

## 3.12. Das Inneralpine Tertiär

Von WERNER FUCHS

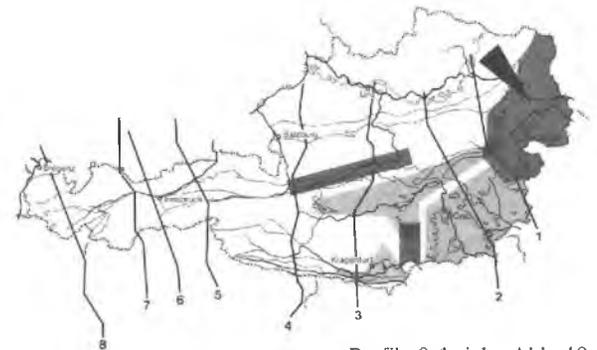
Mit den Abbildungen 131 bis 135

Zu Beginn des Jungalpidikums im Obereozän war das Meer im Zuge der geodynamischen Ereignisse im Alpenbereich auf das Areal von Helvetikum bzw. Buntmergelerde beschränkt worden. Auf dieser Unterlage fand die Entwicklung des „Urmolassetroges“ statt. Unmittelbar im Süden davon lagerte das nun endgültig festländisch gewordene Deckengebäude des Ostalpins, dahin nur an wenigen vorgezeichneten Stellen (ehemaligen Gosaubecken) die See *direkt* buchtartig eindrang (Reichenhall und Unterinntal). Der Rhenodanubische Flysch kann in der Deutung als abgescherte Jungschichten des Nordpenninikums sicherlich räumlich vernachlässigt werden. Auf dem alpinen Festland kam es in der Folge der jungalpidischen Dislokationsintervalle zu terrestrischen Ablagerungszyklen und zu morphogenetischen Prozessen, deren Zeugnisse entwe-

der durch wiederholt umgelagertes Abtragungsgut aufspürbar oder geradewegs aus dem in Resten überlieferten Formenschatz ablesbar sind. Dagegen war der östliche Anteil des alpinen Eilandes auch mehrphasigen marinen Überflutungen ausgesetzt gewesen. Schon im Obereozän drang im Rücken der alpinen Orogenfront ein Flachmeer von Osten her auf das festländische Ostalpin und sedimentierte dort u. a. auf bereits entblößtes Unterostalpin. Vom Eggenburg bis ins tiefere Unterbaden stellte ein schmaler Seeweg quer darüber hinweg die Verbindung von Molasse und mittlerem Donaubecken her. Ab dem höheren Unterbaden sorgte eine bedeutende Absenkungstektonik für neuerliche Flächengewinne des Meeres an der östlichen Peripherie.

### 3.12.1. Das Inneralpine Wiener Becken und seine Randbuchten (Eisenstädter Becken, Brennberger Hügelland, Landseer Bucht)

(vgl. Abb. 30)



Profile 8-1 siehe Abb. 19

#### Allgemeines

Diese jungen Senkungsfelder bedecken und verdecken einen der wesentlichsten Orogenabschnitte: den Übergang von den Alpen in die Karpaten. Wohl streichen die großtektonischen Einheiten der Alpen nach Absenkung bis unter 5000 m im Untergrund der Tertiärbecken weiter und finden in den Westkarpaten ihre Fortsetzung. Doch ist die Identifikation wichtiger Bauelemente im Detail nach wie vor in Diskussion.

Aber auch von wirtschaftlichen Gesichtspunkten her ist der Bereich von Bedeutung, birgt er immer noch besonders im Nordteil die größten Öl- und Gasvorkommen Österreichs. Die Vielzahl der darauf niedergebrachten Tiefbohrungen haben in den letzten Jahrzehnten längst die Anschauung einer scheinbar strukturellen Einfachheit revidiert. Vorher hatte nämlich die heutige Oberflächengestaltung des Raumes kaum etwas von der komplizierten, geodynamisch-zyklischen

Sedimentations- und Baugeschichte während des Jungalpidikums ahnen lassen. Lediglich das in der Ereigniskette jüngste Phänomen des Einbruches kam wenigstens im südlichen Wiener Becken und seinen östlichen Randbuchten auch morphologisch zur Geltung (dabei soll betont werden, daß die oben erwähnten peripheren Becken tektonogenetisch unmittelbar zum Wiener Becken gehören, erst jenseits einer Linie Hainburger Berge – Ruster Höhenzug – Brennborg – Geschiebenstein beginnt geologisch die Kleine Ungarische Tiefebene). Im Norden des Wiener Beckens versinkt dagegen bald der westliche Rahmen (die Flyschzone), und das Landschaftsbild geht in weiten und offenen Tertiärhügelland gleicher Morphologie von Wiener Becken und Molasse auf. Seither haben indessen moderne Oberflächenkartierungen und die intensivierte, vorher unerreichte Teufen aufschließende Kohlenwasserstoffprospektion zu noch immer wachsender Einsicht in Umfang und Art der auf alpin-karpatischem Untergrund abgelagerten Schichten geführt. Durch deren unterschiedlichen Einbezug in das mehrphasige tektonische Geschehen seit dem Obereozän wird ein gewisser Stockwerksbau in der Gesamtanlage des hier besprochenen Gebietes deutlich, der mit drei Sedimentationszyklen gleichzustellen ist.

