Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 60 (1967)
Heft: 1

Artikel: Ein Querprofil durch den Ostrand der Alpen
Autor: Tollmann, Alexander
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-163486

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 11.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Ein Querprofil durch den Ostrand der Alpen

Von ALEXANDER TOLLMANN [1])

Mit 1 Textfigur und 1 Tafel (I)

ZUSAMMENFASSUNG

Der im Profil dargestellte Querschnitt durch den Ostrand der Alpen westlich von Wien und durch den davorliegenden Abschnitt des Vorlandes soll auf Grund der zahlreichen neuen Daten ein über die bisher vorliegenden skizzenhaften Sammelprofile hinausgehendes Bild vom derzeitigen Stand der Kenntnisse und Probleme der Tektonik des Oberteiles der Erdkruste dieses Raumes geben. Das Profil wurde mit einigen Knickstellen so gelegt, dass es die Zonen möglichst quer zum Streichen anschneidet, vor allem aber die problematischen Abschnitte nicht meidet, sondern aufsucht.

Im beschreibenden Teil wird besonders auf neue Forschungsergebnisse verwiesen. Betreffs des Böhmischen Vorlandes wird auch auf die Erkenntnisse aufmerksam gemacht, die in der streichenden Fortsetzung der Zonen ausserhalb von Österreich erzielt worden sind. Über die Molassezone existieren in diesem Raum detaillierte Neuergebnisse durch Kartierungen und erdölgeologische Forschungen und Bohrungen, so dass die Struktur dieser Zone bereits gut bekannt ist. In der Flyschzone bietet die Stellung der Hauptklippenzone und der St. Veiter Klippenzone noch immer Probleme, durch neue Daten hat sich hier aber bereits die Blickrichtung auf eine bestimmte Lösung eröffnet. In den Kalkvoralpen ist der Vorderabschnitt der Göllerdecke mit dem Schwechatfenster innerhalb des Profiles von besonderem Interesse. Für die Gliederung des Rahmens des Schwechatfensters können hier neue Gesichtspunkte angeführt werden. Die lange diskutierten Probleme der Kalkhochalpen konnten gerade in diesem Abschnitt durch eine Reihe von Neuuntersuchungen einer allgemein anerkannten Lösung zugeführt werden (Decke der Hohen Wand unterlagert die Schneebergdecke, die das tektonisch höchste Element darstellt). In den Zentralalpen steht namentlich das regionaltektonische Problem der Stellung von Wechselserie und Rechnitzer Serie im Vordergrund, für welche Einheiten nach den derzeit bekannten Fakten die Zuordnung zum Südpennin am besten befriedigt.

In einem etwa 60 km weiter westlich gelegten Parallelprofil werden die Verhältnisse des alpinen Abschnittes zwischen dem Moldanubikum und der Grazer Tertiärbucht im Vergleich zur Darstellung gebracht. Hierdurch wird einerseits der in grossen Zügen im Streichen gleichbleibende Bauplan dieses Orogenabschnittes verdeutlicht und etwa nochmals die Allochthonie der Kalkalpen, des Flysches und Helvetikums, die jüngst in diesem westlicheren Abschnitt durch die Bohrung Urmannsau 1 erwiesen wurde, veranschaulicht, andererseits aber kommen die Mächtigkeitsschwankungen im Streichen – hier besonders bei den zentralalpinen Einheiten – klar zur Geltung.

INHALT

Einführung 110
Das Vorland: die Böhmische Masse 110
Die Molassezone 113
Flyschzone und Helvetikum 114

[1]) Geologisches Institut der Universität Wien, Universitätsstrasse 7, 1010 Wien.

Die Kalkalpen 119
Die Zentralalpen 126
Bemerkungen zu dem weiter westlich gelegenen Parallelprofil 128
Literatur 130

Einführung

Eine grosse Zahl von neuen Beobachtungen verschiedener Autoren gestattet es, durch den Ostrand der Alpen im Raum von Wien heute ein in vieler Hinsicht bereits gut gesichertes und nur in wenigen Abschnitten mehr problematisches Profil zu entwerfen, das bis auf einige Kilometer Tiefe mittelbar oder unmittelbar (Bohrungen) Schlüsse zulässt.

Aus neuerer Zeit liegen über diesen Abschnitt wenige – und vom vorgelegten Profil ihrem Wesen nach verschiedene – Profile vor. Jene Profile, bei denen Wert auf eine Grossgliederung des obersten Krustenteiles gelegt wird, stammen von P. BECK-MANNAGETTA 1955 (Karte) und von A. TOLLMANN 1963, S. 204. Dem kleinen Massstab und der mehr schematischen Darstellung entsprechend bieten diese Profile nicht die zu einer näheren Information nötigen Strukturdetails, sondern wollen nur einen Überblick über die Grossgliederung vermitteln. Das Profil von H. KÜPPER 1964 ist mit anderer Fragestellung aufgebaut. Es soll in schematischer Art den Bau der tieferen Erdkruste bis zum Erdmantel dieses Raumes vermitteln, verzichtet aber auf die Darstellung der Struktur der sichtbaren Krustenteile vollkommen (Böhmische Masse, Zentralalpen) oder weitgehend (Kalkalpeninnenbau usf.). Nur den Abschnitt N der Zentralalpen belegt das Profil von H. KÜPPER 1961 (in E. THENIUS 1962, Beil.-Taf.) und lässt in der internen Gliederung eine klare Durchzeichnung der Einheiten missen. Zweck des hier vorgelegten Profiles ist es, von den stark hypothetischen, den tieferen Untergrund betreffenden Überlegungen abzusehen und nur jene Bereiche der Kruste zu erfassen, die durch Tagaufschlüsse, tektonische Fenster, achsiales Emporkommen seitlich tiefer liegender Einheiten und durch Bohrungen eine tektonische Darstellung mit zureichender Sicherheit gewähren.

Die Besprechung des Profiles, das auf Grund der neuen Literatur und der persönlichen Kenntnis wesentlicher Teilabschnitte gezeichnet worden ist, erfolgt vom Vorland, der Böhmischen Masse, gegen die inneren Einheiten der Ostalpen hin. Es ist mit einigen, im Profil markierten Knickstellen so gelegt, dass es möglichst alle interessanten tektonischen Abschnitte am Ostrand der Alpen quert, also etwa die moravische Deckscholle bei Frauendorf, die problemreiche St.-Veiter-Zone bei Wien, das Schwechatfenster in den Kalkvoralpen, die Deckenüberlagerung Mürzalpdecke (Hohe Wand) und Schneeberg-Decke mit dem Höfleiner Fenster in den Kalkhochalpen, das Scheiblingkirchener Fenster im Semmeringsystem und Rechnitzer Schieferinsel und Eisenberg im Süden.

Das Vorland: Die Böhmische Masse

Über den ausseralpinen Raum des Profiles, den SE-Rand der Böhmischen Masse, liegen vom österreichischen Abschnitt aus neuerer Zeit vor allem Arbeiten von CH. EXNER, A. KÖHLER und L. WALDMANN vor; die Fortschritte in der Erforschung der

Zonen auf der mährischen Seite sind durch M. MAŠKA & V. ZOUBEK 1960 zusammengefasst worden. Der jüngste Überblick über die Entwicklung des Moldanubikums als Ganzes stammt von A. DUDEK & M. SUK (1965). Für unseren Abschnitt gilt auch nach allen weiteren Untersuchungen mit bestimmten Einschränkungen im wesentlichen noch immer die in der fundamentalen Schrift von F. E. SUESS 1912 gegebene Grossgliederung.

Die westliche grosstektonische Einheit, das *Moldanubikum*, das durch das Profil gerade noch erreicht wird, umfasst mit seinen kata- und mesozonal metamorphen Serien nach Auffassung vieler Autoren im wesentlichen algonkische Bildungen; von manchen Forschern wurde aber auch noch höheres Alter der Serien in Erwägung gezogen. Die bisherigen Bestimmungen des absoluten Alters von Gesteinen des böhmischen Moldanubikums durch J. KANTOR & KUPČO 1956 und J. KANTOR 1957 ergaben nur Hinweise auf Einstufungen zwischen Algonkium und Ordovic. Die erste grundlegende tektonische und metamorphe Prägung dieser Serien erfolgte am ehesten in der intraalgonkischen Phase der assyntischen Orogenese. Während im Moldanubikum keine Auswirkungen einer kaledonischen Orogenese nachweisbar sind, erfolgte in variszischer Zeit eine nochmalige orogenetische Formung des Raumes, vor allem die bedeutende (S)E-vergente Überschiebung über das davorliegende Moravikum: «Die neuen Ergebnisse unterstreichen immer mehr die Bedeutung der variszischen Faltung für den Bau des Moldanubikums und es zeigt sich, dass der Einfluss der variszischen Metamorphose und Tektonik aus der übertriebenen Reaktion auf die Ansichten von F. E. SUESS stark unterschätzt wurde» (A. DUDEK & M. SUK 1965, S. 154). Die im österreichischen Abschnitt in unserem Profil aus dem Jungtertiär aufragende Deckscholle von Frauendorf an der Schmieda besteht aus moldanubischem Glimmerschiefer, so dass hier eine Mindestweite der Überschiebung von Moldanubikum auf Moravikum von 17 km angezeigt wird.

Allerdings wird in den neueren Arbeiten der tschechoslovakischen Geologen diese stark durchbewegte moldanubische Glimmerschieferbasis bereits zum unterlagernden Moravikum gestellt (vgl. auch jüngste Zusammenfassung durch A. DUDEK & J. WEISS 1966, S. 247), sodass in diesem Fall die Frauendorfer Scholle nicht zur Festlegung der Überschiebungsweite dienen könnte, sondern der Überschiebungsbetrag nur an den moravischen Fenstern ausserhalb des österreichischen Gebietes abzulesen wäre.

In die frühvariszische Ära fällt auch das Aufdringen der grossen Granitoiden-Komplexe des Moldanubikums.

Als eine selbständige tektonische Einheit des unterlagernden *Moravikums* ist im gesamten österreichischen Anteil unmittelbar unter der Überschiebungsfläche eine Platte aus Bitteschem Gneis mit einer schmalen Schieferhülle verfolgbar. Der tektonische Charakter dieser relativ flach überschobenen Orthogneisplatte weist auf eine selbständige Decke innerhalb des Moravikums hin, worauf bereits F. E. SUESS 1912, S. 614 verwiesen hat. Die Schubfläche dieser *Bitteschen Decke* schneidet den Faltenbau im Untergrund stellenweise diskordant ab (L. WALDMANN 1951, S. 87).

Der Bau der tieferen Einheit des Moravikums (*Pleissinger* Bewegungsmasse L. WALDMANN 1951, S. 87 bzw. Tišnov-Zone = Tischnowitz-Zone D. ANDRUSOV 1964, S. 40) besteht in unserem Raum aus einer Orthogneiswalze im Kern, dem Weitersfeldener Stengelgneis, und einer Hülle aus Phylliten und Kalken. Weiter im Osten bildet

der Thaya-Batholith eine breite Aufwölbung. In dem schwach metamorphen Sedimentgesteinsmantel ist auf der mährischen Seite durch die Arbeiten von R. KETTNER (1949) und seine Mitarbeiter eine weitgehende stratigraphische Untergliederung erzielt worden: Im fast stets metamorphen vordevonischen Anteil konnten lokal doch Graptolithenfaunen aus verschiedenen Stufen des Silurs nachgewiesen und bestimmt werden; das Devon liegt transgressiv und diskordant über dem stärker metamorphen Untergrund und liess sich in den nicht metamorphen Folgen um Brünn durch Makrofossilien weitgehend gliedern. Die nachdevonische Serie umfasst dort auch noch marinen Kulm in Form von Grauwacken und Konglomeraten. Eine Zusammenstellung über die neuen Daten aus diesem für unseren Raum vergleichsweise interessanten Abschnitt gab D. ANDRUSOV 1964, S. 42f.

Der jüngste Überschiebungsbau innerhalb des – in seinen vordevonischen Anteilen bereits älteren Orogenesen unterworfenen – Moravikums und die Überfahrung durch das Moldanubikum erfolgte mit östlicher Vergenz in der variszischen Orogenese, und zwar in der Bretonischen und Asturischen Phase (J. SVOBODA 1960, S. 86). Auch die lokalen Westvergenzen, die in Mähren gefunden wurden, ändern nicht das bereits durch F. E. SUESS so ausführlich dargestellte regionale Bild.

Die grossen *Batholithe* aus Graniten bis Granodioriten und untergeordnet (als Vorläufer gewerteten) dioritischen Massengesteinen im Ostteil der freiliegenden Moravischen Zone (Thaya- und äquivalente Brünner Masse) sind gegenüber den variszischen Massengesteinsintrusionen älter, jedenfalls vordevonisch. Absolute Altersbestimmungen des Brünner Granites (A. WINOGRADOW u.a. 1959, S. 78) weisen auf kaledonisches Alter hin, nicht auf noch höheres Alter, wie vielfach angenommen worden ist. Die Auswirkung der in der variszischen Ära erfolgten grossen Granitintrusionen im Bereich des Moldanubikums ist im Moravikum kaum zu spüren – ausser in lamprophyrischen Gesteinen, die als Ganggefolge der Granite nach der variszischen Überschiebung aufdrangen (L. WALDMANN 1951, S. 91).

Das Ende der variszischen Orogenese nach der Asturischen Phase zeigt die Stefan bis Perm umfassende Füllung der Boskowitzer Furche an, sowie deren Ausläufer in Österreich im Perm von Zöbing. Aus dieser Lokalität, deren Basalschichten durch Pflanzenfunde seit D. STUR als Rotliegend eingestuft sind, wurden jüngst nichtmarine Muscheln des Rotliegend beschrieben (E. FLÜGEL 1960, S. 87f.). Im Molasse-Untergrund in NE-Niederösterreich wurde in der Tiefbohrung Mailberg 1 ebenfalls dieses nichtmetamorphe Rotliegend (bis Oberkarbon) im Mittelabschnitt des hier demnach durchstreichenden Boskowitz-Zöbinger Sedimentgesteinsstreifens erbohrt (F. BRIX & K. GÖTZINGER 1964, S. 67). SW davon wurde in der Bohrung Roggendorf 1 in der gleichen Zone eine an Eruptiva (Quarzporphyrit, Diabas) reiche Ton-Sandstein-Grauwackenfolge angefahren, die wohl auch diesem jungpaläozoischen Streifen angehören wird. O. SCHERMANN (1966, S. 101) nimmt eine bedeutende Seitenverschiebung an der Boskowitzer Furche, sowie an der als SW-Fortsetzung aufgefassten Diendorfer Störung an.

