits Verdacht auf Dan-Paleozän. Im Nannoplankton wurde nur Maastricht nachgewiesen. Die Oberkreideformen könnten auch umgelagert sein.

Die Oberkreide bildet an der Oberfläche meist einen morphologisch gut ausgeprägten Zug, vor allem wenn derselbe von den weicheren Schichten des Cenoman einerseits und des Paleozän andererseits begleitet wird. Es fällt dabei im Vergleich zum ruhigeren, weniger gestörten Paleonzänverlauf eine intensivere Verfaltung und Störung und auch im Streichen stärkere Verbiegung auf (vgl. Karte, vor allem Raum Sittendorf). Eine direkte Diskordanz konnte zwischen Coniac-Santon und Dolomitbrekzien des Maastricht-Paleozän im Dornbachgraben 1,7 km N Heiligenkreuz beobachtet werden. Das Campan fehlt an dieser Stelle und ist in Form von Geröllen in der Dolomitbrekzie enthalten. (Hingegen ist eine Diskordanz zwischen Santon und Campan — B. PLÖCHINGER, 1963 — in dem nunmehr als Coniac-Santon gedeuteten Steinbruch Mitterwäldchen nicht abzuleiten.) Auch an anderen Stellen greift Maastricht-Paleozän direkt auf vorsenone, aber auch voroberkretazische Schichten über; wie im Raum N und NW Gießhübl, aber auch in Schönkirchner Bohrungen (Sch T 38, Sch T 42), wo jedoch Transgressionsvorgänge bis in mittlere Paleozän zu verfolgen sind. Diese sind schließlich verantwortlich für die reichlichen Umlagerungen von Oberkreide ins Paleozän, die bei mangelnder oder nicht erfaßter autochthoner Tertiärfauna vor allem auf Grund von Globotruncanen und Orbitoiden Oberkreide vortäuschen können.

Tertiär. Das Paleozän füllt in einer Mächtigkeit bis über 800 m eine von Hainfeld bis mindestens Prottes reichende, markante Depressionszone vor der Stirne der Ötscherdecke aus. Schichtfolge und Bau dieser Depressionszone konnte in zahlreichen Bohrungen der Gebiete Breitenlee, Aderklaa, Schönkirchen und Prottes untersucht und das Gliederungsschema für die Oberfläche herangezogen werden.

In den Bohrprofilen von Aderklaa läßt sich eine Dreiteilung durchführen: Der tiefere Anteil ist gekennzeichnet durch eine Wechselfolge von roten und grünlichgrauen Ton- und Mergelschiefern sowie überwiegend Quarzareniten mit gelegentlichen Lokalschutteinstreuungen (= untere quarzreiche, bunte Serie). Der mittlere Abschnitt enthält dunkelgraue Mergelschiefer und Kalkarenitlagen sowie einen markanten, an Lithothamnien reichen Brekzienhorizont (= graue, karbonatreiche Serie). Darüber folgt, allerdings zurücktretend, wieder eine Folge von roten und grünlichgrauen Peliten und von Quarzareniten (= obere quarzreiche, bunte Serie). In Schönkirchen ist die angeführte untere Serie rudimentär und setzt wie die mittlere erst in einer tieferen Muldenposition ein. Die obere hingegen stellt den Hauptanteil der Schichtfolge. Sie ist sehr reich an Sandstein, wobei auch gröbere Einschüttungen aus lokalen, aber auch fremden Ein-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

zugsbereichen zu verzeichnen sind. Die Tonschiefer sind überwiegend grünlichgrau.

Die Schichtfolge von Gießhübl stimmt mit der von Aderklaa lithologisch und paläontologisch überein. Auch hier wird eine untere quarzreiche von einer karbonatreichen Serie überlagert. Letztere enthält auch Züge von Lithothamnienbrekzien (Herzogberg, W Eichberg, Sparbacher Tiergarten, E Heiligenkreuz). Stellenweise folgt darüber eine höhere, quarzreiche Serie, wie im Sparbacher Tiergarten, W Heiligenkreuz (Priefamtann) und Mayerlinger Kirchenwald. Letztere beide Vorkommen wurden von H. FOBER, 1971, beschrieben und die Zugehörigkeit des Kirchenwaldes zur flyschoiden Gosau nahegelegt, nachdem B. PLÖCHINGER, 1970, darin aufgeschürften Flysch vermutete.

Auf Grund dieser Übereinstimmung im Paleozän zwischen Oberfläche und Untergrund ist es zweckmäßig, den von B. PLÖCHINGER, 1963, geprägten Begriff „Gießhübler Schichten" für beide Gebiete zu verwenden, wobei eine Dreigliederung in untere, mittlere und obere Gießhübler Schichten, entsprechend der vorhergenannten Einteilung in untere, quarzreiche, bunte — karbonatreiche, graue — und obere, quarzreiche Serie vorgenommen werden kann. Paläontologisch dekken sich nach den neben Sandschalerfaunen vorhandenen Globigerinen und der Nannoflora die unteren Gießhübler Schichten mit dem Dan-Mont, die mittleren Gießhübler Schichten auf Grund des Einsetzens spezifischer Globorotalien und des *Fasciculithus involutus* mit dem Thanet und die oberen Gießhübler Schichten, zumindest im Gebiet Priefamtann und Kirchenwald nach H. FOBER, 1971, S. 110—116 u. 155, auf Grund von Globigerinen, Globorotalien, Assillinen und Nannofossilien mit dem Ilerd. In Aderklaa und Schönkirchen konnte allerdings ein Zeitabschnitt höher als Thanet nicht festgestellt werden.

Die Grenzen zwischen den drei Abschnitten sind infolge lithologischer Rekurrenzen oft unscharf. Bei den Peliten sind an der Oberfläche die Verwitterungsfarben in Rechnung zu stellen.

b) Mittlere und Höhere Anteile

In Betracht stehen hier die Ötscher-Decke und das höhere Kalkalpensystem.

Perm, U.-Trias. In der Ötscher Decke und im höheren Kalkalpensystem wurden bisher im Permoskyth nur die eng mitsammen verknüpften Standardentwicklungen — grüne und violette Tonschiefer einerseits, graue Dolomit-Anhydrit-Komplexe andererseits — erbohrt. Als typisches Haselgebirge sind sie mit A. TOLLMANN, 1964, eher dem Perm zuzuschreiben. Übereinstimmung mit der Oberfläche mag in der größeren Mächtigkeit der Anhydrite in den höheren Einheiten herrschen (vgl. B. PLÖCHINGER, 1967, S. 15).

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Die Mitteltrias im erbohrten Nordabschnitt der Ötscher-Decke (Schönkirchen, Prottes, Ebenthal) gleicht in Mächtigkeit und Ausbildung vollständig der am Rand des Wiener Beckens im Raume Hinterbrühl: Gutensteiner Kalke (basal zum Teil dolomitisch bis anhydritisch), Reiflinger Schichten mit der Abfolge von dunklen, dann helleren Hornsteinkalken und schließlich dunkle Tonschiefer von Partnachtyp mit dunklen Kalklagen. Dieser Beckenfazies steht weiter südwestlich (Himberg, Laxenburg) die Wettersteinfazies gegenüber, die obertags im Lindkogelmassiv ersichtlich ist, ansonsten an den von der Ötscher-Decke gebildeten Beckenrand nicht mehr herantritt. Die beiden Bohrungen bestätigen somit den Trend zu einer Plattformentwicklung von der Lunzer Fazies weg zur Rohrer- bzw. Triestingfazies (A. TOLLMANN, 1972, S. 189). Das Hineinreichen der mächtigen, mitteltriadischen Wettersteinfazies der Schneebergdecke in das Becken zeigt die Bohrung Tattendorf 1 an.

In der Obertrias setzt sich die Konformität zwischen den nördlichen Anteilen der Ötscher-Decke von Schönkirchen und dem Beckenrand bei Hinterbrühl fort:

Das Karn wird jeweils von Lunzer und Opponitzer Schichten gebildet. Die Lunzer Schichten sind noch in südlicheren Anteilen (Himberg 1, Laxenburg 2) vorzufinden, die Opponitzer Schichten gehen im hangenden Sedimenttyp auf. In Laxenburg 2 ist ein dunkler, dolomitischer und kalkiger Komplex über den Lunzer Schichten eng mit einem Megalodontenkalk verknüpft (Äquivalent des Vöslauer Megalodus-Dolomits nach H. ZAPFE, 1950). In den höheren Kalkalpendecken von Zwerndorf—Baumgarten dürfte das Karn mit körnigen, grauen Dolomiten eines riffnahen Ablagerungstyps vergleichbar sein mit dem Sockel der mächtigen Dachsteinkalkmassen der Kalkhochalpen, in dem neben Mitteltrias ebenfalls Karn stecken könnte.