#### Stratigraphie

*Der erste Sedimentationszyklus des Obereozäns:* Zu Beginn des Obereozäns war jenes Areal des alpin-karpatischen Orogens, das einmal die Basis des Inneralpinen Wiener Beckens und seiner Randbuchten werden sollte, zum größeren Teil festländisch. Im Südosten des Ausschnittes aber drang ein Flachmeer von Osten her im Rücken der Orogenfront über das schon bis auf das Unterostalpin freigelegte Deckengebäude hinweg. Davon zeugen bescheidene lokale Erosionsrelikte (Wimpassing/Leitha) und kaum transportierte Blockvorkommen (Kirchberg/Wechsel) sowie entsprechende Geröllkomponenten in jungtertiären Schottern (Obere Auwaldschotter im Brennborg Hügelland). Die Fundstelle von Willendorf an der Schneebergbahn hat sich als kretazisch erwiesen und wird gestrichen. Die Sedimente bestehen neben etwas Sandsteinen vor allem aus gelben und rötlichen Kalken mit Lithothamnen, Großforaminiferen, Korallen und Bryozoen. Ihre hochmarine Ausbildung und das zwar nur spurenhafte Überlieferung, aber weiträumig verstreute Auftreten verweisen auf eine ehemals bedeutende Ausdehnung des ingredienten Meeres, das, wie das am Beispiel Kirchberg/Wechsel augenfällig wird, die mit diesem Kapitel nach Süden gesetzten Grenzen beträcht-

lich überschritt. Die obereozäne Transgression ist als typisch karpatisches Element der geodynamischen Evolution jenes Bereiches zu werten.

*Der zweite Sedimentationszyklus der Molasse-transgression und gleichalter terrestrischer Bildungen (Eggenburg bis tieferes Unterbaden):* Über das mehr als fünfzehn Millionen Jahre währende Intervall Lattorf – Obereger fehlen bislang Nachrichten. Man geht jedoch nicht fehl in der Annahme einer langen und erosiv ausgeprägten Festlandsperiode. Denn einerseits begraben die Sedimente des im Norden im Laufe des nun anhebenden zweiten Sedimentationszyklus eindringenden und das alpin-karpatische Orogen querenden Molassemeeres ein betontes Relief. Andererseits zeigen die im größeren festländisch verbliebenen Bereich abgesetzten gleichaltrigen terrestrischen Bildungen in der Art der Konsistenz der Abtragungsprodukte und in der Abhängigkeit von deren Aufschüttung eine bereits existierende, aber mit späteren nicht korrespondierende, doch schon tief in das Deckengebäude eingreifende Oberflächenformung an. Zu Beginn des Eggenburgs lag dann etwa die folgende paläogeographische Ausgangslage vor: Von Südwesten aus dem schmal gewordenen alpinen Molassetrog her ergriff das Meer vom trockengefallenen Waschberg-Steinitzer Trog wieder Besitz. Arealgewinnen im Westen gegen das Böhmisches Massiv hin standen indes Verluste im Osten gegenüber. Hier säumte die See der Inneren Molasse (der jetzigen Waschbergzone s. s.) bereits landfeste Stirnen der dislozierten Flyschdecken. An einer Querdepression im gegenwärtig österreichisch-mährischen Grenzgebiet, welche vermutlich im Verlaufe Jungsavischer Bewegungen zusammen mit regional verbreiteten flexurartigen Abbiegungen, Versteilungen und Südüberkipnungen im Orogen entstanden war, gelang es dem Molassemeer, das festländische Deckenland zu überfluten und eine Verbindung quer darüber hinweg mit dem mittleren Donaubecken herzustellen. Dabei war über lange Zeit (bis in das Baden hinein) mit dem heute begrabenen, WSW-ENE-streichenden Spannberger (Flysch-)Rücken die trennende Schwelle nach Süden zum terrestrischen Sedimentationsgebiet gegeben. In der damit zum Ausdruck gebrachten einstigen unmittelbaren Nachbarschaft zum noch nicht durch Subduktionsvorgänge reduzierten und abgescherten Molassetrog nördlich der Donau liegt auch der enge fazielle und faunistische Bezug der marinen Absätze beider Bereiche begründet.

*Eggenburg:* Reste bunter Tonmergel geringer Ausdehnung im Gebiet der Mistelbacher Hochscholle wurden von den Bohrungen Großkrut 5,

Geologische Profile durch das nördliche Innernalpine Wiener Becken,  
nach J.KAPOUNEK, A. KRÖLL et al.,1965, etwas verändert.