Der unter der Molasse *verdeckt liegende Kristallinsockel der Böhmischen Masse* muss derzeit noch ungegliedert gezeichnet werden, da das Netz der die Molasse durchteufenden Bohrungen noch zu locker ist. Eine Zusammenstellung der bekannten Daten findet sich in den Arbeiten von R. GRILL & L. WALDMANN 1950 und von F. BRIX & K. GÖTZINGER 1964, S. 70–72. Im Bereich unseres Profiles besteht der Sockel N der

Donau im Abschnitt Absdorf aus Schiefergneisen und Graphitphylloniten, S der Donau SE Tulln aus Graphitphylliten, Glimmerschiefern und Gneisen. Gegen SE anschliessend, etwa unter dem Stirnbereich der Flyschzone, ist in der Tiefe die Fortsetzung des SW–NE streichenden Granodioritrückens zu erwarten, der in den Bohrungen Wolfsbach 1, Raipoltenbach 1 und Kogl 1 SW ausserhalb unseres Profiles erfasst worden ist. Erst der bereits unter den Flyschdecken begrabene Abschnitt des Molasse-verhüllten Kristallinsockels besitzt im Profilschnitt ein autochthones, faziell eigenständiges Mesozoikum, wie die Bohrung Mauerbach anzeigte, wo unterhalb von rund 3180 m Dogger und Lias erbohrt wurde. Dieses in eigener Fazies entwickelte, Vorland-verwandte Mesozoikum zeigt im Molasseuntergrund recht unterschiedliche Verbreitung (A. TOLLMANN 1963, Abb. 2, S. 46).

Die Molassezone

Die Kenntnis der Molassezone im Profilabschnitt ist besonders durch die umfassende und detaillierte Kartierung durch R. GRILL und durch die Bohrungen und Untersuchungen der ÖMV-AG in jüngster Zeit bedeutend erweitert worden. Die *Schichtfolge* der Molassezone wird hier durch eine marine Serie repräsentiert, die im Südteil des Troges mit Chatt und Aquitan (F. BRIX & K. GÖTZINGER 1964, S. 62) einsetzt und am NW-Rand mit tiefburdigalen Bildungen der Randfazies transgrediert (A. TOLLMANN 1957, S. 169). Die marine Serie reicht in der Molasse S der Donau bis ins Oberhelvet. N der Donau sind Reste von Torton, Sarmat und Pannon in verschiedenem Umfang auch in diesem als «Ausseralpines Wiener Becken» bezeichneten Molasseabschnitt erhalten (R. GRILL 1958, Karte Taf. 1).

Die *tektonische Gliederung* dieses Raumes zeigt in der ungestörten, alpenfernen Molasse einen NW-Abschnitt, die *Sitzendorfer Scholle*, die nur eine geringmächtige Jungtertiärfolge führt, und die an der SSW–NNE streichenden Mailberger Abbruchzone tief eingesenkte südöstliche Trogzone, die *Hollabrunn-Laaer Scholle* mit ihren grossen Mächtigkeitswerten (R. GRILL 1962, Taf. 1). Einen Überblick über die Struktur der Molassebasisfläche bietet die Karte von A. KRÖLL (1964, Abb. 5) und J. KAPOUNEK et al. (1965, Beil. 1).

Mit Annäherung an den Alpenkörper erscheint die Molasse auch in diesem Abschnitt mehrfach gestört. Eine erste, noch eine Strecke weit draussen vor der Flyschstirn in SW–NE-Richtung hinziehende nordvergente Aufschiebungsfläche wurde durch R. GRILL erkannt und als «*St. Pöltener Störung*» bezeichnet (vgl. 1962, Taf. 2, Prof. 4). An ihr wird Burdigal gegen die helvetischen Oncophoraschichten überschoben. Die durch diese Störung im N begrenzte «Vorfaltenzone der Molasse» S der Donau ist als streichende Fortsetzung der Waschbergzone (N der Donau) aufzufassen, sodass letztere nach R. GRILL nur als an die Oberfläche emporgeschuppter Molasseuntergrund zu betrachten ist.

Knapp vor der Flyschstirn wird auch in unserem Raum die Molasse sehr stark beansprucht, indem hier in der sog. «*Subalpinen Molasse*» tiefe Schichtpakete des Molassetroges in engen Schuppen an die Oberfläche gepresst werden, und zwar schmale Späne von aquitanisch-chattischen Melker Sanden und burdigale Buchbergkonglomerate (vgl. auch das Profil bei F. BRIX & K. GÖTZINGER 1964, Abb. 4).

Gegen S verschwindet die Molasse unter den aufgefahrenen Flyschdecken. Dass die Molasse tatsächlich, wie von den Deckentektonikern seit je vertreten, unter dem Flysch begraben liegt, zeigt in unserem Profilstreifen die Bohrung Mauerbach, wo 4 km hinter der Flyschstirn in 3030 m Tiefe 150 m mächtige, flach lagernde Molasse erbohrt worden ist (J. KAPOUNEK, Ref. GBA. 1966).

Flyschzone und Helvetikum

Das Profil verquert die Flysch- und Klippenzone im Wiener Wald westlich von Wien. Auch in diesem Abschnitt sind zahlreiche neue Daten erarbeitet worden, und zwar im Zusammenhang mit der verstärkt einsetzenden Flyschforschung in Österreich, mit den neuen Grossaufschlüssen entlang der Autobahnstrasse und durch die Untersuchungen und Bohrungen der ÖMV-AG.

Basierend auf der Darstellung von G. GÖTZINGER und Mitarbeitern (Karte 1952) sind von N nach S folgende tektonische Einheiten unterscheidbar: Greifensteiner Decke, Kahlenberger Decke, Hauptklippenzone des Wiener Waldes (= Schöpflklippenzone), Laaber Decke und – flächenmässig weit zurücktretend – die St.-Veiter-Klippenzone vor der Front der Kalkalpen.

In der *stratigraphischen Gliederung* dieser faziell überwiegend gut unterschiedenen Einheiten sind folgende wesentlichen oder neuen Gesichtspunkte hervorzuheben (moderne tabellarische oder textliche Zusammenstellungen bei R. GRILL & S. PREY 1962, Tab. bei S. 248 in H. KÜPPER 1962; R. GRILL 1962, S. 249f.; E. THENIUS 1962, S. 38; S. PREY 1964, S. 184; H. KÜPPER 1965, S. 42 etc.).

Die *Greifensteiner Teildecke* setzt mit Neokom in flyschähnlicher Ausbildung ein (Wolfpassinger Schichten aus plattigem Sandstein, aber noch Hornstein-Mergelkalke enthaltend) und reicht über Gault und über die Altlengbacher Schichten bzw. den Wörderner Sandstein, der im wesentlichen Maastricht vertritt bis zum Greifensteiner Sandstein des Oberpaleozän bis Untereozän. In der *Kahlenberger Teildecke* (Serie vom Santon bis Mitteleozän) konnte durch Untersuchungen an den Aufschlüssen der Autobahn durch R. GRILL (1962, S. 253) und die vergleichende Betrachtung durch S. PREY das alte Problem der Parallelisierung der Schichtfolge mit jener der westlichen Flyschzone gelöst werden: S. PREY revidierte (1962, S. 262) die auf der Bestimmung von Orbitoiden durch A. PAPP (1956, S. 139f.) beruhende Auffassung vom höheren Alter der Altlengbacher Schichten gegenüber jenem der Kahlenberger Schichten nun dahingehend, dass hier ebenso wie im Westen der mergelige Komplex, also Kahlenberger Schichten des Santon-Campan bzw. Zementmergelserie im W das Liegende, der sandsteinreiche Schichtstoss, nämlich die Altlengbacher-Sievringer-Schichten des Maastricht bzw. die Mürbsandstein führende Oberkreide der westlichen Flyschzone den hangenden Teil darstellen. Der ältere Sandsteinkomplex der westlichen Flyschzone, der Reiselsberger Sandstein des Cenoman-Turon konnte im Wiener Wald nicht nachgewiesen werden (S. PREY 1964, S. 181), In der *Laaber Decke* reicht die Serie von den Kaumberger Schichten (etwa ab Turon) bis zu den in das Mitteleozän zu stellenden Laaber Schichten. In fazieller Hinsicht weicht diese Decke von den einander mehr ähnelnden beiden nördlichen Decken stärker ab. Die

Schichtfolge der Hauptklippenzone und der St. Veiter Klippenregion wird im folgenden bei Besprechung ihrer Problematik dargelegt.

Die Überschiebung der Flyschzone als Ganzes auf die Molasse ist in neuester Zeit durch eine Reihe von Bohrungen bestätigt worden, die allerdings nicht sehr weit südlich der Flyschfront angesetzt worden waren. Den Ostteil der Flyschzone haben bisher vier Tiefbohrungen durchörtert und die Molasse im Liegenden angetroffen: die Bohrung Mauerbach 4 km S der Flyschstirn im Bereich unseres Profiles (s. o.); die Bohrung Perschenegg 1 südlich von St. Pölten liegt 5 km südlich des Flyschrandes und erreichte in 1699 m Tiefe die Molasse; die Bohrung Texing weiter im W fuhr die zusammenhängende, aber noch vielfach verschuppte Molasse in 1140 m Tiefe an; die Bohrung Kürnberg 1 schliesslich zeigt in 2364 m Tiefe unter Flysch und Helvetikum die – allerdings noch nicht fossilbelegte – lithologisch aber der Molasse zuordenbare Einheit (Tab. BRIX & GÖTZINGER 1964, S. 16–18; J. KAPOUNEK, Ref. GBA. 1966).

Die zwischen der Kahlenberger Teildecke und Laaber Decke in einer langen und schmalen Aufbruchszone hinziehende *Hauptklippenzone* des Wiener Waldes bietet nach Schichtinhalt und Stellung die Fortsetzung der helvetischen Buntmergelserie des Westens. Sie enthält in ihrem Hauptverlauf von den jurassischen (Stephanoceras-Fund in der Klippe der Baunzen, H. KÜPPER 1965, S. 44) und neokomen, aptychenführenden Klippengesteinen selbst abgesehen eine mergelreiche, z.T. bunt gefärbte Schichtfolge mit mächtiger Unterkreide, und zwar Neokom und Gault (Abschnitt Stollberg, H. KÜPPER 1962, S. 267), mit tieferer Oberkreide (Mittelturon bis Tiefsenon im Autobahnaufschluss S Wienerwaldsee, R. GRILL 1962, S. 251), höherer Oberkreide mit einer der Buntmergelserie vergleichbaren Mikrofauna (S Schottenhof, G. GÖTZINGER 1954, S. 56), ferner aber auch mit höherem Paleozän (mikrofossilführende bunte Schiefertone aus Währing, H. KÜPPER 1965, S. 44) und mit Unter- und Mitteleozän (Michaelerbergschichten F. BRIX in BRIX & GÖTZINGER 1964, S. 63, Tab. 3). Diese Zone ist demnach nach ihrer Stellung und faziellen Entwicklung im Sinne von M. KSIAZKIEWICZ 1956, S. 394 und S. PREY 1960, S. 207 als Äquivalent der helvetischen Buntmergelserie des Westens bzw. der Subsilesichen Decke in den Westkarpaten aufzufassen. Dies bedeutet, dass ihr Sedimentationsraum einst nördlich von jenem der Greifensteiner und Kahlenberger Teildecke lag und von diesen Decken später überfahren wurde, so dass diese Zone heute als riesiges Schlitzfenster durch den Flysch an die Oberfläche emporgepresst erscheint. Zwar sprechen heute noch immer einige Beobachtungen gegen eine solche Auffassung, so gerade auch die Mitteilung von R. GRILL 1962, S. 251, dass die Ausbildung der tieferen Oberkreide in der Hauptklippenzone ident ist mit der faziellen Entwicklung der Kaumberger Schichten in der Laaber Decke, während nach der oben dargelegten Auffassung ja zwischen der als Buntmergelzone aufgefassten Hauptklippenzone im N und der Laaber Decke im S der Flyschbereich der nördlichen Teildecken des Wiener Waldes gelegen hatte. Aber die zweite Deutungsmöglichkeit der Hauptklippenzone, nämlich die Deutung als selbständiger Faziesstreifen mit einer die gesamte Zeit der Sedimentation über anhaltenden Bildung von vorwiegend bunten Mergeln innerhalb und zwischen der Flyschentwicklung ist nicht wahrscheinlich, obgleich es in der Flyschzone der Ostkarpaten für solche interne Faziesgliederungen eine Reihe von Beispielen gibt, auf die D. ANDRUSOV wiederholt verwiesen hat. In bezug auf den Vergleich der Buntmergelserie mit den Kaumberger Schichten muss gesagt werden, dass es bunte Mergelserien be-

kanntlich immer wieder in der typischen Flyschentwicklung eingeschaltet gibt, die unabhängig von der durchlaufenden Buntmergelserie aufscheinen und nicht zur Auffassung von einer sedimentären Nachbarschaft der Zonen zwingen.