Im Nor läßt sich infolge der in den Bohrungen vorliegenden kontinuierlichen Gesteinprofile sehr gut die an der Oberfläche bekannte Faziesabfolge mit Überwiegen von Hauptdolomit im Norden (Schönkirchen, Raasdorf, Breitenlee), Einsetzen von Dachsteinkalk gegen S, Ersatz immer tieferer Hauptdolomitanteile durch denselben (Laxenburg) und schließlich alleinige Vertretung desselben bei Anzeichen einer Riffnähe in den höheren Kalkalpendecken (Zwerndorf—Baumgarten) wiederfinden, ebenso die mit dieser Anordnung einhergehende Mächtigkeitszunahme. Die in den Cuttingprofilen des Hauptdolomits der Ötscher-Decke von Schönkirchen zum Ausdruck kommende Helligkeitsabfolge von einer dunkleren Basis zu einem helleren Mittelteil, die im Kontrast zur bereits angeführten, weit wechselvolleren Beschaffenheit im Frankenfels-Lunzer System steht, konnte auch im Raum Mödling—Gaaden, wo eine mikrofazielle und chemische Erfassung dieser Erscheinung im Flusse ist, beobachtet werden. Ebenso im Gebiet Kaumberg, hier samt Einschaltung grüner Tonlagen im untersten Teil, wie sie im Untergrund von Schönkirchen auftreten. Auf die dunkle

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Beschaffenheit der Basis sowie die hellere Farbe des mittleren Teiles des Hauptdolomites der Ötscher-Decke im Bereich Unterberg—Furth machte W. STEINHAUSEN, 1959, S. 100, aufmerksam. Im oberen Teil, gegen das Platten-Dachsteinkalk-Niveau, stellt sich allgemein wechselvollere Beschaffenheit wieder mit dunkleren Abwandlungen ein.

Wenn auch das Rhät in der Ötscher-Decke und in den höheren Kalkalpendecken im Dachsteinkalk steckt, findet sich Kössener Fazies doch noch im Südteil der Ötscher-Decke (Laxenburg 2). Von Interesse sind hier Anklänge an die Starhembergfazies.

Jura. Im erbohrten Jura der Ötscher-Decke (nur südlichere Anteile bekannt) ist die Fazies allgemein durch größere Sedimentmächtigkeiten, durch mehr pelitischen Einfluß (häufig Graufazies) und oft wenig differenzierte Mikrofazies gekennzeichnet. Sie steht damit im Gegensatz zu der im Jura der vorderen Einheiten, wenn man von deren liasischen Beckenentwicklungen absieht, und schließt sich eng an die der Ötscher-Decke der Oberfläche an. Im Liasabschnitt der Bohrung Laxenburg 2 folgt auf eine Enzesfelder Entwicklung eine sandig-kalkig-mergelige Graufazies, wie sie etwa bei Hernstein, im Piesting- und Dürnbachtal auftritt. Möglicherweise reicht diese Fazies in den Dogger. Die Bohrung Wittau T 1 enthält über einer derartigen Ausbildung eine mächtige Radiolaritfolge des Malm, bunt und grau und reich an Peliten, sowie eine mächtige graue, kalkig-mergelige, gelegentlich Hornstein führende Folge vom Typ der Oberalmer Schichten (Beckenfazies nach A. FENNINGER und H. L. HOLZER, 1972). Diese Fazies wurde auch in Tallesbrunn, Glinzendorf und Himberg angetroffen. Stellenweise spielen in stärkerem Maße klastische Lagen vom Seichtwassertyp der Tressensteinkalke in diese Entwicklung. Sie finden ihr Gegenstück bei Hirtenberg an der Triesting (B. PLÖCHINGER, 1957). Als Vergleichsgrundlagen für den Jura der Ötscher-Decke im allgemeinen werden die Studien im Mandlinggebiet von H. SUMMESBERGER sowie im Anningergebiet von B. PLÖCHINGER (Bericht in Arbeit) anzusehen sein*).Wie an der Oberfläche fehlt Jura in den höchsten Kalkalpendecken.

Oberkreide-Tertiär. Auf südlicheren Anteilen der Ötscher-Decke (Streifen Tallesbrunn, Gänserndorf, Markgrafneusiedl, Glinzendorf) liegt eine mächtige limnische Oberkreide. Es handelt sich teilweise um Senon. Übereinstimmung in zahlreichen lithologischen Details mit dem Turon des Gießhübler Bereiches ergeben aber auch die Möglichkeit einer tieferen Einstufung. Mit den zwei sich abwechselnden Hauptsedimenttypen — einer grauen, mergeligen, kohligsandigen, auch kohlig-kalkigen Variante und einem sandig-grobklastischen, an Hornsteinen und Exotika (Quarzporphyr) reichen, von rotem terrestrischem Material begleiteten Komplex — sind sie bis in Einzelheiten mit

*) Während der Drucklegung dieser Arbeit erschien von B. PLÖCHINGER eine Darstellung des kalkalpinen Wienerwaldes unter Berücksichtigung des Anninger. In: Der Wienerwald. Sammlung Geolog. Führer, Bd. 59, Borntraeger, Berlin—Stuttgart 1974.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

nicht marinen Vorkommend, beginnend vom Miesenbachtal bis in das Gebiet von Mariazell, aber auch mit Abschnitten der Kohlenserie von Grünbach vergleichbar (Beschreibungen E. ERKAN, 1970, und B. PLÖCHINGER, 1967). Marines Maastricht erbrachte Laxenburg 1. Es ist vermutlich mit der von B. PLÖCHINGER, 1967, angeführten Gosau bei Hirtenberg zu verbinden.

Ein Element, das hinsichtlich der Fazies und der tektonischen Position die Stirnbereiche der Ötscher-Decke am Beckenrand und im Untergrund verbindet, sind Brekzienmassen, Karbonatarenite und meist grünliche, globotruncanenreiche Mergelkalkeinschaltungen des Campan-Maastricht. Sie setzen im Gebiet Prottes über Hauptdolomit ein und kappen gegen die Stirne zu mächtiger werdend immer tiefere Schichtglieder. Die Brekzien führen meist Hauptdolomit. Das Gegenstück an der Oberfläche sind die Brekzien, die an der Stirn der Ötscher-Decke im Gebiet des Hundskogels, des Pachnerkogels und Mödlinger Kirchwaldes meist in inverser Lage den Gutensteiner Kalken aufruhen, im ersteren Vorkommen aus Komponenten von Gutensteiner Kalken bestehend, in den beiden letzteren, weit mächtigeren Komplexen überwiegend aus Hauptdolomit. Dort unterlagern die Brekzien campane bis santone Mergel. Detaillierte Beschreibungen siehe bei B. PLÖCHINGER, 1963, S. 478. Die dort als Paleozän und Dan bezeichneten Abschnitte gehören bereits den von der Ötscher-Decke überschobenen mittleren Gießhübler Schichten an.

3. Grauwackenzone

In den Bohrungen liegen zwei Gesteinstypen vor, die mangels eindeutiger paläontologischer Belege nur auf lithologischer Basis zu deklarieren sind. Ein Typ (Breitensee, Fischamend) entspricht mit seinen dunklen Schiefern und Quarzwacken dem Karbon, wie es im Gebiet nördlich des Semmering aus der Veitscher Decke bekannt ist (H. P. CORNELIUS, 1952, S. 43), der andere (Rauchenwart, Enzersdorf, Eckartsau, Engelhartstetten) mit seinen dunklen Kalkschiefern und Schiefer-Kalk-Laminationen ist am ehesten in den Schichtverbänden des Grazer Paläozoikums wiederzufinden.

4. Zentralalpine Zone

Im Gebiet Weigelsdorf, Götzendorf, Maria Ellend, Orth weist die Gesteinszusammenstellung und die leichte Metamorphisierung zum Semmering-Mesozoikum (vgl. E. KRISTAN und A. TOLLMANN, 1957). Sie besteht aus dunklen, vermutlich mitteltriadiadischen Kalken und Dolomiten, einer typischen Keuperfolge mit bunten Schiefern, Dolomiten und grünen, zum Teil grobkörnigen Quarzitlagen und fossilführenden Kössener Schichten, in die noch Keuperfazies hineinspielt. Dazu tritt vermutlich kalkig-sandiger Lias (Spiculen).