Nicht mit der Hauptklippenzone gleichzusetzen ist aber jedenfalls der *St. Veiter Klippenraum* S der Laaber Decke. Die Hülle der jurassisch-neokomen Klippen dieser Zone soll nicht mit dem für die Einheit nördlich des Flysches vorbehaltenen Namen «Buntmergelserie» bezeichnet werden, sie bildet vielmehr eine selbständige, faziell eigenständige, südlichere mergelreiche Zone, die ursprünglich wohl S der Laaber Decke beheimatet gewesen war. Die «Klippenhülle» dieses Raumes umfasst folgende Serie (R. JANOSCHEK u.a. 1956, S. 253; H. KÜPPER 1965, S. 133–136): bunte (rote) Unterkreide-Mergel in geringer Mächtigkeit (Barréme, Apt/Alb), mächtige cenomane grünlichbraune Mergel und Orbitolinensandstein und rötlichbraune Mergel des Turon-Campan mit unbedeutenden Sandsteineinschaltungen, die einen, von der Flysch-Oberkreide abweichenden, höheren Chromitgehalt im Schwermineralspektrum zeigen.

Die Deutung der Stellung der *St. Veiter Klippenzone* gegenüber der Laaber Decke ist nach wie vor mit Unsicherheit behaftet. Als Fortsetzung der Pienidischen Zone im Sinne von M. KSIAZKIEWICZ 1956, S. 389 ist es durchaus wahrscheinlich, dass diese Klippenzone samt ihrer eigenständigen Hülle auf die Laaber Decke aufgeschoben worden ist (diese Deutung wurde im Profil vorgenommen). Ob eine solche Aufschiebung schon vor dem Eozän vor sich gegangen war und dieses transgrediert oder ob die Bewegung erst später erfolgte, muss noch offen bleiben. Früh hatte ja bereits K. FRIEDL (1921, S. 69) die Auflagerung der «Klippendecke» auf den Flyschdecken vermutet – allerdings auf der unzutreffenden Basis, dass es sich hierbei bereits um die unterste kalkalpine Decke handle: Während für die Hauptklippenzone die FRIEDEL'sche Auffassung nicht mehr zutrifft, ist eine Deutung der St. Veiter Klippenzone samt Hülle als oberstes Element der alpinen Randzone heute wiederum in den Vordergrund gerückt.

Die *regionale Bedeutung* dieses Abschnittes der Flyschzone bei Wien liegt in ihrem hier gegenüber den älteren Geosynklinalzonen deutlich selbständigen Verlauf, schräg zum Untergrund – eine Erscheinung, die gerade von Flyschzonen zahlreicher Orogene bekannt geworden ist. Um zu einer klaren Erfassung und Beantwortung dieses Problemes zu kommen, seien nochmals die grundlegenden Fakten dargelegt (vgl. Fig. 1):

1. Betrachtet man den Zeitraum vor dem ersten Einsetzen der alpinen Orogenese, also vor dem Hochneokom, der zugleich mit der Zeit vor der Flyschsedimentation zusammenfällt, so ist für die Nordrandzone der Alpen-Westkarpaten nach all den ausführlichen Untersuchungen durch F. TRAUTH (1908–1954) einerseits und durch die Karpatengeologen andererseits auf Grund zahlreicher faziell sehr eigenständiger Schichtglieder von der Grestener Arkose an aufwärts evident (vgl. A. TOLLMANN 1963, S. 126f.), dass damals, vor aller tektonischer Umgestaltung, der Trog mit Grestener Fazies von der Grestener Zone in Österreich zur Grestener Entwicklung in der Pienidischen Zone in den Karpaten eine randliche breite Sedimentationszone bildete, zu der nach ihrer Fazies sowohl die jurassisch-neokomen Glieder der Hauptklippenzone des Wiener Waldes als auch jene der St. Veiter Klippenzone gehören. Wenn auch weitere interne Faziesunterschiede innerhalb etwa der Pieniden und eben auch innerhalb dieses Gesamttroges vorhanden sind, so ist doch der Charakter dieser grossen

randlichen Zone gegenüber inneren Zonen (Pennin, ostalpine Zonen bzw. Hoch- und Subtatrikum), also kurz gegenüber den zentralen Hauptgeosynklinalzonen deutlich.

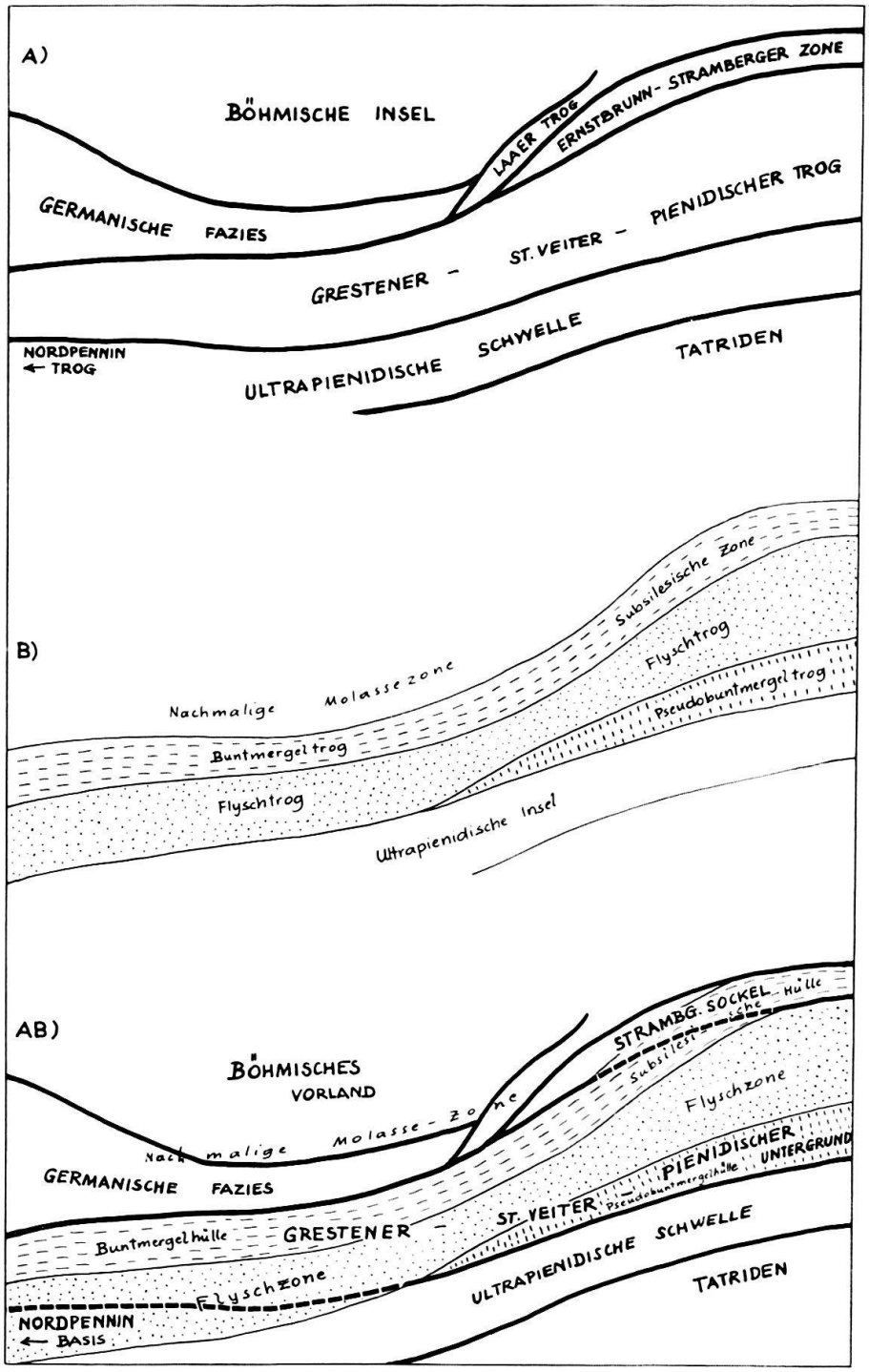


Fig. 1 Die Entwicklung der Faziezonen in den Randeinheiten der östlichen Alpen und westlichen Karpaten. Die schematische, unmassstäbliche Darstellung zeigt die Anordnung der Faziezonen im Geosynklinal-Frühstadium (Präflyschstadium) vor dem Hochneokom (Fig. A), die neu entstandenen Hauptfaziesträge im Flyschstadium zwischen Hochneokom und Eozän (Fig. B) und die Lage der Zonen aus der Zeit des Flyschstadiums in bezug auf den alten Untergrund (Fig. AB). Die Skizze soll den auffällig schrägen Verlauf der Jungzonen über dem alten Untergrund zeigen.

Eine gewisse Sonderstellung nimmt auch noch der äusserste Faziesstreifen der Westkarpaten aus dieser Zeit ein, der den Übergang von der ausseralpinen zur geosynklinalen Fazies bildende Streifen in Stramberger (Ernstbrunner) Fazies.

2. In der Zeit der grossen Umstellung aus dem Frühgeosynklinalstadium, dem Präflyschstadium, in das Flyschstadium (vgl. J. AUBOUIN 1965, S. 83) entwickelten sich in unserem Raum faziell deutlich verschiedene Tröge unabhängig vom alten Untergrund. Im N ist es der Buntmergeltrog, der mit (vielleicht lokal auch ohne) Schichtlücke ab höherer Unterkreide bis in das Eozän eine mergelig-kalkige Folge mit nur untergeordnet Sandsteinhorizonten empfing. Die primäre Unterlage dieses Streifens – dessen Äquivalent weiter im E die Subsilesische Entwicklung darstellt, wie gezeigt werden wird – bildet im W die mediterrane, Calpionellen führende Jura-Neokom-Folge in Grestener (bzw. im Sinne von F. TRAUTH pienidischer) Fazies; im E aber ist es die auf weiten Strecken Calpionellen-freie, einen Übergang zum ausseralpinen Faziesgrossraum darstellende Stramberger Randzone! Erst südlich davon auf einem uns unbekannten Untergrund (manche Autoren vermuten einen penninischen Bündnerschiefertrog) setzte sich im W der Flysch als gleichaltriges, faziell andersgeartetes Sediment ab oberer Unterkreide bis ins Eozän ab. In ununterbrochener Folge, besonders auch durch die Bohrungen im Wiener Beckenuntergrund belegt, lässt sich diese Flyschzone vom Wiener Wald hinüber in den Karpatenflysch mit der dort besonders breit anwachsenden Maguradecke verfolgen. Es liegt auch im weiteren Verlauf dieser Flyschtrog südlich des Buntmergelstreifens, wenn man in der subsilesischen Entwicklung dessen östliche Fortsetzung erblickt. Aber eben diese Flyschzone ist hier in den Westkarpaten gegenüber dem pienidischen Untergrund in Grestener Fazies nördlich beheimatet. Als südlichste Hauptzone der Jungsedimentation schliesslich folgt in den Westkarpaten die bis in den St.-Veiter-Raum bei Wien gegen W reichende nächste Zone – wiederum mit einer Reihe von Unterzonen – die durch eine an Mergeln, auch an bunten Mergeln reiche, in der Oberkreide aber auch schon flyschähnliche Bildungen aufweisende Folge gekennzeichnet ist, die sich einerseits von der typischen Buntmergelserie, andererseits von der durchgehenden Flyschentwicklung als dritte Jungsediment-Hauptzone abhebt («Pseudobuntmergel-Zone»).

3. Vergleicht man nun das Bild vor dem Hochneokom, vor der Flyschzeit, mit dem Spätgeosynklinalstadium, so zeigt sich ganz klar eine schräge Anordnung der jüngeren Sedimentationszonen gegenüber dem älteren Untergrund, wobei die Jungsedimentationszonen schräg nach NE hinausstreichen. Der Buntmergeltrog zieht vom Bereich des pienidischen Grestener Untergrundes im W über den aussen anschliessenden Stramberger Faziesraum im E hinaus, der dort den primären Sockel der subsilesischen Serie bildet. Der Flyschtrog, der weiter im W sogar noch aus dem nordpenninischen Bereich abgeleitet werden kann, zieht ohne Unterbrechung gegen Osten fort und liegt westlich des Wiener Waldes noch S des Juras in pienidischer Fazies, E von Wien nördlich des alten pienidischen Untergrundes, den er demnach im Mittelabschnitt W bei Wien übergreifen muss. Die südlichste Zone, die «Pseudobuntmergel-Zone» schliesslich verschwindet, von E kommend, gegen W unter der Stirn der Kalkalpen. Die spätere tektonische Teilung in Decken folgte den jüngeren Zügen, die in der Flyschzeit angelegt worden waren. Es ist wesentlich, daß man bei der Überlegung

über die Entwicklung dieser Region stets zunächst die drei Hauptphasen getrennt überblickt: Vorflyschstadium, Flysch-Geosynklinalstadium und orogenetische tektonische Formung der Randzone. Dies habe ich bei der Darlegung der Situation der Flyschzone bei Wien in dem hier ausgeführten Sinn 1963, S. 126f. deutlich betont und füge hier noch die graphische Darstellung hinzu (Fig. 1). Wird dieses zeitliche Nacheinander nicht gebührend berücksichtigt, so kommt es zu Missverständnissen, wie sie die Darstellung von W. DEL-NEGRO (1965, S. 28–29) enthält. Wenn dort wiederholt von einer Fortsetzung der Grestener Klippenzone in die St. Veiter Klippenzone die Rede ist, die ich verträte, so muss dazu gesagt werden; dass ich darin nur eine *fazielle* Fortsetzung des *vorhochneokomen* Anteiles dieser Zonen sehe, da ich ja das abweichende spätgeosynklinale und vor allem das tektonische Schicksal, das sich in den schräg laufenden Leitlinien äussert, betont habe.[1])

Der schräge Verlauf der Flyschzone zeigt sich besonders klar bei noch weiter ausgreifender Betrachtung. Wenn man die Flyschzone der Ostalpen in ihrer Gesamtheit als «penninisch» bezeichnet, wie R. OBERHAUSER (1964, S. 47) oder ihm folgend W. DEL-NEGRO (1965, S. 29), so ergibt sich die Hinfälligkeit einer solchen – an der West-Ostalpen-Grenze noch möglichen – Bezeichnung in ihrer Anwendung auf die Flyschzone als Ganzes, die ja auch bei Wien noch lange nicht endet, durch die Position der Flyschzone in Wien bereits primär N der St. Veiter Zone, N also der in den Karpaten als Pieniden bezeichneten, relativ autochthonen Einheit. Hier im Wiener Raum etwa noch von «penninisch» zu sprechen, ist auch bei starker Schematisierung der Verhältnisse nicht möglich. Eine Abwicklung der Decken und Zurücknahme der Zonen unter Zugrundelegung der heutigen Sockelbreiten als etwas Konstantes – wie dies W. DEL-NEGRO (1965, S. 30) vornahm – wonach der Flysch der Ostalpen an das heutige Pennin des Tauernfensters heranreichen würde, ist insofern unzulässig, da mit der Deckenbildung in jedem einzelnen Deckensystem zwangsweise eine ganz bedeutende Sockelverkürzung (Verschluckung) verbunden ist. Dies zeigt sich klar, wenn man ausser Helvetikum und Flysch noch alle weiteren Decken der Ostalpen abgewickelt denkt.