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

5. Karpaten

Nach dem derzeitigen Informationsstand ist nicht zu entscheiden, ob sich in den obigen, unter Zentralalpin angeführten Schichten nicht Anteile der karpatischen Mantelserie verbergen.

Immer wieder erhebt sich das Pro und Kontra zur Verbindung von Krizna-Decke und Frankenfelser Decke (u. a. S. PREY, 1965, A. TOLLMANN, 1971). Daß zumindest von fazieller Seite kein Hindernis für ein Pro vorlieg, sollen folgende Gedanken nahebringen:

Die in der Obertrias der nördlichen Kalkalpenzone erwähnten und in den Bohrungen schärfer gefaßten Keupereinflüsse, unterstützt von der sichtlichen Mächtigkeitsabnahme des Hauptdolomites gegen Norden, erschließen die Möglichkeit, daß bei Vorhandensein nördlicherer Kalkalpenanteile diese bereits echten bunten Keuper enthielten. Unter diesem Aspekt wäre der fazielle Sprung des randlichen Kalkalpenanteiles zur Krizna-Decke nicht weit. Eine gemeinsame tektonische Grenze würde schräg in den festlandnäheren Teil des obertriadischen Ablagerungsraumes hineinschneiden, wie es ja auch der Wandel der Obertriasfazies von Hauptdolomit in den Radstätter Tauern zu Keuper im Semmering-Mesozoikum in derselben tektonischen Großeinheit vorexerziert.

Im Lias sind beide Faziestypen des Frankenfels-Lunzer Systems des Wiener Bereiches wiederzufinden: Die Vysoka-Serie enthält die Schwellenfazies (sandiger Crinoidenkalk), die allerdings erst im Strazov-Gebirge gut vertretene Zliechov-Serie die Beckenfazies(dort Fleckenmergelkalke). Die Ausbildung der jüngeren Schichten bis zum Sedimentationsschluß im Cenoman stimmen mit der des alpinen Vergleichsobjektes überein.

In den Kleinen Karpaten und deren nordöstlicher Fortsetzung liegt über der Krizna-Decke faziell eine Situation analog der Faziesentwicklung in der Ötscher-Decke vor, allerdings in tektonischer Umkehr der Reihung. Diese Situation wurde von J. BYSTRICKY und M. MAHEL, 1970, präzisiert: Einer Choc-Decke in Biely-Vah- (= Lunzer) Fazies (Melaphyrserie, Gutensteiner Kalke, Reiflinger Kalke, Lunzer und Opponitzer bzw. Carditaschichten) folgt die Veternik-Decke und Havranica-Decke mit mächtiger Plattformfazies in der Mitteltrias, überlagert von geringmächtigen Lunzer Schichten, Hauptdolomit und Dachsteinkalk. Beide Autoren bezeichnen die höheren Decken als gemeride Einheiten. A. TOLLMANN, 1972, S. 191, sieht in ihnen eher die Triesting-Strazov-Fazies representiert und nicht gemeride bzw. kalkhochalpine Fazies.

Als Gegenüberstellung zur Oberkreide-Paleozän-Entwicklung der Gießhübler Mulde und der Gosau auf der Ötscher-Decke sei hier kurz die Schichtfolge der Brezova-Depression nach der Darstellung von J. SALAJ und O. SAMUEL, 1966, bzw. D. ANDRUSOW und O. SAMUEL, 1973, skizziert: Der Trias der Nedzov-Serie lagert Coniac mit einem Basalkonglomerat mit Kalkkomponenten, Exotica und

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

roter Matrix auf. Es kann lateral in arenitische oder konglomeratische Kalke übergehen. Es folgt blaugrauer Mergel des Coniac, eine 200 m mächtige flyschartige Serie des Santon, bunte globotruncanenreiche Mergel und Mergelkalke des Campan, ferner im Obercampan-Maastricht Mergelkalke, Inoceramenmergel, Kalkarenite und Konglomerate (Lokalschüttungen). Bezeichnend darin ist Inoceramen- und Orbitoidenreichtum. Das obere Maastricht enthält Flyschfazies mit exoticaführenden Konglomeratlagen. Im Südteil der Brezova-Depression ruht dem Maastricht transgressiv Paleozän auf, im Nordteil herrscht kontinuierlicher Übergang. Nach O. SAMUEL (in: D. ANDRUSOW, O. SAMUEL, 1973) reicht die Schichtfolge (Myjava-Gruppe in der Povazie-Hanusovce-Zone) vom tieferen Paleozän bis in das obere Eozän und besteht aus flyschartigen Sandstein-Mergelfolgen, tiefer auch Konglomeraten und organogenen Kalken (zum Teil algenreiche Riffkalke).

D. TEKTONISCHE VERGLEICHE

1. Kalkalpennordrand und tiefere Kalkalpenanteile

Zwei Schnitte (Taf. 2A, B) sollen die Grundzüge des Baues und die Analogien zwischen Oberfläche und Untergrund wiedergeben. Für den Untergrund wurde der gut erschlossene Raum Aderklaa *) gewählt, stellvertretend auch für das Gebiet Breitenlee und im weiteren Sinne Schönkirchen. Von hier liegt ein Schnitt in A. KRÖLL und G. WESSELY, 1973, vor. Eine tektonische Übersicht für den Teil Prottes ist in Tafel 3 (Schnitt C) ersichtlich. (Der Verlauf aller Schnitt ist in Abb. 1 und Taf. 1 angegeben.)

Das Kennzeichen der Kalkalpenüberschiebung am Rand und im Untergrund des Wiener Beckens ist ihre starke Versteilung bis Rücküberkippung, mit der auch Rücküberschiebungen einhergehen. Diese Tendenz, die bis zu der der Gießhübler Mulde vorgelagerten Antiklinalzone anhält, wird von G. ROSENBERG, 1965, S. 116, als Reaktion auf den Fortbestand einer Nordwestdriftkomponente im tieferen Untergrund über den Anschub hinaus erklärt. Sie findet ihre Analogien in den Karpaten, wo die Kontakte Flysch zu Klippenzone und Klippenzone zu Zentralkarpaten südvergenten Charakter haben (D. ANDRUSOV, 1968, S. 144) und die Rückbewegungen stellenweise als jung (savisch) datierbar sind (u. a. A. BIELY, J. BYSTRICKY, 1968).

Im Untergrund des Wiener Beckens wurde die Rücküberkippung der Kalkalpengrenze und der nördlichen Kalkalpenelemente durch Lagerungsanalyse und Meßdaten ersichtlich.

Im Frankenfels-Lunzer System, unter welchem Begriff der Abschnitt zwischen Kalkalpenstirn und Gießhübler Mulde zusammengefaßt wird, erbrachten die Bohrungen die Bestätigung der bereits an der

*) In dem Schnitt B sind die Profile der in Klammer gestellten Bohrungen seitlich hineinprojeziert. Davon erreichte Aderklaa 82 eine Endtiefe von 3610 m, Aderklaa 85 eine von 4474 m.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Oberfläche sichtbaren Konstanz in der Erstreckung bestimmter struktuller Elemente (Taf. 1)

Die vorderste Zone allerdings (nach der herrschenden Liasausbildung Kieselkalkzone bzw. nach G. ROSENBERG, 1965, Vorzone genannt) ist zufolge ihrer Stirnposition unbeständig vertreten. An der Oberfläche ist sie im dargestellten Abschnitt gut entwickelt, wenn sie auch eine tektonische Mega Brekzie (G. ROSENBERG, 1952, S. 31) darstellt. Im Gebiet Aderklaa ist sie offensichtlich wie auch die „Randantikline" abgeschert. Dagegen vervollständigt sich der Frontkörper wieder gegen Schönkirchen, wie dies die Kieselkalkentwicklung in Bockfließ zeigt. Für den Nachweis der Randantikline, deren stratigraphische Bindung an die Kieselkalkzone unter Vermittlung des Rhät G. ROSENBERG, 1965, S. 142, wahrscheinlich machte, fehlen im Untergrund noch Aufschlüsse.