Die Kalkalpen

Die Kalkalpen überschoben auf weiter Strecke die helvetischpienidische Randzone und den Flysch. Ihr Frontalteil wurde in der Spätphase der Bewegungen steilgepresst. Schichtfolge und Struktur der Kalkalpen sind in diesem Raum heute bereits weitgehend bekannt, sodass hier eine zusammenfassende Überschau zur Orientierung genügt.

Eine kartenmässige Darstellung der tektonischen Verhältnisse dieses Kalkalpenabschnittes gibt die im Maßstab 1:100000 gleichzeitig erscheinende, mit Kurzerläuterungen versehen «tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, 1. Teil» (A. TOLLMANN 1967, Taf. 1).

---

[1]) In seiner jüngsten Arbeit stimmt nun auch S. PREY (1965, S. 103) grundsätzlich dieser Auffassung zu, dass die älteren Anteile der Grestener und St. Veiter Klippenzone unter dem später entstandenen Flyschtrog hindurch Verbindung gehabt hätten.

Die Kalkalpen zeigen im Profilstreifen Deckenbau in klassischer Weise, durch eine Reihe von Fenstern unmittelbar einsichtig. Nach tektonischem Stil, nach durchlaufender bedeutender Hauptüberschiebungsfläche und hier auch nach faziellen Merkmalen können die Decken der Kalkvoralpen von jenen der Kalkhochalpen abgetrennt werden. In den Kalkvoralpen folgen von N nach S übereinander: Frankenfelser Decke (basal meist erst mit Hauptdolomit einsetzend, tiefere Teile tektonisch abgeschert), Lunzer Decke (Schichtfolge ab Muschelkalk), fragliche Vertretung der Sulzbachdecke im Schwechatfenster-Inhalt, Göllerdecke mit einer Reihe von Schuppen. Die Kalkhochalpen werden durch die Mürzalpendecke (hierzu gehört die im Profilbereich früher als «Decke der Hohen Wand» bezeichnete Masse) und die Schneebergdecke gebildet. Am Kalkalpensüdrand stehen die – nach den Verhältnissen im Hengst- und Ödenhoffenster u. a. – als Reste des Tirolikums, hier der Göllerdecke, aufzufassenden permotriadischen Basalschichten mit Transgressionskontakt mit der Oberen Grauwackendecke in Verbindung. Das Ensemble von Grauwackendecken und Kalkalpen wird als Oberostalpin bezeichnet, das über weite Strecken aus dem Süden her über die tektonisch tieferen zentralalpinen Decken gegen N verfrachtet worden ist.

Zur Charakterisierung der Hauptstrukturen seien diagnoseartige Anmerkungen zu den einzelnen Einheiten gegeben. Die *Frankenfelser Decke* zeigt in ihrer Fazies bestimmte, von dem ihr sehr verwandten im S anschliessenden Lunzer Faziesraum abweichende Merkmale (A. TOLLMANN 1963, S. 171). Der Baustil dieser Decke, die hier im E noch die damit zusammenhängende Kieselkalkzone umfasst, ist durch intensive Faltung gekennzeichnet. Eine detaillierte Beschreibung dieses Abschnittes sowie ein Profil, das mit Kieselkalkzone, der Pilzfalte der Himmelswiese und der Liesingmulde gut den Baustil dieser kalkalpinen Randeinheit zeigt, gab G. ROSENBERG (1961, Taf. 6), der das Gebiet kartenmässig neu aufnahm (1961; 1965). Die weite Unterlagerung der Kalkvoralpendecken durch Späne aus Gesteinen des Stirnteiles der Frankenfelser Decke, die bei der Hauptüberschiebung der Kalkalpen als Ganzes über dem Untergrund durch Reibung hängen blieben, hat die Aufnahme von G. HERTWECK (1960, S. 69) ergeben: Schürflinge dieser – wie erwähnt – faziell ganz klar charakterisierten Einheit finden sich noch in den Schuppen der Göllerdecke tektonisch eingeschleppt in vielen Abschnitten der östlichen Kalkvoralpen, wodurch die Allochthonie dieses Deckenlandes des weiteren bestätigt wurde.

Auch die *Lunzer Decke* zeigt in diesem Raum einen bedeutenden Faltenbau. Die Hauptantiklinalen- und Mulden-Züge im Höllensteinzug sind im Profil markiert. Sehr interessant ist es, dass es in der Giesshübler Gosaumulde gelang, das vorgosauische Alter der voralpinen Deckenüberschiebungen und die nachgosauische weitere Verschuppung und Ausgestaltung zu erfassen: In der Bohrung Brunn wurde im Südteil der Giesshübler Gosau Unter- und Mitteltrias der Göllerdecke als Basis erbohrt, während der Nordteil der Gosau dieses Beckens auf den Gesteinen der Lunzer Decke transgrediert (Abb. 3, S. 32, in H. KÜPPER & G. ROSENBERG 1954). In der Frage der Dekkenbildung und -Überschiebung in diesem Bereich der Kalkvoralpen lässt sich allgemein sagen, dass für die austroalpine Phase (O. Hauterive/Barréme) bereits erste kräftige Bewegungen nachzuweisen sind, dass durch eine vorcenomane Faltung die austrische Phase belegbar ist (B. PLÖCHINGER 1960, S. 69), wobei aber für damals noch kein interner Deckenbau in den schon vom Untergrund abgescherten und vorwärtstransportierten

Kalkvoralpen zu belegen ist. Von sämtlichen kalkvoralpinen Decken hingegen ist direkt oder indirekt belegbar, dass sie bereits nach der vorgosauischen,mediterranen Phase existierten. Vielfach natürlich erfolgten auch noch nachgosauische, allerdings meist unbedeutende Weiterbewegungen an alten Deckenbahnen (G. HERTWECK 1961, S. 60). Eine ausführliche Darlegung überdie tektonische Entwicklung dieses Raumes zur Zeit der Kreide wurde in der Übersicht über die Auswirkung der Phasen in den Ostalpen gegeben (A. TOLLMANN 1966, S. 75f.).

Die östliche Fortsetzung der Frankenfelser Decke, der Lunzer Decke, sowie der höheren kalkalpinen Decken und der Grauwackenzone liegt im Untergrund des Wiener Beckens, durch die neogene Sedimentmasse der Beckenfüllung verdeckt. Heute ist die Fortsetzung der Zonen in diesem Raum durch die Tiefbohrungen auf Erdöl bereits in grossen Zügen bekannt (J. KAPOUNEK etc. 1963, Fig. 4; J. KAPOUNEK etc. 1965, Karte). In den Bohrungen wurde auch das bereits von der Obertagskartierung bekannte Phänomen der weiteren, auch nachgosauischen Verschuppung im Bereich der Göllerdeckenstirn und der davorliegenden Einheit erwiesen (z. B. Bohrung Laxenburg 2, Breitenlee 1, Aderklaa 88 u. a., vgl. J. KAPOUNEK etc. 1963, S. 212-213).

Da die Reisalpen- und Unterbergdecke des westlicheren Niederösterreichs im Raum des Triestingtales gegen E auskeilen, liegt in unserem Abschnitt bereits die höchste voralpine Decke, die *Göllerdecke*, der Lunzer Decke unmittelbar auf. Die Göllerdecke ist in eine Reihe von Schuppen mit allgemein geringer Schubweite gegliedert. Die neueste Aufgliederung des Nordteiles dieser Decke stammt von G. HERTWECK 1961, Taf. 1. Der Südteil der Decke ist auf der Übersichtskarte über die Tektonik des Ostabschnittes der Kalkhochalpen miterfasst (A. TOLLMANN 1963, Taf. 16). Damit ergibt sich folgende Schuppenabfolge innerhalb der Göllerdecke: Peilsteinschuppe, Lindkogelschuppe, Vordere Mandling-Schuppe, Hintere Mandling-Schuppe, Dürre Leiten-Schuppe. Die bedeutendere Förderweite der beiden vordersten Schuppen ergibt sich aus der tektonischen Einschaltung von Schürflingen mit Frankenfelser Gesteinen aus dem tektonischen Untergrund (G. HERTWECK 1961, S. 69).

Eine besondere Behandlung erfordert das bisher so verschieden gedeutete *Schwechatfenster* im stirnnahen Teil der Göllerdecke, welches durch unser Profil bei Sattelbach geschnitten wird. Das Fenster in der Tiefe des Schwechattales, in dessen Inhalt eine flachlagernde, verkehrt liegende Folge von Juragesteinen auftaucht, wurde von L. KOBER 1908 entdeckt und es wurde in der Folge (1911, S. 87f.) von ihm auf die Bedeutung dieses Fensters für die Erkenntnis des Überschiebungsbaues aufmerksam gemacht. Der Inhalt des Schwechatfensters kann am besten im Sinne von A. SPITZ (1920, S. 108, Abb. 12, Fig. b) und G. HERTWECK (1964, S. 232) auf Grund der Fazies und Stellung vom Südteil der Lunzer Decke und nicht von einer Stirneinrollung der Göllerdecke abgeleitet werden. Dieser Vorgang des Aufkrempens des Hinterrandes von Decken durch die nächsthöheren mit oder ohne Abreissung der umgefalteten Zone ist eine erst in jüngster Zeit in weiten Räumen der Kalkvoralpen erkannte Erscheinung (A. TOLLMANN 1966b, S. 191). Nach Fazies und tektonischer Position ist im Inhalt des Schwechatfensters ein genaues Äquivalent der in West-Niederösterreich freiliegenden und dann gegen E noch in einigen Fenstern und Schürflingen im Liegenden der Reisalpendecke verfolgbaren, gegen Osten in zunehmendem

Mass bis schliesslich gänzlich verkehrt liegenden Sulzbachdecke zu erblicken (A. TOLLMANN 1966b, S. 156), wobei natürlich offen bleibt, ob auch hier die verkehrte Serie von der Lunzer Decke abgerissen ist und daher einer selbständigen tektonischen Einheit, eben der Sulzbachdecke, angehört oder noch mit dem Deckenkörper der Lunzer Decke zusammenhängt.

Besondere Probleme bot der Rahmen des Schwechatfensters, der in allen vorliegenden Arbeiten von L. KOBER bis G. HERTWECK sehr unterschiedlich dargestellt wurde. Noch 1951 war durch H. KÜPPER (S. 22f., Taf. 4, Fig. 2) eine sowohl in bezug auf den Inhalt als auch den Rahmen des Fensters gegenüber den schon bekannten Kartierungsunterlagen unzutreffende Darstellung gegeben worden: Grosse Teile der beiden, den Rahmen bildenden Schuppen sind in dieser Darstellung noch in den Fensterinhalt miteinbezogen worden. Die Neukartierung des Fensters durch G. HERTWECK (1964, 1965) erbrachte eine neue Deutung in bezug auf die Abgrenzung und Gliederung des Rahmens, die für den Abschnitt S des Fensters befriedigt. Der Fensterinhalt ist demnach zunächst von der Peilsteinschuppe der Göllerdecke flach überschoben, wobei diese Schuppe eine Schichtfolge von nur lokal unter die Lunzer Schichten hinabreichender höherer Trias bis zum Lias umfasst. Durch die Überschiebung des gesamten Raumes auch noch durch die nächsthöhere Schuppe, die Lindkogelschuppe, die mehrere Kilometer weit gegen N über das Schwechatfenster hinausreicht (G. HERTWECK 1964, S. 230), entstand so ein weiterer, über dem unteren Rahmen gelegener Rahmen des Schwechatfensters («Schwechathalbfenster» G. HERTWECK 1965, S. 41). Da der durch die Lindkogelschuppe gebildete äussere Rahmen des Schwechatfensters im Norden im Gegensatz zur Darstellung von G. HERTWECK geschlossen ist (s. u.) und auch S der Schwechat in dem eingesehenen Abschnitt SE Grasel der äussere Rahmen eine andere Konfiguration zeigt, erscheint es besser in diesem Punkt der Darstellung von A. SPITZ 1920, Taf. 2 gegenüber jener von G. HERTWECK im grossen den Vorzug zu geben, so dass demnach im Schwechatfenster ein Doppelfenster und nicht eine durch ein Halbfenster überlagerte Fensterstruktur vorliegt.

Die Deutung des Nordrahmens durch G. HERTWECK (1964, S. 231, Abb. 1 und 1965, S. 42, Abb. 1) ist auf Grund eigener exkursionsmässiger Begehung des Gebietes dahingehend abzuwandeln, dass der Abschnitt N vom Fenster und W von Sattelbach nicht der Peilsteinschuppe angehört – etwa durch eine im Sattelbachtal (Abb. 1, 1965) angenommene Grenze getrennt – und die Lindkogelschuppe hier nur in Form von einigen kleinen Deckschollen vorliege. Es zeigte sich vielmehr, dass die Peilsteinschuppe, die bereits im Südrahmen des Fensters stark ausgedünnt ist, im Nordrahmen noch weiter reduziert wird und auf ein im Westen noch breites, gegen Osten völlig ausgequetschtes Band von Lunzer Sandstein beschränkt ist: Am SE- Fuss des Ungersteins setzt es breit N des Schwechattales an, zieht N vom Happenhofer aufwärts und ist noch im Punkt 180 m S Kote 443 über dem Jura des Fensterinhaltes und unter dem Muschelkalk (Annaberger Kalk) der überlagernden Lindkogelschuppe sichtbar.

Die Lindkogelschuppe hingegen zieht mit dem mitteltriadischen Annaberger Kalk (Begriff bei A. TOLLMANN 1966, S. 118) der Steinleite an der Basis S vom Fenster einsetzend über die an kleinen SW-NE-Verwerfern jeweils gegen NW hin etwas herausgehobenen Schollen dieser Zone mit dem grossen Steinbruch Haberl S der Schwe-

chattalstrasse weiter, übersetzt dann mit eben diesem Kalkzug 300 m E Grasel den Schwechatbach und schwenkt in den nordfallenden Flügel des idealen Gewölbes ein, wo der Kalkzug ohne Unterbruch über die Felsen der Ungerstein-Südseite mit dem alten Steinbruch des Stiftes Heiligenkreuz nach E südlich von Kote 443 und zum Kalkofen W Kote 288 im Talgrund durchstreicht. Gegen N aufwärts folgt hier über dem Muschelkalk im Sattel N des Ungersteins die Fortsetzung der aufrechten Schichtfolge der Lindkogelschuppe mit Lunzer Sandstein und Hauptdolomit. Entlang des Sattelbachtales N Sattelbach existiert keine Schuppengrenze etwa zwischen Peilstein- und Lindkogelschuppe, sondern letztere streicht quer über das Tal. Zwar treten entgegen der Darstellung auf der SPITZ-Karte (offenbar Farbdruckfehler) rechts vom Sattelbachtal N vom Gehöft Steiner S der Strassenabzweigung nach Preinsfeld rote und grüne glimmerreiche Werfener Schiefer mit sandigen Rauhwackelagen auf. Sie fallen aber konstant 30°–35° steil gegen S ein, so dass sie nicht für eine Trennung von West- und Ostflanke des Sattelbachtales herangezogen werden können.

In regionaler Hinsicht bietet die durch die Untersuchung von G. HERTWECK angebahnte Lösung der Frage des Rahmens des Schwechatfensters auch eine befriedigende Erklärungsmöglichkeit für die Verhältnisse der Stirnschuppen der Göllerdecke weiter im SW. Die von G. HERTWECK (1961, S. 56, Taf. 1, 4) NE von Muggendorf auskartierte Muggendorf-Hohenwart-Deckscholle kann, da sie noch über die darunterstreichende Schuppengrenze der Waxeneckschuppe (einer Teileinheit der Peilsteinschuppe) hinweggreift, in einfacher Weise nur aus der Front der nächstsüdlicheren Schuppe bezogen werden. Die nächstsüdlichere Schuppe folgt erst 4 km hinter dem Vorderrand der Muggendorfer Deckscholle. Es ist daher für diese Schuppe eine bedeutende, an Deckenüberschiebungen gemahnende Bewegungsweite erforderlich, so dass die Darstellung von G. HERTWECK, der hier nur rasch seitlich ausklingende Schuppen zeichnete, keine Wahrscheinlichkeit besass. 1963, Taf. 16, konnte ich zeigen, dass die für die Ableitung der Muggendorfer Deckscholle nötige, eine Zeitlang aushaltende Überschiebung an der Basis der von mir damals als «Geyerschuppe» bezeichneten Einheit zu finden ist, wobei sich die Überschiebung dieser Einheit entgegen der bisherigen Darstellungen einerseits noch SW von Pernitz wiederfinden lässt – obzwar die Überschiebung kurz vor Erreichen der Göllerdeckenstirn bei Gutenstein ausklingt – andererseits im NE ihre Fortsetzung in der bekannten Linie NW Pottenstein vorliegt. Diese Auffassung wird nun durch die neueren Ergebnisse bestätigt. Die NE-Fortsetzung dieser Überschiebung zielt jenseits des durch die pliozänen Triestingschotter verdeckten Streifens direkt auf die nun von G. HERTWECK von N her verfolgte Hauptüberschiebung zwischen der (tieferen) Peilsteinschuppe (A. SPITZ 1920, S. 49) und der (höheren) Lindkogelschuppe (A. SPITZ 1920, S. 63). Nach Klärung der Zusammengehörigkeit dieser beiden Teile zu einer grossen Schuppe bzw. Teildecke ist der für den Westabschnitt eingeführte Name «Geyerschuppe» fallen zu lassen und die Einheit in ihrer Gänze als Lindkogelschuppe zu bezeichnen. Die Überschiebungsweite der Lindkogelschuppe überschreitet im NE-Abschnitt bereits 5 km. Die tiefere Peilsteinschuppe aber deshalb als eine eigene Decke von der Göllerdecke abzutrennen, ist auf Grund ihres nicht allzuweiten Anhaltens im Streichen und auf Grund des erwähnten Auslaufens der Überschiebung gegen SW vor Gutenstein untunlich. Eigenartig ist es, dass auch an der Basis der Muggendorfer Deckscholle nach H. HERTWECK (1961, S. 59) noch Schürflinge in Frankenfelser Fazies auftreten, was auf

die bedeutende Überschiebung hinweist. Da die Überschiebung der als Geyerschuppe (= Lindkogelschuppe) bezeichneten Einheit auch zufolge der Neukartierung durch H. SUMMESBERGER (1966, Taf. Abb. 1) E von Gutenstein ausläuft, müsste eine sehr rasche seitliche Abnahme der Förderungsweite dieser Schuppe angenommen werden – oder aber man denkt doch an eine Ableitung der Muggendorfer Deckscholle aus der Waxeneckschuppe, wobei eine sekundäre Rückschuppung über die erzeugende Fuge nötig wäre. Aus allem ergibt sich bereits jetzt vor restloser Neukartierung des Gesamtraumes der gut begründete Hinweis auf Fortsetzung der Lindkogelschuppe in der Geyerschuppe, während die Herkunft der Muggendorfer Deckescholle noch nicht mit Sicherheit entschieden werden kann.

Am Ostrand der *Kalkhochalpen*, den das Profil weiter im S durchschneidet, gelang durch eine detaillierte Neukartierung (E. KRISTAN 1958 und B. PLÖCHINGER 1961, 1964) und durch das vergleichende Studium des im W anschliessenden Abschnittes der Kalkhochalpen (E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN 1962) eine gut fundierte Klärung der noch offen gebliebenen Probleme, so dass eine zusammenfassende kartenmässige Darstellung der tektonischen Gliederung dieser Region gegeben werden konnte (A. TOLLMANN 1963, Taf. 16).

In diesem Abschnitt der Kalkhochalpen herrscht weiträumiger vorgosauischer Deckenbau. Gosau transgrediert weithin über die Grenzen der tektonischen Haupteinheiten: So übergreift sie z. B. im Miesenbachtal die Grenze zwischen Göllerdecke und auflagernder Mürzalpendecke («Decke der Hohen Wand»), in der Neuen Welt-Grünbacher Gosaumulde die Grenze von Mürzalpen- und Schneebergdecke. Die weite Überschiebung der hochalpinen Decken lässt sich in diesem Gebiet an tektonischen Fenstern klar ersehen, so am Dürnbach-Halbfenster, am Hengstfenster, Ödenhoffenster (Neuaufnahme G. HERTWECK 1958), Höfleiner Fenster (B. PLÖCHINGER 1961) u. a. Gerade auch zufolge dieser Fenster war die Struktur des Gebietes schon in der Frühzeit der tektonischen Kalkalpenforschung durch L. KOBER (1912) in den Grundzügen erkannt worden.

Die Decke der Hohen Wand stellt den Ostflügel der *Mürzalpendecke* dar, die als Muster für eine Vielfaziesdecke dienen kann, wie dies 1963 desnäheren dargelegt wurde. Im Raum unseres Profilschnittes gelang es E. KRISTAN (1958) durch die Neukartierung der Hohen Wand die Beheimatung der Hallstätter Fazieszone zwischen der voralpinen Entwicklung im N und der Riffazies in der Schneebergdecke im S zu belegen, und zwar nicht nur auf Grund der tektonischen Stellung, sondern auch durch Faziesübergänge am Rand der Decke der Hohen Wand gegen N und S (z. B. Ansetzen der Wettersteinriffkalke der Schneebergdecke bereits innerhalb des Südteiles der Hohen-Wanddecke im Emmerbergzug). Durch die Untersuchung in den Mürztaler Alpen wurde diese Feststellung, zu der sich schliesslich auch E. SPENGLER (1959, S. 283; 1963, S. 473), der Hauptvertreter der gegensätzlichen Auffassung, bekannte, weiter bestätigt, so dass gerade dieses zentrale Problem der Kalkhochalpen einer sicheren Lösung zugeführt werden konnte.

Die höchste Einheit des Raumes bildet die *Schneebergdecke*. Ihre Position als oberste tektonische Einheit wird heute, nach Neukartierung eines guten Teiles ihres Ostrandes durch B. PLÖCHINGER und zahlreiche weitere Beobachtungen allgemein anerkannt – entgegen der Auffassung von H. P. CORNELIUS und E. SPENGLER (in seinen älteren Arbeiten), die diese Decke dem «basalen Gebirge» zugezählt hatten. B.

PLÖCHINGER hat (1964 b) die Unterlagerung der Schneebergdecke durch Schollen der Hohen-Wanddecke (= Mürzalpendecke) auch an deren Südrand bestätigt, die er im Raum S Gösing-Sieding-Prigglitz mit einer bis zu den charakteristischen Mürztaler Mergeln reichenden Schichtfolge erfasste. Damit ist das vollkommene Schwimmen der Schneebergdecke auf den tieferen Einheiten im Sinne von L. KOBER 1912 eindeutig geklärt.

Auf einen Gesichtspunkt ist in diesem Zusammenhang besonders zu verweisen, dessen Berücksichtigung das Verständnis der Situation erfordert: Es ist die starke tektonische Reduktion und Abquetschung der tieferen Decken unter höheren Massen – eine Erscheinung, die aber auch in den östlichen Kalkvoralpen weit verbreitet ist (A. TOLLMANN 1966 b, S. 192). In diesem Abschnitt der Kalkhochalpen zeigt z. B. die Mürzalpendecke in der Hohen Wand noch grosse Mächtigkeiten, ist im Ostteil des Ödenhoffensters auf einige hundert Meter Mächtigkeit reduziert, im W dieses Fensters und des angrenzenden Hengstfensters aber schon vollkommen ausgequetscht und taucht auch am Südrand der Schneebergdecke nur streckenweise in Schollen und Linsen auf. Am Südrand der Schneebergdecke gibt es dazwischen beträchtliche Strecken, wo die Ausquetschung der Mürzalpendecke wie im Westteil des Ödenhoffensters so weit gediehen ist, dass die Mittel- und Untertrias der Schneebergdecke direkt auf die Untertrias der Mürzalpendecke oder einer noch tieferen Einheit zu liegen kommt. Werfener Schiefer liegen so auf Werfener Schiefern, so dass man in solchen Abschnitten scheinbar in einer «normalen» Folge aus einer Decke in die andere gelangt. Man betrachte nur etwa den Abschnitt E und SE von Gösing (NW Ternitz) auf der Kartendarstellung von B. PLÖCHINGER 1964: Würden sich hier in der Fortsetzung dieser Grenzzone gegen W zwischen Muschelkalk und Wettersteinkalk nicht noch weitere Schichtglieder (teils in «neutraler» Fazies, teils typisch für Hallstätter Fazies) einstellen, so wäre die tektonische Linie, die B. PLÖCHINGER hier am Ostrand der Schneebergdecke in ganz richtiger und konsequenter Weise zwischen Werfener Schichten und der Mitteltrias durchgezogen hat, nicht für jeden glaubwürdig. Man darf demnach hier am Südrand der Kalkalpen, wo die Ausquetschung enorm ist – wie die immer wieder einsetzenden und rasch an- und abschwellenden Schollenzüge anzeigen – nie aus dem lokalen, sondern nur aus einem regional vergleichenden Blickwinkel tektonische Aussagen treffen. Die zahlreichen Fensteraufschlüsse haben hier geholfen, ein so klares Bild von der Übereinanderschaltung dreier Decken zu schaffen.

Das gleiche, das vom Verhältnis Schneebergdecke-Mürzalpendecke in der Südrandzone gesagt wurde, gilt ebenso für das Verhältnis zur nächsttieferen Einheit. Durch das Ödenhoffenster ist eine Überschiebungsweite der Mürzalpendecke über (dem Dachsteinkalk) der Göllerdecke von mindestens 5 km erschlossen. Das Ausquetschen der Schichtfolge der Göllerdecke gegen S muss auf kurzer Strecke erfolgen da $3^1/_4$ km S vom Ödenhoffenster bei Sieding am Südrand der Schneebergdecke und Mürzalpendecke alle Schichtglieder der Unterlage bis zum Werfener Schiefer abgequetscht sind: Aus der so weit in den Fenstern aufgeschlossenen Unterlagerung der hochalpinen Decken durch die Göllerdecke ergibt sich logisch, dass der basale, durch Prebichlschichten in Transgressionsverband mit der Grauwackenzone stehende Anteil der geschuppten Werfener Schiefer am Kalkalpensüdrand hier nicht den hochalpinen Decken, sondern ihrer Unterlage, der Göllerdecke (Tirolikum) angehört. Es können

daher die Prebichlschichten und der basalste Teil der Werfener Schiefer am Kalkalpensüdrand nicht zur «Decke der Hohen Wand» im Sinne von B. PLÖCHINGER (1963, S. 57) gezählt werden.

Zur faziellen Seite dieses Kalkalpensüdrand-Problems sei noch folgendes vermerkt: Die Mürzalpendecke stellt, wie besonders ihr Abschnitt W der Schneeberg-Rax-Scholle zeigt, wie aber auch schon ihr östlicher Südrand im Emmerbergzug erkennen lässt, eine Vielfaziesdecke dar, die in ihrem Südteil noch Abschnitte der Riffazies mit Wettersteinkalk beinhaltet (vgl. Veitsch). Der Einwand, dass die Schollen der Mürzalpendecke die am Südrand unter der Schneebergdecke hervorkommen, nur dann ihr zuzuzählen seien, wenn sie in einer der Schneebergdecke konträren Fazies, nämlich der Hallstätter Fazies vorlägen, ist heute eben mit der feineren Erfassung des Faziesüberganges bereits innerhalb der Mürzalpendecke hinfällig.