Ein an der Oberfläche konstant verfolgbares Element ist der Südstrang nach G. ROSENBERG, 1965, der sich als Muldenzone an die Randantikline südostwärts anschließt. Die Beckenentwicklung des Lias wechselt eben in diesem Strang zu einer Schwellenentwicklung (u. a. G. ROSENBERG, 1965, S. 125), so daß die Juramächtigkeit stark schwindet. Die Muldenfüllung enthält daneben Neokom und als wesentliches Element Oberapt-Alb-?Untercenoman. Der Bau der Mulde ist infolge der stärkeren Verformbarkeit der Füllung sehr stark gestört und schwer rekonstruierbar. Auffällig am Verlauf des Südstranges ist die fast völlige Konformität mit der Höllensteinantikline auch entlang markanter Querstrukturen. Dies spricht für eine bereits in der Anlage benachbarte Position beider Zonen, die ja als Vertreter von Frankenfelser Decke einerseits und Lunzer Decke andrerseits angesehen werden. Möglicherweise ist die Trennlinie zwischen Südstrang und Höllensteinantikline durch das verschieden starre Verhalten der Materialien beider und durch den Südschub nur eine überbetonte Grenze zwischen Mulde und Antiklinale. Mit dieser Frage hängt eng die Problematik der Deckentrennung im südwestlich anschließenden Bereich bis Hainfeld zusammen, wie sie R. LEIN, 1970, aufrollte. Demnach wird der Abschnitt Hainfeld—N Alland vor der Ötscher-Decke von einer einzigen Decke eingenommen. Der Schlüssel, wie diese Decke zuzuordnen ist, liegt im Gebiet Hainfeld in einer detaillierten Erfassung des Zusammenhanges mit der Frankenfelser und Lunzer Decke von den Typbereichen her und der Verfolgung des weiteren Verlaufes vor allem in Beziehung zur Gießhübler Depression. Im Untergrund des Wiener Beckens erbohrte u. a. Aderklaa 85 offensichtlich den Südstrang und die Höllensteinantiklinale (Taf. 2). Eine Deckentrennung wird hier nicht angenommen. Wenn man die tiefgreifende Albmulde von Reyersdorf—Matzen (Schnitt in A. KRÖLL und G. WESSELY, 1973) ebenfalls mit dem Südstrang vergleicht, was positionsmäßig und faziell vertretbar wäre, so ist eine stratigraphische Bindung an die südlich anschließende Antiklinale erwiesen. Diese wird hier vom öl- und gasführenden Reyersdorfer Dolomitkörper gebildet, der dann Höllenstein- und Teufelsteinantiklinale vereinigen

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

dürfte. In dieser Situation wird die zusammenfassende Bezeichnung Frankenfels-Lunzer System, die sich mit dem Begriff „Randkette" nach L. KOBER, 1911, deckt, einer Aufgliederung in Lunzer und Frankenfelser Decke nach L. KOBER, 1912, vorgezogen.

Die Gegenüberstellung der Höllensteinantiklinale im Oberflächenabschnitt mit der von Aderklaa zeigt, daß der Antiklinalkern hier jünger und schmäler ist. So konnte Kagran T 1 unter zerschertem Südstrang die südwärts überkippte Antiklinale durchbohren und in den inversen Schenkel der Flösselmulde eindringen. Die Flösselmulde von Aderklaa (u. a. Aderklaa 86, Aderklaa 91) ist dimensionsmäßig und faziell (z. B. Lias in Hierlatzkalkfazies) mit der Oberfläche korrelierbar, ebenso die überwiegend aus Hauptdolomit bestehende Teufelsteinantiklinale, die die Gaslagerstätte Aderklaa (u. a. Aderklaa 95) und Hirschstetten enthält. Die von der Oberfläche her über Aderklaa (Aderklaa 82) bis Schönkirchen verfolgbare komplizierte Jura-Neokommulden-Zone vor Einsatz der Paleozändepression, wird hier „Perchtoldsdorfer Muldenzone" genannt, um den Begriff Gießhübler Mulde nur für die Kreide-Paleozän-Depression freizuhalten und außerdem um der tatsächlichen geographischen Position beider Zonen gerechtzuwerden.

Die Teufelsteinantiklinale bildet am Rand und im Untergrund den Umkehrpunkt von nördlichen zu südlichen Neigungstendenzen der Strukturen. Das liegt wohl an dem bereits durch etwas größere Triasmächtigkeit starrerem Verhalten der Antiklinale. Sie scheint so das Widerlager sowohl der südgerichteten Bewegungen als auch der nordvergenten Aufschiebungstendenzen zu sein, die sich ab hier bemerkbar machen. Auf sie wurde bei der durchgeführten Ergänzungskartierung erhöhte Aufmerksamkeit gelegt. Zunächst sei klargestellt, daß der Oberkreidezug, der südlich des Teufelstein beginnt und bis in den Sparbacker Tiergarten E des Heuberges reicht, nur dem Zeitabschnitt Cenoman bis Turon angehört. Die Transgression kappt einen Teil des Südschenkels der Teufelsteinantiklinale und ergreift in einem Bogen auch die Flösselmulde (vorcenomaner Faltenbau). Die Schichten fallen gleichsinnig steil gegen SE ein und werden überschoben von einem Schubspan, bestehend aus Hauptdolomit (u. a. Predigerstuhl) bis Jura-Neokom. Auf diesem Span liegt Maastricht-Paleozän, das streckenweise direkt an die Überschiebungsbahn heranreicht (nachkretazischer bis nachpaleozäner Aufschub). Dieses der Gießhübler Hauptdepression vorgelagerte Maastricht-Paleozän bildet, stellenweise noch unterlagert von Campan bis Coniac (nicht Cenoman-Turon!) Einmuldungen, die teils entlang von älteren Strukturen verlaufen (Neokomzug Finsterer Gang), aber auch diese queren können (derselbe Neokomzug N Hotel Wassergspreng), um Anschluß an die Hauptdepression zu finden. Ein Flankenteil dieser Einmuldung wird zu einem weiteren Schubkörper und fährt auf die Füllung auf. Seine Fortsetzung gegen NE verdeckt die zuerst genannte Überschiebung auf das Turon und schließlich in flacher

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Lagerung den Turonzug selbst, um ihn einmal noch in Form eines Halbfensters freizugeben *). Gegen SW setzen sich diese Störungen bis in den Sparbacher Tiergarten fort.

Im Gebiet Breitenlee—Aderklaa existiert zwischen Teufelsteinaniklinale und Einsatz der Gießhübler Mulde eine Störungszone analog der nördlich Gießhübl. Dabei ist in einem Fall Cenoman mit Kappungsverhalten (Aderklaa 88), weiter südlich Coniac-Santon (Aderklaa 82) eingeklemmt. In derselben Position wurde auch durch die Bohrung Schönkirchen T 11 eine Einfaltung von Maastricht-Dan in größerem Ausmaß registriert (A. Kröll, G. Wessely, 1973, Abb. 6). Der Schuppenstil unter Einbeziehung von Oberkreide setzt sich hier noch unter dem Paleozän fort. Die steile Lage der Strukturen vor und unter der Gießhübler Mulde erklärt sich aus dem Abkippen derselben im Laufe der Sedimentation und durch die Auflast der Ötscher-Decke.

Westlich des Sparbaches gegen Sittendorf bis vor Alland ertrinken weite Teile der Teufelsteinantiklinale, Flösselmulde und vielfach auch Höllensteinantiklinale im meist mergeligen Cenoman. Der die Paleozändepression begleitende Oberkreidezug mit Turon bis Campan ist im Vergleich zum Gießhübler Raum ausgeprägter. Die Vorkommen sind, wie erwähnt, im Gegensatz zum Maastricht-Paleozän stärker verfaltet, dabei kommt neben Neokom nochmals Cenoman, jedoch in klastischer Ausbildung zum Vorschein.

Die Gießhübler Mulde stellt eine tiefgreifende Einsenkungszone vor bzw. unter der Front der Ötscher-Decke dar, von der nur der gleichsinnig unter die Ötscher-Decke fallende Schichtstoß bekannt ist. Vielleicht ist ihre Entstehung und Ausgestaltung kausal mit dem Vorrücken der Decke verbunden. Innerhalb der Depression können sich im Streichen sowie senkrecht dazu die Sedimentationsschwerpunkte ändern. Während Aderklaa mit Gießhübl zu korrelieren ist, verlagert sich gegen Schönkirchen zu der Schwerpunkt der Ablagerung auf jüngere Schichten, die hier auch gegen den Muldennordrand ausgreifen. Sowohl im Untergrund als auch an der Oberfläche wechseln im Streichen steile mit flachen Flankenlagen und dementsprechenden Schichtneigungen des Paleozäns. Verflachungen der Flanke zeigen sich z. B. um die Bohrung Schönkirchen T 48, weiters N Gießhübl (bereits sichtbar an der flachen Lagerung der Maastricht-Konglomerate) und im Gebiet Heiligenkreuz. Extreme Steilstellung bis Überkippung lassen die Schichten im Sparbacher Tiergarten erkennen.