Die Aflenzer Fazies, von der E. SPENGLER (1920, Taf. 4; 1926, Prof. 6) so klar dargetan hat, dass sie südlich der Riffazies in noch erhaltener Verzahnung (Hochschwab) auftritt, darf nicht mit der N der Riffzone beheimateten, hier unter anderem durch Mürztaler Mergel gekennzeichneten Hallstätter Fazies vereint werden, wie B. PLÖCHINGER 1962, S. 57 annahm. Hier bleibt die Auffassung von E. SPENGLER (1959, Taf. 4) vollkommen zu Recht bestehen.

Die Schneebergdecke bildet die höchste grosstektonische Einheit dieses Raumes. Eine noch etwa darüber lagernde Lachalpendecke im Sinne von F. HERITSCH und H. P. CORNELIUS existiert nicht. Sämtliche «Deckschollen» im Bereich der Schneebergdecke erwiesen sich als Aufbrüche des Untergrundes – mit einer Ausnahme, der Gupfdeckscholle SW der Rax (A. TOLLMANN 1963 b, S. 134).

Die Zentralalpen

Unser Profil verläuft, um auch die tiefsten tektonischen Einheiten am Ostrand der Alpen anzutreffen, nun gegen SSE in Richtung Bernstein-Rechnitz. Die Obere und Untere *Grauwackendecke* und die darunter liegende Tattermannschuppe des *Mittelostalpins* sind hier unter dem bis Gloggnitz reichenden SW-Sporn des Wiener Beckens verdeckt, so dass auf diese Zonen hier nicht näher eingegangen werden soll. Es sei nur vermerkt, dass die Schuppe mit dem «Tattermannschiefer» (= Alpiner Verrukano), die auf weite Strecken unter den Grauwackendecken verfolgt werden kann, nach Entdeckung weiterer Schichtglieder als eine in fazieller Hinsicht dem Unterostalpin sehr ähnelnde Zone gegen E hin obertags bis Weissenbach bei Gloggnitz (A. TOLLMANN 1964, Taf. 1), gegen W hin aber im Hangenden des zentralalpinen Kristallins in die Thörler Serie und noch weiter im Liegenden der Grauwackenzone verfolgt werden konnte. Bei Thörl wurde nunmehr die zuvor aus dem Serienvergleich abgeleitete Einstufung der gesamten Serie in die Permotrias durch die Bestimmung von Crinoiden des Anis (Wende Pelson/Illyr) paläontologisch fixiert (E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN 1967, S. 27).

Das zusammenhängende Durchstreichen dieses Sedimentanteiles der Tattermannschuppe gegen W über dem Kristallin der Zentralalpen, das dem Unterostalpin aufgeschoben ist, machte eine Einordnung dieser noch Trias umfassenden, aber zugleich

im Liegenden der paläozoischen, oberostalpinen Grauwackenzone hinziehenden Einheit in ein «Mittelostalpin» unvermeidlich (A. TOLLMANN 1959, S. 29).

Den Südrahmen des Wiener Beckens bildet in unserem Streifen das *Unterostalpin* im Semmeringsystem in der Buckligen Welt. Es ist dies ein die höheren tektonischen Einheiten mit nordvergent tauchenden Decken unterlagerndes System. Im Profilbereich entlang des Pittentales ist das Scheiblingkirchener Fenster die markanteste Struktur dieses Abschnittes. Von N nach S fortschreitend durchquert man zunächst die leicht metamorphe Permotrias, deren stratigraphische Neugliederung im Semmeringgebiet durchgeführt (E. KRISTAN & A. TOLLMANN 1957) und in der Folge weiter ausgebaut wurde (A. TOLLMANN 1964, S. 194f.). Die vormesozoische Unterlage besteht vorwiegend aus Glimmerschiefern (Altpaläozoikum?), zu denen sich abschnittsweise Chloritschiefer, Amphibolite und Leucophyllite gesellen. Im Kern dieser Schieferserie (abseits von unserem Profilverlauf) stecken Grobgneise, die aus einem wohl im Anschluss an die variszische Orogenese aufgedrungenen Granit durch die Verschieferung in alpidischer Zeit umgeprägt wurden (H. WIESENEDER 1961, S. 11). Eine neue Beschreibung und Kartierung der Grobgneise und ihrer Hülle in diesem Abschnitt liegt von G. FUCHS (1962, S. 20f.) vor.

In tektonischer Hinsicht ist beachtlich, dass unter dieser «Kernserie» bzw. «*Grobgneisserie*» (Eselsbergdecke MOHR) wieder Permotrias, und zwar in verkehrter Lagerung im gesamten Rahmen des Scheiblingkirchener Fensters erscheint (A. TOLLMANN 1963, S. 15, Abb. 2). Als Inhalt des Fensters taucht phyllitischer Glimmerschiefer auf, der nach G. FUCHS (1962, S. 34) als tiefere unterostalpine Einheit aufzufassen ist (Buchbergdecke MOHR). In diesem Sinn ist auch das Übersichtsprofil gezeichnet. Dieses zeigt ferner den Baustil des Unterostalpins in diesem Abschnitt: Es liegen Faltendecken, nicht Abscherungsdecken vor, das heisst also Decken, die aus liegenden Falten mit aufrechten und verkehrten Serien hervorgingen. Dies ist bemerkenswert, da in den meisten anderen Abschnitten der Ostalpen auch in den tiefen tektonischen Einheiten Abscherungsdecken herrschen, während sie im Semmeringsystem W und E der Wechselkuppel zugunsten der Faltendecken zurücktreten.

Einen besonders interessanten Abschnitt schliesslich bietet die Kulminationszone Bernstein-Rechnitz, in der sich die Frage nach der Stellung von Rechnitzer Serie und dem Verhältnis zur Wechselserie erhebt.

Unser Schnitt verläuft derart, dass zwar nicht die mittelostalpinen Deckschollen angeschnitten werden, die im Raum Sieggraben und Schäffer über dem unterostalpinen System mit höher metamorphen Gesteinen der Katazone auflagern (K. LECHNER 1957, S. 25 u. a.), wohl aber die tieferen Gebirgsbauteile zur Darstellung gelangen. Es ist trotz gegensätzlicher Meinung der beiden Hauptbearbeiter der Bernsteiner Schieferinsel, A. ERICH (1960) und A. PAHR (1960) von der Lagerung der Rechnitzer Serie ganz ohne Zweifel, dass sie im Sinne von A. PAHR die Unterlage der unterostalpinen Grobgneisserie bildet, unter letzterer kuppelförmig auftaucht und nicht dem Unterostalpin auflagert. Dies geht nicht nur aus den von A. PAHR angegebenen Aufschlusspunkten hervor, sondern vor allem auch aus der Karte, die A. ERICH (1960, Taf. 1) selbst gegeben hat. Bei unvoreingenommener Betrachtung bietet diese Darstellung auf Grund der zahlreichen Fallrichtungsvermerke trotz der starken Verfaltung der Schieferserien das Bild eines geradezu idealen Kuppel- bzw. Antiklinalen-

baues der Rechnitzer Serie – mit nur wenigen lokalen Abweichungen und bei Berücksichtigung der bei Rettenbach eingezeichneten N-S verlaufenden (jüngeren) Störung! Über das fensterförmige Auftauchen der Rechnitzer Serie im Raum von Bernstein, Rechnitz und in einigen kleineren Aufbrüchen der Umgebung ist nach allen neueren Untersuchungen kein Zweifel mehr möglich.

Die *Rechnitzer Serie* (H. WIESENEDER 1932, S. 139) besteht aus epizonal metamorphen Sedimenten, unter denen besonders Phyllite, Kalkphyllite und Kalkschiefer dominieren, gelegentlich mit Dolomit-Konglomeratlagen; Dolomite, Quarzite, ferner Grünschiefer und Serpentine kommen hinzu. W. J. SCHMIDT hat (1951, S. 314; 1954, S. 365) auf Grund seiner persönlichen Kenntnis der Tauernschieferhülle diese Serie als erster mit dem Pennin der Tauern verglichen, und einen bis in den Oberjura reichenden Schichtumfang darin vermutet. A. PAHR hat nach umfassender Kartierung (1955, 1960) ebenfalls auf die Vergleichbarkeit mit der mesozoischen penninischen Schieferhülle der Tauern verwiesen. Nicht nur auf Grund der Lagerung, sondern vor allem auch auf Grund des Serienbestandes kann einer Einbeziehung der Rechnitzer Serie in die «Obere Grauwackendecke» und einer Einstufung in das Paläozoikum im Sinne von A. ERICH (1960, S. 107) nicht zugestimmt werden.

Als nächstes interessiert vor allem die Stellung der Rechnitzer Serie, die unter die unterostalpine Grobgneisserie abtaucht, zur Wechselserie, die nahe W davon ebenfalls die unterostalpine Grobgneisserie unterteuft. Die *Wechselserie* besteht (H. MOHR 1913, S. 326) aus Albitgneisen, Glimmerschiefern, Amphiboliten, Grünschiefern, Graphitschiefern etc. Sie taucht in unsymmetrischer Kuppel als tiefstes Element weiter im W unter dem unterostalpinen Deckenland auf. Hinsichtlich ihrer Stellung wurde bisher das tiefste Unterostalpin oder – nach Vergleich mit dem paläozoischen Anteil der Schieferhülle der Tauern – ein Paläozoikum des Pennins in Erwägung gezogen. In letzterem Falle müsste dann das Mesozoikum in penninischer Fazies im Raum des Wechselfensters tektonisch abgeschert worden sein – was insoferne denkbar ist, da das Unterostalpin diskordant, mit verschiedenen Schichtgliedern auf den Wechselschiefern aufliegt.

Zur Klärung des Verhältnisses von Wechselserie und Rechnitzer Serie sind die Arbeiten von H. WIESENEDER (1932, S. 169; 1936, S. 322) und A. PAHR (1960, S. 277–282 und 1960 a, S. 2) von Bedeutung. H. WIESENEDER hat gezeigt, dass die Gesteine im Raum von Hattmannsdorf am NW-Rand der Bernsteiner Schieferinsel den entsprechenden Gesteinen des Wechselgebietes vollkommen gleichen. A. PAHR (1960, S. 277–278) hat weitere Gemeinsamkeiten der Serie S Hattmannsdorf und der Wechselserie gezeigt. Die Lagerungsverhältnisse im Fenster von Bernstein sind nun derart, dass die der Wechselserie entsprechende Gesteinsfolge zutiefst lagert und *darüber* die Rechnitzer Serie folgt; über beiden Einheiten schliesslich ist die unterostalpine Grobgneisserie überschoben (A. PAHR 1960, S. 279). Der Vergleich mit dem Pennin der Alpen spricht demnach sehr klar für folgende Deutung: In der Wechselserie ist der paläozoische Anteil, in der Rechnitzer Serie der mesozoische Anteil der penninischen Schieferhülle zu erblicken. Fossilien sind daraus bisher noch nicht bekannt, die Zuordnung erfolgt auf Grund der Seriengliederung (und der Metamorphose und Stellung). Die penninischen Zentralgneiskerne, bzw. deren Analoga, die Tatriden (A. TOLLMANN 1965, S. 276), müssten noch in der Tiefe unter diesen Schieferhüllkuppeln verborgen sein. Eine kleinräumigere tertiäre Undation liess in diesem

östlichsten Abschnitt der Alpen die tieferen Gebirgsteile in einer Reihe von kleineren Fenstern anstatt in Form eines grossen, in der Achse der Zentralalpen gelegenen Fensters erscheinen – was den Übergang zum karpatischen Jungbauplan anzeigt, wo eben dieses Prinzip der vielfachen tertiären Teilaufwölbungen im zentralen Gebirgsteil verwirklicht ist. Der südpenninische Schieferhülltrog aber endet bald jenseits des Ostrandes der Alpen (die Rechnitzer Serie konnte noch ein Stück in den Bohrungen Westungarns weiterverfolgt werden, so z. B. in der Bohrung Vat (M. VENDEL 1960, S. 285), sodass in den Karpaten die tatriden Granitgneiskuppeln mit ihrer lückenhaften Hülle unmittelbar unter der Fortsetzung der Ostalpinen Einheiten lagern.

Die südlich an die Rechnitzer Schieferinsel anschliessenden wurzelnäheren Teile des ostalpinen Deckenlandes sind durch die neogene Beckenfüllung weitgehend verhüllt. Die Rechnitzer Bucht des Steirischen Beckens bzw. des Fürstenfelder Teilbeckens ist nur seicht von Neogen erfüllt. In unseren Profilschnitt fällt eine Reihe von Kohlenbohrungen, wodurch die pannonische Serie im oberflächennahen Teil dieser Bucht bekannt ist (A. PAPP & A. RUTTNER 1952, S. 197).

S der Rechnitzer Bucht durchragt nochmals Grundgebirge bei Hannersdorf und im Eisenbergbereich die seichte Beckenfüllung. Diese Schollen repräsentieren den Ostausläufer der Südburgenländischen Schwelle. W. POLLAK (1962) hat diesen Abschnitt neu untersucht und kam zum Ergebnis, dass der Nordteil der Aufragung im Raum Hannersdorf mit fossilbelegtem Devon faziell und altersmässig vom Südabschnitt abzutrennen sei und dem Oberostalpin zugezählt werden kann. Die Region S der Pinka und das Csatherbergmassiv mit ihren Glimmerschiefern, Gneisen, Kalkglimmerschiefern, Grünschiefern und Ophiolithen trennte POLLAK als tiefere, der Rechnitzer Serie entsprechende Einheit ab. Oberostalpin würde hier demnach unter Ausquetschung der tieferen ostalpinen Einheiten unmittelbar auf Pennin zu liegen kommen – eine Erscheinung die auch von grossen Abschnitten der anderen penninischen Fenster der Alpen bekannt ist (A. TOLLMANN 1963, S. 191). Das oberostalpine Paläozoikum gewinnt aber S und W des Eisenberges bereits grössere Bedeutung, wie die W Hamisch auftauchende Scholle und die durch die SMV bei Neuhaus, Bachselten und Mischendorf niedergebrachten Bohrungen zeigen (K. KOLLMANN 1965, S. 494).

Unser Profil durch den Ostabbruch der Alpen kann durch die im S anschliessende weite Region des Westpannonischen Beckens nur den nördlichen, allerdings grösseren Teil des Nordalpenstammes erfassen. Der noch immer bedeutende, südliche, wurzelnähere Abschnitt, in dem das Ostalpin wieder zu grösserer Mächtigkeit anschwillt, ist bis zu der vom Bachergebirgs-Südrand nach NE einschwenkenden Nord-Südalpen-Grenze vom Neogen verhüllt.

Bemerkungen zu dem weiter westlich gelegenen Parallelprofil

Zur Verdeutlichung des Baustiles im Ostabschnitt der Nordalpen wurde ergänzend ein rund 60 km weiter westlich gelegenes Profil dargestellt (Taf. 1, Fig. 2), zu dem noch einige Anmerkungen hinzugefügt werden sollen.

Die *Molassezone* weist hier an der Oberfläche eine geringe Breite auf. In der Bohrung Mank 1 erreicht sie eine Mächtigkeit von 747 m, in der Bohrung Kilb 1 1142,5 m (F. BRIX & K. GÖTZINGER 1964, S. 71). In der Tiefe unter Helvetikum, Flysch und

Kalkalpen aber reicht die Molasse weit gegen Süden. In der Bohrung Urmannsau 1 – die in der Breite des im Profil angegebenen Gaisenberges, aber 14 km weiter im W abgeteuft wurde – ist Molasse unter den alpinen Decken noch 15 km südlich vom Flysch-Stirnrand und 8 km südlich vom Kalkalpen-Nordrand angefahren worden.

Die *Flyschzone* ist in diesem Raum durch Späne des Helvetikums in Form von Jura-Schürflingen und Buntmergel-Scherlingen und auch noch von Molassespänen stark durchspiesst. In dem im Profil liegenden Texinger Schürflingsfenster wurde innerhalb der Flyschzone ein Molassespan bis an die Oberfläche emporgeschleppt. In der im Jahre 1959 im Texinger Molassefenster abgeteuften Bohrung hatte bereits der Umstand Aufsehen erregt, dass die im Flysch einspiessenden Molassespäne (0–216 m, 1028–1140 m) in Beckenfazies vorlagen und aus älteren Schichtgliedern aufgebaut waren als die zutiefst (bis 1730 m) angetroffene autochthone Molasse, die mit Melker Sanden in Nordrandfazies dem Kristallin auflag. Bereits hierdurch konnte indirekt mit Sicherheit auf die bedeutende Breite des Molassetroges unter den alpinen Decken geschlossen werden (A. TOLLMANN 1963, S. 139), da diese Schürflinge aus älterer Molasse in Beckenfazies weit aus dem Süden stammen mussten. Die Bohrung Urmannsau 1 hat bereits dieses Postulat der breiten Unterlagerung der nordalpinen Decken durch die Molasse bestätigt.

Innerhalb der *Kalkalpen* erkennen wir auch im Parallelprofil den grundsätzlich gleichen Baustil wie im Profil am Ostrand der Alpen: Die zutiefst lagerende Frankenfelser Decke ist in enge, liegende, nordvergente Falten gepresst. Die Lunzer Decke zeigt eine enge Schuppenstruktur, wobei diese Schuppen im Streichen zum Teil in Falten übergehen. Die auflagernde Sulzbachdecke ist ein Musterbeispiel für eine verkehrt liegende Decke, die hier mit ihrer verkehrten Trias-Jura-Neokom-Serie eine Breite von 10 km erreicht. Sie löst sich im Streichen mittels flach lagernder Durchscherungsflächen aus einer riesigen liegenden Falte ab. Der Liegendschenkel dieser Überfalte wurde zur Lunzer Decke, der Mittelschenkel zur Sulzbachdecke, der Hangendschenkel zur Reisalpendecke, die im Profilabschnitt rund um Annaberg letztere in zahlreichen Deckschollen und Halbklippen überlagert. Nach Material und Baustil werden die im Süden folgende Unterberg- und Göllerdecke noch zu den kalkvoralpinen Decken gezählt. Die Göllerdecke reicht mit ihren basalen Gliedern bis zum Kalkalpen-Südrand durch und lagert dort transgressiv auf der «Oberen Grauwackendecke» auf.

Als höchste kalkalpine Einheiten schwimmen die kalkhochalpinen Elemente gleich riesigen Deckschollen über der Göllerdecke, und zwar die Mürzalpendecke und auf ihrem Rücken noch Reste der Schneebergdecke, die gerade im Profil ihr Westende findet (E. KRISTAN & A. TOLLMANN 1962). Die von der Stirnpartie der Mürzalpendecke beim sekundären, nachgosauischen Nachschub der Decke abgesplitterten permischtieftriadischen Basalteile wurden von der in dieser jüngeren Phase gebildeten Stirneinrollung der Deckenhauptmasse noch lokal überfahren und bilden die lang hinziehende Mürzalpen-Stirnschuppe. Die früher herangezogene komplizierte Erklärung einer Ultraüberschiebung und Einwicklung zur Deutung der Position dieser Permotrias der Mürzalpen-Stirnschuppe entlang der «Puchberg-Mariazeller-Linie» ist heute nicht mehr nötig, da gezeigt werden konnte, dass dieses Stirnschuppenphänomen eine ganz allgemein verbreitete Erscheinung in den Nördlichen Kalkalpen darstellt.

Unter den beiden *Grauwacken-Decken* folgt hier das *Mittelostalpin* in bedeutend grösserer Mächtigkeit als im Ostprofil. Der Beweis, dass das Paläozoikum der Grau-

wackenzone nicht unmittelbar dem Kristallin der Zentralalpen auflagert, sondern eine tektonisch selbständige, höhere Schubmasse bildet, liegt in der als permomesozoisch erkannten eigenen Sedimenthülle dieses mittelostalpinen Kristallins, die in unserem Parallelprofil durch den Thörler Kalkzug repräsentiert wird. Das permomesozoische Alter dieses in zentralalpiner Fazies vorliegenden – früher von einem Teil der Forscher als Paläozoikum, von einem anderen Teil als Mesozoikum angesprochenen – Thörler Kalkzuges konnte bereits 1959 durch das Erfassen wesentlicher Details im Zuge der vergleichenden Seriengliederung des zentralalpinen Mesozoikums stichhaltig begründet werden. Durch nunmehr geglückte Funde bestimmbarer Fossilien in diesem für die grosstektonische Deutung so wichtigen Sedimentgesteinsstreifen wurde auch der paläontologische Altersnachweis im anisischen Anteil geführt (E. KRISTAN-TOLLMANN und A. TOLLMANN 1967, S. 27).

Im Mürztal erscheint im Profil noch ein Ausläufer des *unterostalpinen Semmeringfensters* mit Kristallin und Permomesozoikum. Südlich davon wiederholt das System der Trofaiach-Brüche nochmals die Situation von Thörl: Mittelostalpines Kristallin mit eigener alpidischer Sedimenthaut trägt überschoben Reste der Unteren Grauwackendecke.

S der Rennfeld-Antiklinale ist das *oberostalpine Grazer Paläozoikum* in einer grossen Schüssel des mittelostalpinen Kristallins erhalten. Diese als Ganzes überschobene Masse zeigt – nach der Darstellung von E. CLAR 1935 und den jüngeren, dieser Darstellung im wesentlichen folgenden Auffassungen von H. BOIGK 1951 und H. FLÜGEL 1961 – an der Nordfront eine starke Schuppung, im Hauptkörper aber einen Grossfaltenbau mit nordvergenten Antiklinalen und gegen S geschlossenen Mulden. Als tektonisch höchstes Element des Grazer Paläozoikums tritt die Rannachdecke auf, die erst westlich des Profiles grössere Verbreitung erlangt.

AUSWAHL AUS DER NEUEREN LITERATUR

1. Allgemeines

BECK-MANNAGETTA, P. (1955), *Tektonische Übersichtskarte von Nieder-Österreich 1:500000.* Atlas von Niederösterreich, Karte V/1, Wien (Freytag-Berndt & Artaria).

CLAR, E. (1965), *Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen.* Verh. Geol. B.-A., Sdh. *G*, 11–35.

KOBER, L. (1947), *Wiener Landschaft.* Wiener Geogr. Studien *15*, 85 S.

KÜPPER, H. (1965), *Geologie von Wien.* 194 S., Wien (Hollinek).

THENIUS, E. (1962), *Niederösterreich.* Verh. Geol. B.-A., Bundesländerserie, 125 S.

TOLLMANN, A. (1963), *Ostalpensynthese.* 256 S., Wien (Deuticke).

2. Böhmische Masse

ANDRUSOV, D. (1964), *Geologie der tschechoslovakischen Karpaten I.* 263 S., Berlin (Akademie-Verl.).

BRIX, F. und GÖTZINGER, K. (1964), *Die Ergebnisse der Aufschlussarbeiten der ÖMV AG in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957–1963.* Teil I. Erdöl-Ztg. *80*, 57–76.

DUDEK, A. und SUK, M. (1965), *Zur geologischen Entwicklung des Moldanubikums.* Ber. geol. Ges. DDR *10*, 147–161.

DUDEK, A. und WEISS, J. (1966), *The Moravicum.* S. 247–277 in: J. SVOBODA et al. *Regional geology of Czechoslovakia, part I*, Prag (Czech. Acad. Sci.).

EXNER, CH. (1953), *Über geologische Aufnahmen beim Bau der Kampkraftwerke.* Jb. Geol. B.-A. *96*, 217–252.

FLÜGEL, E. (1960), *Nichtmarine Muscheln aus dem Jungpaläozoikum von Zöbing*. Verh. Geol. B.-A. *1960*, 78–82.

GRILL, R. und WALDMANN, L. (1950), *Zur Kenntnis des Untergrundes der Molasse in Österreich*. Jb. Geol. B.-A. *94*, 1–40.

KANTOR, J. (1957), *Geochronologische Studien der Monazite aus den Ablagerungen des Otava-Flusses in SW-Böhmen etc*. Geol. Prace, Zpravy *11*

KÖHLER, A. (1950), *Zur Entstehung der Granite der Südböhmischen Masse*. Tschermaks min. petr. Mitt. (3), *1*, 175–184

KÖHLER, A. und MARCHET, A. (1941), *Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels (Niederdonau) und seiner Randgebiete*. Fortschr. Miner. Krist. Petr., *25*, 253–366.

MÁŠKA, M. und ZOUBEK, V. (1960), *Variscian structural territorial units of the Czech Massif and their development*. S. 25–51: Tectonic development of Czechoslovakia. Praha (Akad. ved).

SCHERMANN, O. (1966), *Über Horizontalseitenverschiebungen am Ostrand der Böhmischen Masse*. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien *16*, 89–103 (1965).

SUESS, F. E. (1912), *Die moravischen Fenster etc*. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl. *88*, 541–631.

SVOBODA, J. (1960), *The Moravo-Silesian region*. S. 86–88 in: Tectonic development of Czechoslovakia. Praha (Akad. ved).

WALDMANN, L. (1951), *Das ausseralpine Grundgebirge Österreichs*. S. 10–104, 1 Karte in: F. X. SCHAFFER Geologie von Österreich, 2. Aufl., Wien (Deuticke).

– (1958), *Führer zu geologischen Exkursionen im Waldviertel*. Verh. Geol. B.-A., Sdh. *E*, 26 S.

WINOGRADOW, A. et al. (1959), *Über das Alter der Granite und Erzvorkommen in Sachsen*. Freiberger Forschungsh., Geol. *C 57*, 73–85.

ZOUBEK, V. (1960), *The unit of Moravicum*. S. 88–90 in: Tectonic development of Czechoslovakia. Praha (Akad. ved).

3. Molassezone

BRIX, F., und GÖTZINGER, K. (1964), *Die Ergebnisse der Aufschlussarbeiten der ÖMV AG in der Molassezone Niederösterreichs usf. I*. Erdöl-Ztg. *80*, 57–76.

BUDAY, T., CICHA, I. und SENES, J. (1965), *Miozän der Westkarpaten*. 295 S., Bratislava (Geol. Ustav).

GRILL, R. (1958), *Über den geologischen Aufbau des Ausseralpinen Wiener Beckens*. Verh. Geol. B.-A. 1958, 44–54.

GRILL, R. (1962), *Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau*. 52 S., Wien (Geol. B.-A.).

KAPOUNEK, J., PAPP, A. und TURNOVSKY, K. (1960), *Grundzüge der Gliederung von Oligozän und älterem Miozän in Niederösterreich nördlich der Donau*. Verh. Geol. B.-A. *1960*, 217–226.

KAPOUNEK, J., KRÖLL, A., PAPP, A. und TURNOVSKY, K. (1965), *Die Verbreitung von Oligozän, Unter- und Mittelmiozän in Niederösterreich*. Erdöl-Ztg. *81*, 109–115.

KRÖLL, A. (1964), *Die Ergebnisse der Aufschlussarbeiten der ÖMV AG in der Molassezone Niederösterreichs usf., IV*. Erdöl-Ztg. *80*, 221–227.

TOLLMANN, A. (1957), *Die Mikrofauna des Burdigal von Eggenburg*. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, *166*, 165–213.

– (1963), *Die Faziesverhältnisse im Mesozoikum des Molasse-Untergrundes der West- und Ostalpen und im Helvetikum der Ostalpen*. Erdöl-Ztg. *79*, 41–52.

WEINHANDL, R. (1957), *Stratigraphische Ergebnisse im mittleren Miozän des Ausseralpinen Wiener Beckens*. Verh. Geol. B.-A. *1957*, 120–130.

4. Flyschzone und Helvetikum

AUBOUIN, J. (1965), *Geosynclines*. Developments in Geotectonics *1*, 335 S., Amsterdam (Elsevier).