In Aderklaa konnte auf Grund von Einfallsdaten und Schichtverdoppelungen die Existenz von Aufschiebungen nachgewiesen werden, die auch (Breitenlee 1) die Ötscher-Decke betreffen (nachpaleozäne Bewegungen)**).

*) In diesem Abschnitt der Teufelsteinantiklinale konnten W Perchtoldsdorf (Judengatter) erstmalig auch Lunzer und Opponitzer Schichten auskartiert werden.

**) In Prottes erschloß die Bohrung Prottes T 3 (in Taf. 3 in den Schnitt E zwischen T 8 und T 2 hineinzuprojizieren) eine Verdoppelung in der Kreide-Paleozän-Folge. Hier ist allerdings eine Störung der Ötscher-Decke nicht ersichtlich.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

An der Oberfläche gelang das bisher nicht. Wohl ist eine Querversetzung an gedrehten Einfallsrichtungen und Achsenlagen E Gießhübl (siehe Karte B. PLÖCHINGER, 1963) sichtbar. Der Kontakt des Paleozän mit der Überschiebung der Ötscher-Decke ist durch Versteilung gekennzeichnet (Autobahneinschnitt N Weißenbachkogl).

2. Mittlere und höhere Kalkalpenanteile

Die Ötscher-Decke hebt sich, abgegrenzt durch die Gießhübler Mulde, von den angeführten tieferen Kalkalpenanteilen durch ihre mächtigere, starrere und ruhiger gelagerte Schichtfolge ab (Taf. 2 und 3). Die Praxis erfordert noch die Zusammenfassung der Deckenelemente bis vor Einsatz der höheren Kalkalpendecken zum Begriff „Ötscher-Decke" im Sinne von L. KOBER, 1912 (die Bezeichnung „Ötscher-Decke s.s." ist mit dem Namen „Unterberg-Decke" — A. TOLLMANN, 1965 — ersetzbar).

Die Stirne dieser Decke wird bei Hinterbrühl und in Aderklaa von einer Zone mit Werfener Schichten gebildet. Der Frontabschnitt des Raumes Hinterbrühl zeigt eine intensive Verfaltung in die, den ursprünglichen Bauplan nur mehr erahnen lassend, neben Werfener Schichten kalkalpenfremde Schürflinge und Schollen von Gutensteiner Kalk eingebaut sind. Auf eine bestimmte Reihung letzterer machte bereits P. BECK-MANAGETTA, 1947, aufmerksam. Im wesentlichen ergibt sich dabei das Bild einer Stirneinrollung im Sinne von A. TOLLMANN, 1965, jedoch mit Verdoppelung. An den Deckenrand treten im E Werfener Schichten, später, ab dem Hundskogel, auch Gutensteiner Kalk, und gegen Westen zu Gosau, die in dieser Richtung an Mächtigkeit zunehmend, primär dem Gutensteiner Kalk aufliegt. Gosau, Gutensteiner Kalk und Werfener Schichten bilden eine steile bis inverse Folge, wie dies B. PLÖCHINGER, 1963, S. 495, darstellt. Ob dieser inverse Schenkel ein reduziertes aufrechtes Gegenstück besitzt, bleibt offen. Eine innere Schollenreihe von Gutensteiner Kalken wird durch den steil SW fallenden Weißenbachkogl vertreten. Durch eine Untersuchung des Geopetalgefüges an Kleingstropoden im dortigen Steinbruch ergab sich eindeutig ein Jüngerwerden nach N. Gleiche Lage zeigt das Wühlgefüge im südlich anschließenden roten Werfener Schiefer an. Damit liegt ein weiterer inverser Faltenschenkel vor. Dieser findet sein aufrechtes Gegenstück in der Schichtfolge des Gaumannmüllerkogls, der bereits Bestandteil der Hauptdeckenmasse ist. Vor allem rege Bautätigkeit im Raum Hinterbrühl—Maria Enzersdorf ermöglichte eine Abgrenzung der bereits bekannten (B. PLÖCHINGER, 1963) und die Lozierung weiterer Schurfmassen (i. S. G. HERTWECK, 1961), wobei neben Lias unter Umdeutung von Werfener Quarzit auch Keuper analog den Groisbach-Nöstacher Vorkommen (G. WESSELY, 1967) festgestellt wurde. Auch N Heiligenkreuz ist neben Lias Keuper zu verzeichnen. Andeutungen von Juraschürflingen derselben Art finden sich in gleicher Position in der Bohrung Laaerberg 1.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Im Gegensatz zur angeführten tektonisch reich gegliederten Stirnbildung ist der vordere Deckenabschnitt im Raum Schönkirchen einfach schräg zugeschnitten, so daß gegen oben zu immer jüngere Schichten an die Schubbahn herantreten und am Relief des Untergrundes Reiflinger oder sogar erst Lunzer Schichten die Stirne bilden. Dies könnte auf einen ursprünglichen Zuschnitt beruhen (vgl. A. TOLLMANN, 1965) oder aber ein Hinwegfahren höherer Komplexe über tiefere.

In extremer Form erfolgte ein Hinausfahren bis zur Lösung vom Hauptkörper, vielleicht bedingt durch dessen Flachlage, im Raum Alland — Heiligenkreuz. Hier liegen Schollen von Obertrias bis Malm (Lias in Zwischenfazies, wie sie auf S. 269 skizziert ist) auf Werfener Schichten (Dachsteinkalk-Jurascholle des Kalkberges) oder Paleozän-Oberkreide der Gießhübler Mulde (Hauptdolomit-Dachsteinkalkscholle des Hausruck und weitere bis zum Nordhang des Gr. Buchkogl verfolgbare Schollen von Dachsteinkalk bis Lias).

Die Gosau des Pachnerkogls findet ihr, wenn auch einfacher gelagertes Gegenstück in der Gosau von Prottes (Schnitt C, Taf. 3). Daß aber auch diese eine Stirnfunktion innehat, zeigt ein durch Prottes T 3 angetroffener verlorener Span an der Unterkante der Decke. An der Oberfläche sind stirnnahe Gosaureste bei Heiligenkreuz und Alland vor allem an den bereits erwähnten vorausgeglittenen Schollen haftend (u. a. Hausruck) wiederzufinden.

Die von H. KÜPPER und G. ROSENBERG, 1954, S. 32, dargestellte Gosau über Werfener Schichten in einer Bohrung bei Brunn ist möglicherweise als derartiges Stirnvorkommen zu deuten. Es ist dann nicht als Indiz einer vorgosauischen Hauptüberschiebung der Ötscher-Decke zu werten. Die Frage, ob und wieweit die Ötscher-Decke vor der Gosauzeit vorgewandert ist, ist von unserer derzeitigen Warte aus nicht zu beurteilen. Sicher ist, daß der hier in Betracht stehende Deckenteil im Untergrund und am Beckenrand frühestens im Maastricht durchriß und frühestens nach dem Oberpaleozän seine jetzige Position erreichte.

Der vordere Ötscher-Deckenkörper besitzt in Schönkirchen wie im Anningergebiet im Schnitt die Form einer Schüssel. Erst südlich erfolgt generelles Eintauchen, auch in den Bohrungen Gänserndorf T 1, T 2 (Taf. 3) sowie Laxenburg 2. Die Übereinstimmungen in Fazies und Struktur legen daher nahe, daß gemäß der tektonischen Zuordnung des Anninger auch dieser Teil des Ötscher-Deckensystems der Göller Decke im Sinne von A. TOLLMANN, 1966, S. 238, angehört. Der weitere tektonische Rahmen der Bohrung Laaerberg 1 ist im Schnitt zur geologischen Karte von Wien (F. BRIX, 1970) ersichtlich. Bemerkenswert ist hier, daß aus Mittel- und Obertrias, Malm und Campan bestehender stark verschuppter Komplex vorliegt, dessen Stellung noch offen ist.