BRIX, F. (1961), *Beiträge zur Stratigraphie des Wienerwaldflysches auf Grund von Nannofossilfunden*. Erdöl.-Ztg. *77*, 89–100.

BRIX, F. und GÖTZINGER, K. (1964), s. o.

DEL-NEGRO, W. (1965), *Randbemerkungen zur Ostalpensynthese*. Veröff. Haus Natur Salzburg, N. F. *16*, 28–36.

GÖTZINGER, G. et al. (1954), *Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien.* 138 S., Wien (Geol. B.-A.).

GRILL, R. (1960), *Beobachtungen an Grossaufschlüssen im Flysch des Wienerwaldes.* Verh. Geol. B.-A., *1960*, 249–258.

GRÜN, W. et al. (1964), *Die Kreide-Tertiär-Grenze im Wienerwaldflysch bei Hochstrass (Niederösterreich).* Verh. Geol. B.-A., *1964*, 226–283.

JANOSCHEK, R., KÜPPER, H. und ZIRKL, E. (1956), *Beiträge zur Geologie des Klippenbereiches bei Wien.* Mitt. Geol. Ges. Wien *47*, 235–308 (1954).

KSIAZKIEWICZ, M. (1957), *Geology of the northern Carpathians.* Geol. Rdsch. *45*, 369–411.

KÜPPER, H. (1962), *Beobachtungen in der Hauptklippenzone bei Stollberg, N.-Ö.* Verh. Geol. B.-A. *1962*, 263–268.

– (1965), s.o.

OBERHAUSER, R. (1964), *Zur Frage des vollständigen Zuschubes des Tauernfensters während der Kreidezeit.* Verh. Geol. B.-A. *1964*, 47-52.

PAPP, A. (1956), *Orbitoiden aus dem Oberkreideflysch des Wienerwaldes.* Verh. Geol. B.-A. *1956*, 133–143.

– (1962), *Die Nummulitenfaunen vom Michelberg (Waschbergzone) und aus dem Greifensteiner Sandstein (Flyschzone).* Verh. Geol. B.-A. *1962*, 281–290.

PREY, S. (1960), *Gedanken über Flysch und Klippenzonen in Österreich anlässlich einer Exkursion in die polnischen Karpaten.* Ebenda *1960*, 197–214.

– (1962), *Neue Gesichtspunkte zur Gliederung des Wienerwald-Flysches.* Ebenda *1962*, 258–262.

– (1964), *Flyschzone des Wienerwaldes.* S. 181–186, in: Exkursion II/5, Mitt. Geol. Ges. Wien, *57.*

– (1965), *Vergleichende Betrachtungen über Westkarpaten und Ostalpen im Anschluss an Exkursionen in die Westkarpaten.* Verh. Geol. B.-A. *1965*, 69–107.

TOLLMANN, A. (1963), s.o.

WIESENEDER, H. (1962), *Zur Petrologie der Flyschgesteine des Wienerwaldes.* Verh. Geol. B.-A. *1962*, 273–281.

WOLETZ, G. (1962), *Zur schwermineralogischen Charakterisierung der Oberkreide- und Tertiärsedimente des Wienerwaldes.* Ebenda *1962*, 268–272.

5. Kalkalpen

HERTWECK, G. (1958), *Das Fenster von Ödenhof im Sierningtal.* Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien *9*, 35–52.

– (1961), *Die Geologie der Ötscherdecke im Gebiet der Triesting und der Piesting usf.* Ebenda *12*, 3–84.

– (1964), *Die tektonische Gliederung der Kalkalpen im Bereich des Schwechattales und des Hohen Lindkogels.* Anz. Akad. Wiss. Wien *101*, 229–237.

– (1965), *Schwechatfenster und Schwechathalbfenster.* Ebenda *102*, 39–44.

KAPOUNEK, J., KÖLBL, L. and WEINBERGER, F. (1963), *Results of new exploration in the basement of the Vienna basin.* Proceed. sixth world petrol. congr., sect. *1*, 205–220, Frankfurt/Main.

KOBER, L. (1909), *Über die Tektonik der südlichen Vorlagen des Schneeberges und der Rax.* Mitt. Geol. Ges. Wien *2*, 492–511.

KOBER, L. (1911), *Untersuchungen über den Aufbau der Voralpen am Rande des Wiener Beckens.* Mitt. Geol. Ges. Wien *4*, 63–116.

KRISTAN, E. (1958), *Geologie der Hohen Wand und des Miesenbachtales (Niederösterreich).* Jb. Geol. B.-A. *101*, 249–291.

KRISTAN, E. und TOLLMANN, A. (1962), *Die Mürzalpendecke – eine neue hochalpine Grosseinheit der östlichen Kalkalpen.* Sitzber. Akad. Wiss. Wien, Abt. I, m.-n. Kl. *171*, 7–39.

KÜPPER, H. (1951), *Exkursion in das südliche Wiener Becken und Randgebiete.* Verh. Geol. B.-A., Sdh. *A*, 21–25.

KÜPPER, H. und ROSENBERG, G. (1954), *Tektonik der Kalkalpen.* S. 30–37 in: Erläuterungen zur geologischen Karte von Wien, Wien (Geol. B.-A.).

PLÖCHINGER, B. (1960), *Der Kalkalpenrand bei Alland im Schwechattal.* Verh. Geol. B.-A. *1960*,56–71.

– (1961), *Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt.* Jb. Geol. B.-A. *104*, 359–441.

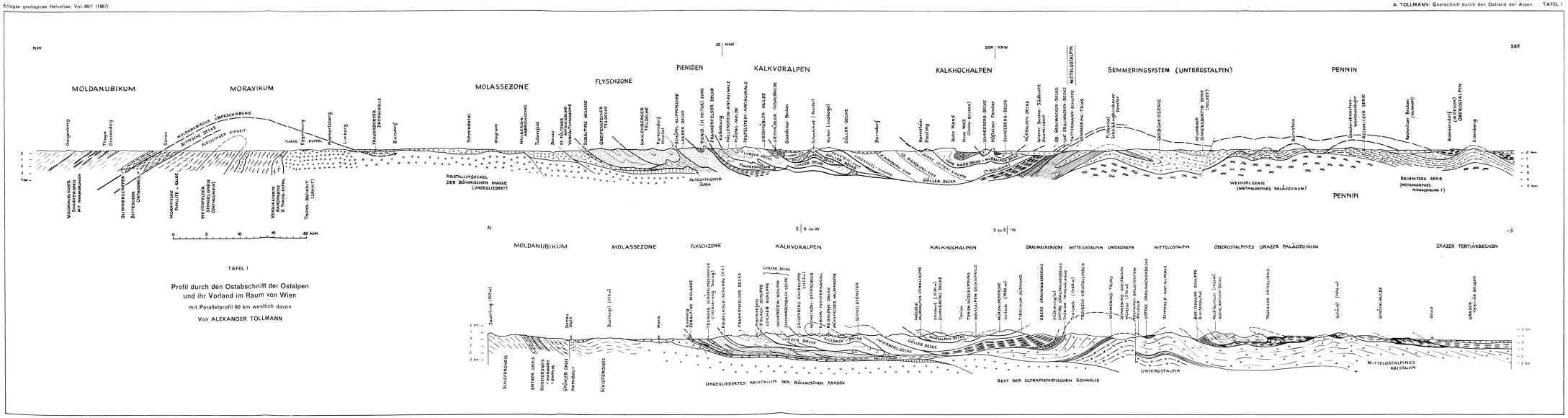
– (1963), *Zur tektonischen Gliederung des Kalkalpenabschnittes zwischen der Hohen Wand und der Rax.* Mitt. Geol. Ges. Wien *55*, 55–60 (1962).

– (1964a), *Die Kreide-Paleozänablagerungen in der Giesshübler Mulde, zwischen Perchtoldsdorf und Sittendorf.* Ebenda *56*, 469–501, (1963).
– (1964b), *Geologische Karte des Hohe Wandgebietes, 1:25000.* Wien (Geol. B.-A.).
ROSENBERG, G. (1961), *Übersicht über den Kalkalpen-Nordostsporn um Kalksburg.* Verh. Geol. B.-A. *1961*, 171–176.
– (1961b), *Die Bucht der Langenberge zwischen Kaltenleutgeben und Sulz.* Jb. Geol. B.-A. *104*, 443–464.
– (1965), *Der kalkalpine Wienerwald um Kaltenleutgeben.* Ebenda *108*, 115–153.
SPENGLER, E. (1959), *Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. III.* Ebenda *102*, 193–312.
– (1963), *Les zones de faciès du trias des Alpes Calcaires Septentrionales etc.* Livre mém. P. Fallot *2*, 465–475.
SPITZ, A. (1920), *Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling- und Triestingbach.* Mitt. Geol. Ges. Wien *12*, 1–115 (1919).
SUMMESBERGER, H. (1966), *Zum Typusprofil des Gutensteinerkalkes und Stellungnahme zu* E. FLÜGEL, und M. KIRCHMAYER 1962. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien *16*, 85–88 (1965).
TOLLMANN, A. (1963a), *Zur Frage der Faziesdecken in den Nördlichen Kalkalpen und zur Einwurzelung der Hallstätter Zone.* Geol. Rdsch. *53*, 153–170.
– (1963b), *Die Antiklinalen der Schneebergdecke und ihr Alter.* Anz. Akad. Wiss. Wien math.-natw., Kl. *100*, 132–143.
– (1966a), *Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten.* Geotekt. Forsch. *21*, 156 S.
– (1966b), *Die Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik.* Mitt. Geol. Ges. Wien *58*, 103–207 (1965).
– (1967), *Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 1. Teil: Der Ostabschnitt»* Mitt. Geol. Ges Wien *59*, H.2, 231–253 (1966).

6. Zentralalpen

CLAR, E. (1935), *Vom Bau des Grazer Paläozoikums östlich der Mur.* N. Jb. Geol. Paläont., Beil.-Bd. *74*, B, 1–39.
ERICH, A. (1960), *Die Grauwackenzone von Bernstein (Burgenland-Niederösterr.).* Mitt. Geol. Ges. Wien *53*, 53–115.
FLÜGEL, H. (1961), *Die Geologie des Grazer Berglandes.* Mitt. Mus. Joanneum Graz *23*, 212 S.
FUCHS, G. (1962), *Neue tektonische Untersuchungen im Rosaliengebirge.* Jb. Geol. B.-A. *105*, 19–37.
KOLLMANN, K. (1965), *Jungtertiär im Steirischen Becken.* Mitt. Geol. Ges. Wien *57*, 479–632 (1964).
KRISTAN, E. und TOLLMANN, A. (1957), *Zur Geologie des Semmering-Mesozoikums.* Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien *8*, 75–90.
– (1967), *Crinoiden aus dem zentralalpinen Anis (Leithagebirge, Thörler Zug und Radstädter Tauern).* Wiss. Arbeiten Burgenland *36*, 55 S..
LECHNER, K. (1957), *Kristallines Grundgebirge.* S. 9–26 in: Erläuterungen zur Geologischen Karte Mattersburg-Deutschkreutz. Wien (Geol. B.-A.).
MOHR, H. (1913), *Geologie der Wechselbahn etc.* Denkschr. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl. *82*, 321–379.
PAHR, A. (1955), *Untersuchungen über den Bau und die tektonische Stellung der Rechnitzer Schieferinsel.* Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 103 S.
– (1960a), *Ein Beitrag zur Geologie des nordöstlichen Sporns der Zentralalpen.* Verh. Geol. B.-A. *1960*, 274–283.
– (1960b), *Das Grundgebirge im Raum von Bernstein.* Exkursionsführer Tagg. Geol. Ges. Wien *1960*, 1–6.
PAPP, A. und RUTTNER, A. (1952), *Bohrungen im Pannon südwestlich von Rechnitz.* Verh. Geol. B.-A. *1952*, 191–200.
POLLAK, W. (1962), *Untersuchungen über Schichtfolge, Bau und tektonische Stellung des österreichischen Anteils der Eisenberggruppe im südlichen Burgenland.* Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 108 S.
SCHMIDT, W.J. (1951), *Überblick über geologische Arbeiten in Österreich.* Z. dtsch. geol. Ges. *102*, 311–316 (1950).

– (1955), *Bericht über die Untersuchung des Lagerungsverhältnisses zwischen der Schieferinsel von Meltern und dem umgebenden Kristallin.* Anz. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl. *92*, 231–233.
– (1956), *Die Schieferinsel am Ostrand der Zentralalpen.* Mitt. Geol. Ges. Wien *47*, 360–365 (1954).
TOLLMANN, A. (1959), *Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums.* Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien *10*, 3–62.
– (1963), s.o.
– (1964), *Exkursion II/6: Semmering-Grauwackenzone.* Mitt. Geol. Ges. Wien *57*, 193–203.
– (1965), *Gehören die Tatriden zum Unterostalpin oder Pennin?* Geol. Sbornik *16*, 273–278.
TUFAR, W. (1963), *Die Erzlagerstätten des Wechselgebietes.* Miner. Mittbl. Joanneum *1*, 60 S.
– (1965), *Die alpidische Metamorphose an Erzlagerstätten am Ostrand der Alpen.* Z. dtsch. geol. Ges. *116*, 512–520 (1964).
VENDEL, M. (1960), *Über die Beziehung des Kristallinunterbaues Transdanubiens und der Ostalpen.* Mitt. Geol. Ges. Wien *51*, 281–294 (1958).
WIESENEDER, H. (1932), *Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpenostrandes.* Miner. Petr. Mitt. *42*, 136–181.
– (1936), *Ergänzungen zu den Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpenostrandes.* Ebenda *48*, 317–324.
– (1961), *Die Korund-Spinellfelse der Oststeiermark als Restite einer Anatexis.* Miner. Mittbl. Joanneum *1*, 1–30.
– (1962), *Die alpine Gesteinsmetamorphose am Alpenostrand.* Geol. Rdsch. *52*, 238–246.



TAFEL I

Profil durch den Ostabschnitt der Ostalpen
und ihr Vorland im Raum von Wien

mit Parallelprofil 60 km westlich davon

Von ALEXANDER TOLLMANN