Im Südteil der Ötscher-Decke stellt sich immer mehr eine Gemeinsamkeit in Form limnischer Oberkreidesedimente heraus, wie sie

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

im Streifen Tallesbrunn bis Glinzendorf erbohrt wurden sowie vom Miesenbachtal an entlang der Puchberg — Mariazeller Linie immer wieder vorkommen und damit ein tektonisches Leitelement an der Grenze zu den Decken der Kalkhochalpen markieren. Bestätigt wird diese Parallelisierung mit der Überschiebung dieser Oberkreide durch einen Salinarkomplex in Tallesbrunn (Taf. 3). Dahinter (Baumgarten) folgt ausgesprochen hochalpine Fazies in einer allerdings für diese Einheit im Vergleich zur Oberfläche sehr steilen Lagerung. Auch die Grauwackenzone in diesem Raum (Breitensee) setzt steil in die Tiefe.

3. Gedanken zur Verbindung alpiner mit karpatischen tektonischen Elementen

Der karpatische Kerngebirgsbau bedingt eine von den Alpen unterschiedliche Deckenverteilung. Eine gegenseitige Zuordnung ist oft nur mittels Faziesstudien in Angriff zu nehmen. Einige fazielle Fragen wurden auch hier bereits diskutiert. Etliches an Problemen zu lösen bleibt den Arbeiten im vermittelnden Stück des tschechoslowakischen Anteiles des Wiener Bekkens vorbehalten, ebenso einer intensiven Zusammenarbeit in den Grenzbereichen beider Staaten. Einiges ist jedoch bereits jetzt konkreter zu fassen.

Schichtverband, Fazies und Schichtmächtigkeit sowie das tektonische Verhalten der über der Krizna Decke liegenden Choc Decke der Kleinen Karpaten (Taf. 3, Schnitt D) lassen diese mit Anteilen der Ötscher-Decke vergleichen, die die Lunzer Fazies (Biely-Vah Fazies) enthält. Die darüber liegenden „gemeriden" Decken (Veternik und Havranica Decke) können, wie erwähnt, Anteile der Ötscher Decke in Triesting Fazies darstellen. Auf keinen Fall sind diese und die Choc Decke mit der im Wiener Raum als Frankenfels-Lunzer System ausgeschiedenen Zone zu vergleichen, deren Merkmale in Fazies und Mächtigkeit der Trias, und vor allem deren schwerpunktsmäßiger Gehalt an Jungschichten, mit ihrem Stil spezifischer starker Verformung, in Kontrast zu den erwähnten karpatischen Decken stehen.

Die Oberkreide-Paleozänschichten der Gießhübler Mulde werden demnach auf einer tieferen, die Brezova-Serie auf einer höheren tektonischen Einheit transgredierend angetroffen (Taf. 3), wobei eine Unterlagerung auch durch ein tieferes tektonisches System analog dem unter der Gießhübler Mulde nicht auszuschließen ist. Die den Transgressionsrand der Brezova-Serie bildende höhere tektonische Einheit überschiebt mit seinem alpinen Gegenstück die Gießhübler Mulde, wobei an der Stirne (Prottes, Pachnerkogl) der Ansatz zu einer Transgression ähnlich der bei Brezova vorliegt. Für wirklichkeitsgerechte Folgerungen daraus ist jedoch etliches an Untersuchungs- und Vergleichsarbeit abzuwarten. Es scheint, daß die vorliegenden Oberkreide-Paläogenablagerungen einem mehr oder weniger gleichen Sedimentationsraum angehören, dessen unterschiedliche

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Ausgestaltung der verschiedenzeitlichen Abfolge bestimmter tektonischer Vorgänge im Streichen zuzuschreiben ist.

Bei der Suche nach den höchsten Kalkalpendecken und der Grauwackenzone des Beckenuntergrundes in den Kleinen Karpaten ist dem Gegensatz Rechnung zu tragen, der zwischen dem Elevationcharakter der tatriden Kerne und der Depressionstendenz im Gebiet zwischen denselben und gegen die Alpen zu besteht und der beim Schub, bei der Akkumulation und der Erhaltung der Decken sicherlich zum Ausdruck kommt.

E. LITERATUR

ANDRUSOV, D.: Grundriß der Tektonik der nördlichen Karpaten. — Verlag d. Slow. Akad. d. Wissensch., Bratislava 1968.

ANDRUSOV, D., and SAMUEL, O.: Cretaceous-Paleogene of the West Carpathian Mts., Guide to Excursion E — Geol. Inst. of Dionyz Stur, Bratislava 1973.

BECK-MANAGETTA, P.: Geologische Beobachtungen in der Gießhübler Mulde bei Mödling. — Ak. Anzeiger, 8, Wien 1947.

BIELY, A., and BYSTRICKY, J.: Mesozoic of the Inner West Carpathians and the Klippen Belt. — Guide to Excursion 15 AC, Czechoslovakia. — Intern. Geol. Congr. XXIII. Sess., Prag 1968.

BRIX, F.: Der Raum von Wien im Lauf der Erdgeschichte, in: Naturgeschichte Wiens, Bd. 1, Wien—München 1970.

BUDAY, T., MAHEL, M., and Co-authors: Geological Map of Czechoslovakia 1 : 200.000, M-33-XXX, Gottwaldov; M-33-XXX-V, Bratislava—Wien, Praha 1963.

BYSTRICKY, J., und MAHEL, M.: Beitrag zur Stratigraphie der Trias d. Kl. Karpathen. — Geol. Zbornik. — Geologica Carpathica XXI- 1, Bratislava 1970.

CORNELIUS, H. P.: Geologische Karte d. Schneeberges und seiner Umgebung. — Geol. BA., Wien 1951.

CORNELIUS, H. P.: Die Geologie des Mürztalgebietes (Erläuterungen zu Blatt Mürzzuschlag 1 : 75.000). — Sonderbd. 4, Jb. Geol. BA., Wien 1952.

ERKAN, E.: Die exotischen Gerölle in der Gosaukreide der nordöstlichen Kalkalpen. — Diss. Phil. Fak. Univ., Wien 1970.

FENNINGER, A., und HOLZER, H. L.: Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 63. Bd., 1970, Wien 1972.

FOBER, H.: Die Aufschlüsse der Autobahn-Südumfahrung von Hochstraß bis Gießhübl (Nö.). — Diss. Phil. Fak. Univ., Wien 1971.

FUCHS, G.: Neue tektonische Untersuchungen im Rosaliengebirge. — Jb. Geol. BA., 105, Wien 1962.

GRILL, R., und KÜPPER, H.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien 1 : 75.000 (Ausgabe 1952). — Geol. BA., Wien 1954.

HERTWECK, G.: Die Geologie der Ötscher-Decke im Gebiet der Triesting und der Piesting usw. — Mitt. Ges. Geologie- u. Bergbaustud. in Wien, 12. Bd., Wien 1961.

JANOSCHEK, R., KÜPPER, H., und ZIRKL, E. J.: Beiträge zur Geologie des Klippenbereiches bei Wien. — Mitt. Geol. Ges., 47. Bd., 1954, Wien 1956.

KAPOUNEK, J., und HORVATH, Sz.: Die Bohrung Schönkirchen Tief 32 als Beispiel für den Aufschluß einer Lagerstätte im tiefen Anteil d. Kalkalpen. — Erdöl-Erdgas Zeitschr. 80, Wien—Hamburg 1964.

KOBER, L.: Untersuchungen über den Aufbau der Voralpen am Rande des Wiener Bekkens. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 4, H. 1, Wien 1911.

KOBER, L.: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. — Denkschr. Akad. Wiss. math.-natw. Kl. 88, Wien 1912.

KOLLMANN, H.: Ituvien (Itieriidae, Gastropoda) aus dem Wiener Raum. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 60. Bd., 1967, Wien 1968.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

KRISTAN-TOLLMANN, E.: Geologie der Hohen Wand und des Miesenbachtales (Nö.). — Jb. Geol. BA., Jg. 1958, 101. Bd., H. 2, Wien 1958.

KRISTAN, E., und TOLLMANN, A.: Zur Geologie des Semmering-Mesozoikums. — Mitt. Geol. u. Bergbaustud. Wien, 8. Bd., 1957.

KRÖLL, A., und WESSELY, G.: Neue Ergebnisse beim Tiefenaufschluß im Wiener Becken. — Erdöl-Erdgas Zeitschr., 89. Jg., Hamburg—Wien 1973.

KRYSTYN, L.: Die Oberbajocium- und Bathonium-Ammoniten der Klausschichten des Steinbruches Neumühle bei Wien (Österr.). — Ann. Nat. Hist. Mus., 76, Wien 1972.

KÜPPER, H.: Das Anningergebiet. — Verh. Geol. BA., Wien 1926.

KÜPPER, H.: Geologie von Wien. — Wien—Berlin 1965.

LEIN, R.: Zur Cenomantransgression im Raum von Alland (Nö.). — Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustud., 19. Bd., Wien 1970.

MARINER, F.: Untersuchungen über die Tektonik des Höllensteinzuges bei Wien. — Verh. Geol. BA., Wien 1936.

MAHEL, M.: Geologische Karte d. Kl. Karpaten 1 : 50.000. — Geol. Ustav. Dion. Stura, Bratislava 1972.

MAHEL, M., BUDAY, T., et al.: Regional Geology of Czechoslovakia. — Part 2, Prag 1968.

OBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. — Jb. Geol. BA., 106, Wien 1963.

PLÖCHINGER, B.: Zur Geologie der Umgebung von Hirtenberg a. d. Triesting. — Verh. Geol. BA., Wien 1957.

PLÖCHINGER, B.: Die Kreide-Paleozän-Ablagerungen in der Gießhübler Mulde zwischen Perchtoldsdorf und Sittendorf (Nö.). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 56. Bd., 1963, H. 2, Wien 1964.

PLÖCHINGER, B.: Geologische Karte d. Hohe-Wand-Gebietes. — Geol. BA., Wien 1964.

PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zur Geolog. Karte d. Hohe-Wand-Gebietes (Nö.). — Geol. BA., Wien 1967.

PLÖCHINGER, B.: Geologisch-geotechnische Karte d. Schwechattal-Lindkogl-Gebietes W Baden (mit Erläuterungen). — Geol. BA., Wien 1970.

PREY, S.: Vergleichende Betrachtungen über Westkarpathen und Ostalpen im Anschluß an Exkursionen in die Westkarpathen. — Verh. Geol. BA., Wien 1965.

ROSENBERG, G.: Die Bucht d. Langenberge zwischen Kaltenleutgeben und Sulz (Nö.). Ein Beispiel kalkalpinen Baues am Flyschrande. — Jb. Geol. BA., Bd. 104, Wien 1961.

ROSENBERG, G.: Übersicht über den Kalkalpen-Nordostsporn um Kalksburg (Wien und Nö.). — Verh. Geol. BA., Wien 1961.

ROSENBERG, G.: Der kalkalpine Wienerwald um Kaltenleutgeben (Nö. und Wien). — Jb. Geol. BA., Bd. 108, Wien 1965.

ROSENBERG, G.: Kammerstein (Ruine)—Bierhäuselberg (Nö.). — Verh. Geol. BA., H. 1/2, Wien 1965.

ROSENBERG, G.: Der westliche Höllensteinzug am Mödlingbach. — Jb. Geol. BA., Bd. 110, Wien 1967.

ROSENBERG, G.: Die Kalkalpenfront Mödlingbach—Dornbach (Nö.). — Jb. Geol. BA., Bd. 113, Wien 1970.

ROTH, Z.: Die strukturellen Beziehungen in der Grenzzone zwischen den Alpen und Karpathen. — Geol. Prace, Zpr. 42, Bratislava 1967.

SALAJ, J., und SAMUEL, O.: Foraminiferen d. Westkarpatenkreide. — Geol. Ustav. Dion. Stura, Bratislava 1966.

SAMUEL, O., and SALAJ, J.: Mikrobiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak. Carpathian Paleogene. — Geol. Ustav Dion. Stura, Bratislava 1968.

SPITZ, A.: Der Höllensteinzug bei Wien. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 3, Wien 1910.

SPITZ, A.: Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling- und Triestingbach. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 12, Wien 1919.

STEINHAUSEN, W.: Die Geologie d. Ötscher-Decke zwischen Unterberg und Furth (Nö.). — Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustud., 10, Wien 1959.

TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. — Verl. F. Deuticke, Wien 1963.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

TOLLMANN, A.: Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des „Haselgebirges". — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 5, Stuttgart 1964.

TOLLMANN, A.: Tektonische Karte d. nördlichen Kalkalpen, 1. Teil: Der Ostabschnitt. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 59. Bd., 1966, H. 2, Wien 1967.

TOLLMANN, A.: Geologie der Kalkalpen im Ötscher-Land als Beispiel alpiner Deckentektonik. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 58. Bd., 1965, Wien 1966.

TOLLMANN, A.: Der karpatische Einfluß am Ostrand der Alpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 64. Bd., 1971, Wien 1972.

VETTERS, H.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Wiener Neustadt. — K. K. Geol. R. A., Wien 1916.

WESSELY, G.: Geologische Kartierung im Raume Groisbach (mit Karte 1 : 10.000). — Unveröffentl. Firmenbericht, Wien 1964.

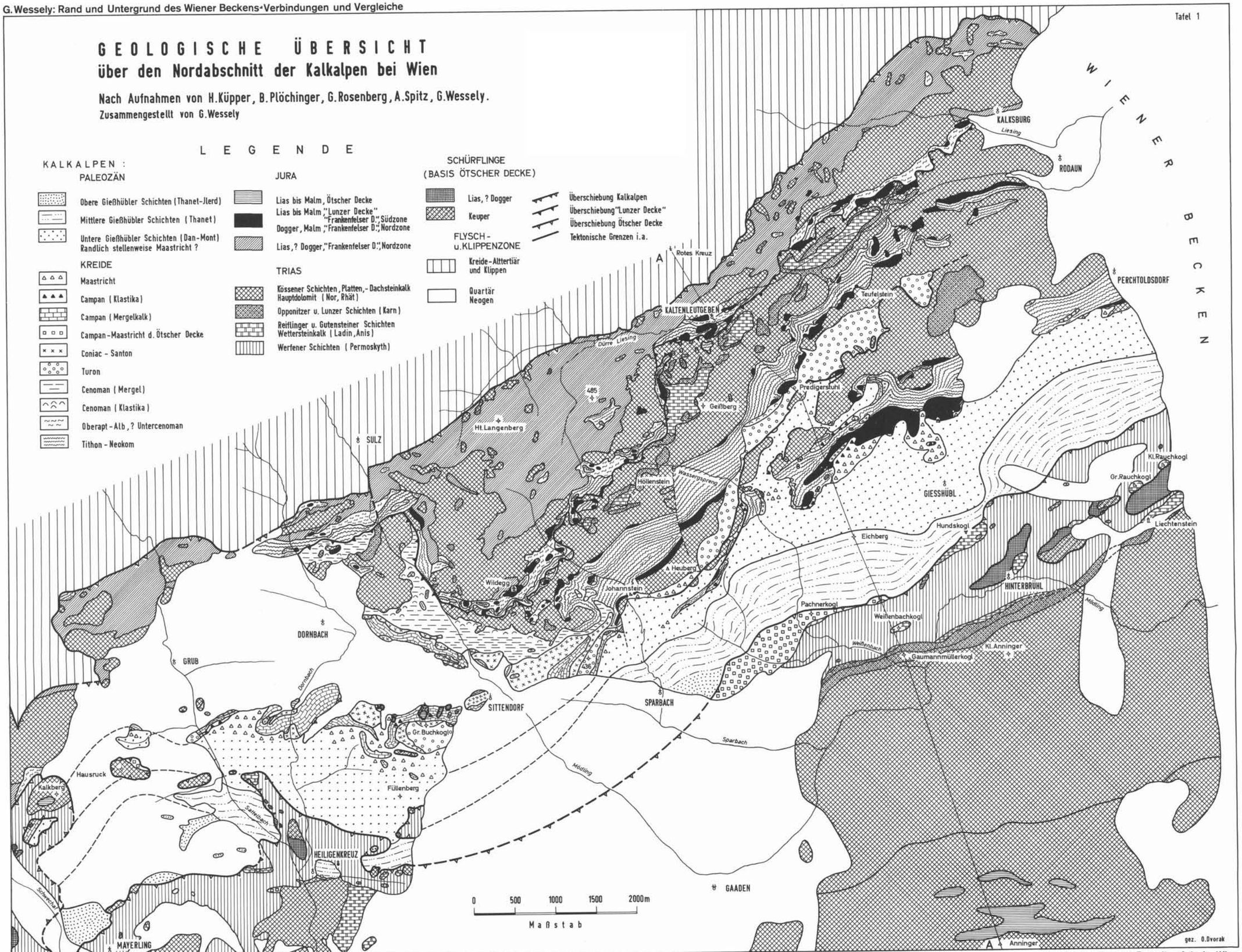
WESSELY, G.: Ein Fossilfundpunkt im Lias von Groisbach (Nö.) und seine geologische Stellung. — Verh. Geol. BA., H. 1/2, Wien 1967.

WIESENEDER, H.: Genesis und Speichereigenschaften des alpinen Hauptdolomites. — Erdöl-Erdgas Zeitschr., 84. Jg., H. 12, Wien—Hamburg 1968.

ZAPFE, H.: Megalodontiden aus der Obertrias des südlichen Wienerwaldes. — Anz. Österr. Ak. Wiss., math.-natw. Kl., 3, Wien 1950.

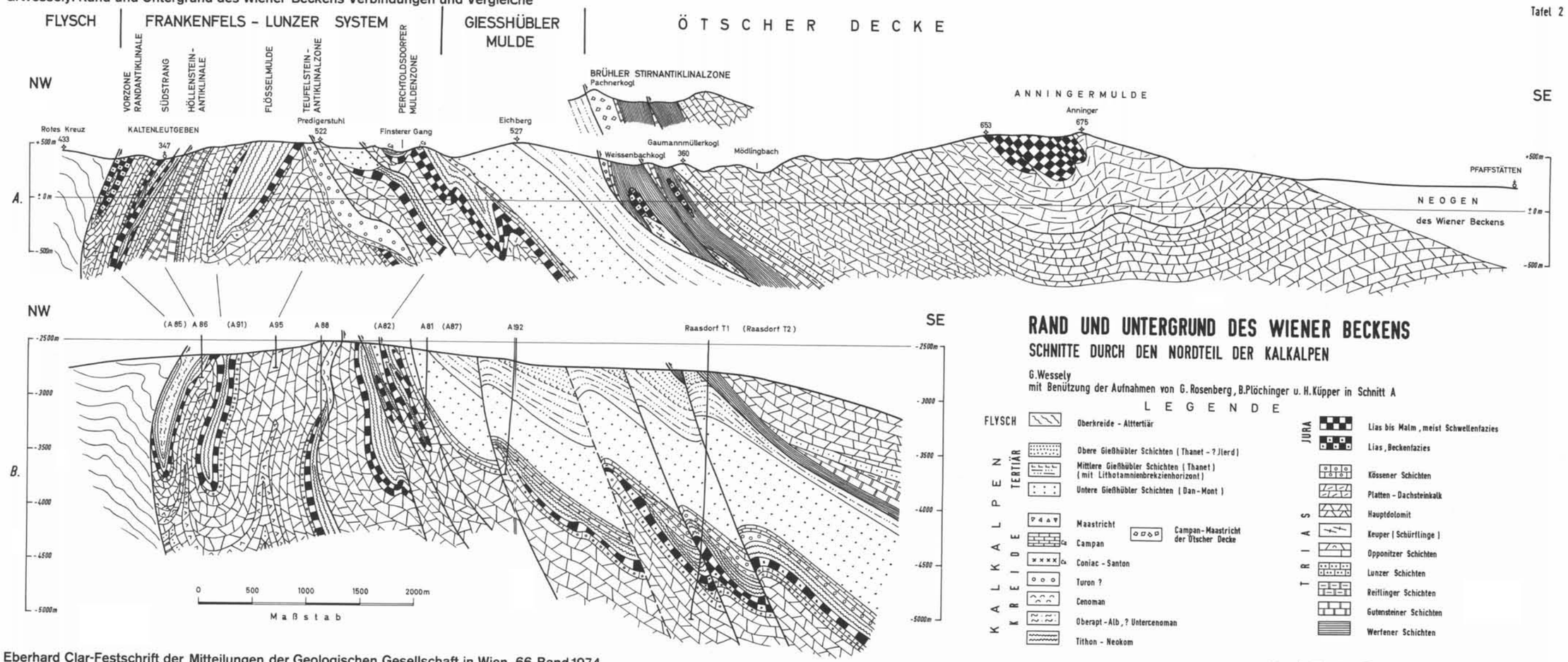
Bei der Schriftleitung eingelangt am 31. Jänner 1974.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at



Druck: Freytag-Berndt u. Artaria. Wien

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at



RAND UND UNTERGRUND DES WIENER BECKENS

SCHNITTE DURCH DEN NORDTEIL DER KALKALPEN

G. Wessely
mit Benützung der Aufnahmen von G. Rosenberg, B. Plöchinger u. H. Küpper in Schnitt A

LEGENDE

FLYSCH
- Oberkreide - Alttertiär

KALKALPEN
TERTIÄR
- Obere Gießhübler Schichten (Thanet - ? Jlerd)
- Mittlere Gießhübler Schichten (Thanet) (mit Lithotamnienbrekzienhorizont)
- Untere Gießhübler Schichten (Dan-Mont)

KREIDE
- Maastricht
- Campan
- Coniac - Santon
- Turon ?
- Cenoman
- Oberapt - Alb, ? Untercenoman
- Tithon - Neokom
- Campan-Maastricht der Ötscher Decke

JURA
- Lias bis Malm, meist Schwellenfazies
- Lias, Beckenfazies

TRIAS
- Kössener Schichten
- Platten - Dachsteinkalk
- Hauptdolomit
- Keuper (Schürflinge)
- Opponitzer Schichten
- Lunzer Schichten
- Reiflinger Schichten
- Gutensteiner Schichten
- Werfener Schichten

Eberhard Clar-Festschrift der Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 66. Band 1974

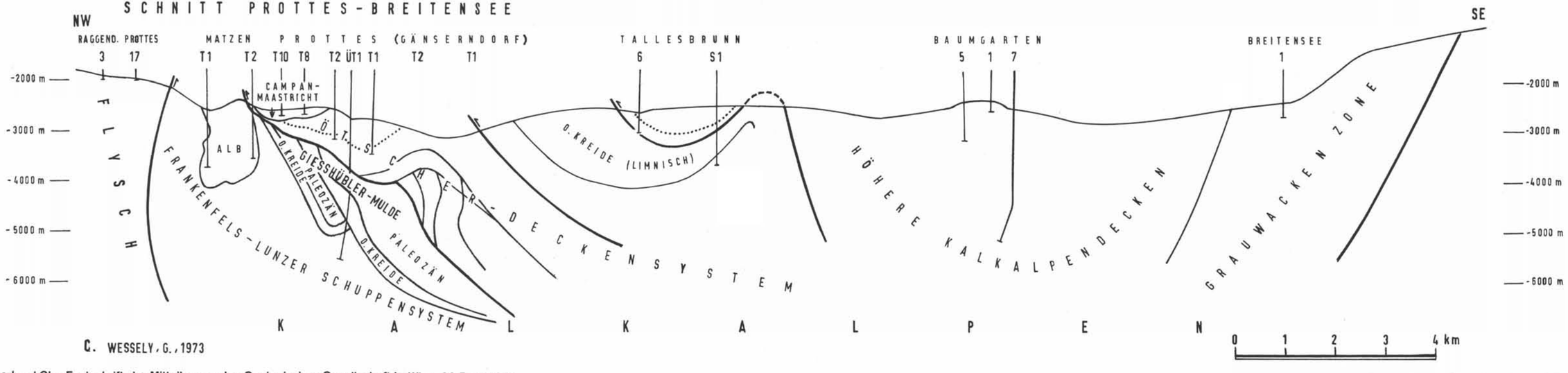
Druck: Freytag-Berndt u. Artaria, Wien gez. H. Vrorak

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

KARPATENRAND UND UNTERGRUND DES WIENER BECKENS, TEKTONISCHE ÜBERSICHT

E. SALAJ, J. u. SAMUEL, O., 1966

D. BYSTRICKY, J., MAHEL, M., 1970, 1972



C. WESSELY, G., 1973

Druck: Freytag-Berndt u. Artaria, Wien

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Austrian Journal of Earth Sciences

Jahr/Year: 1973

Band/Volume: 66_67

Autor(en)/Author(s): Wessely Godfrid

Artikel/Article: Rand und Untergrund des Wiener Beckens - Verbindungen und Vergleiche. 265-287