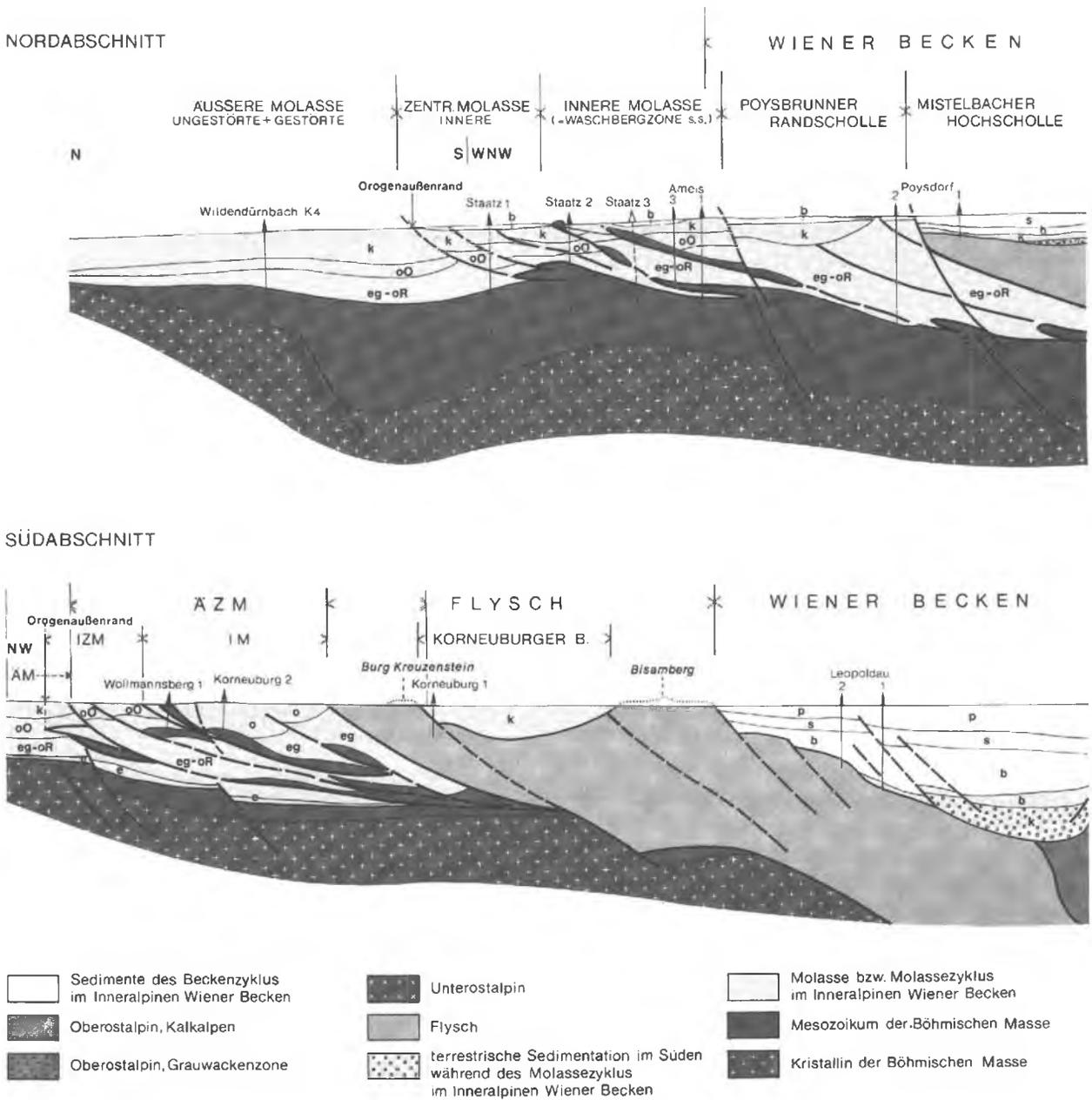
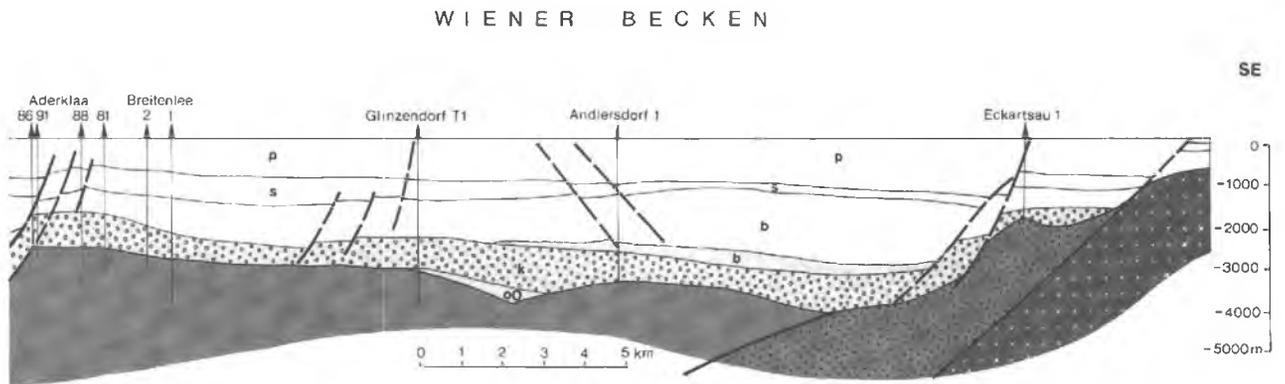
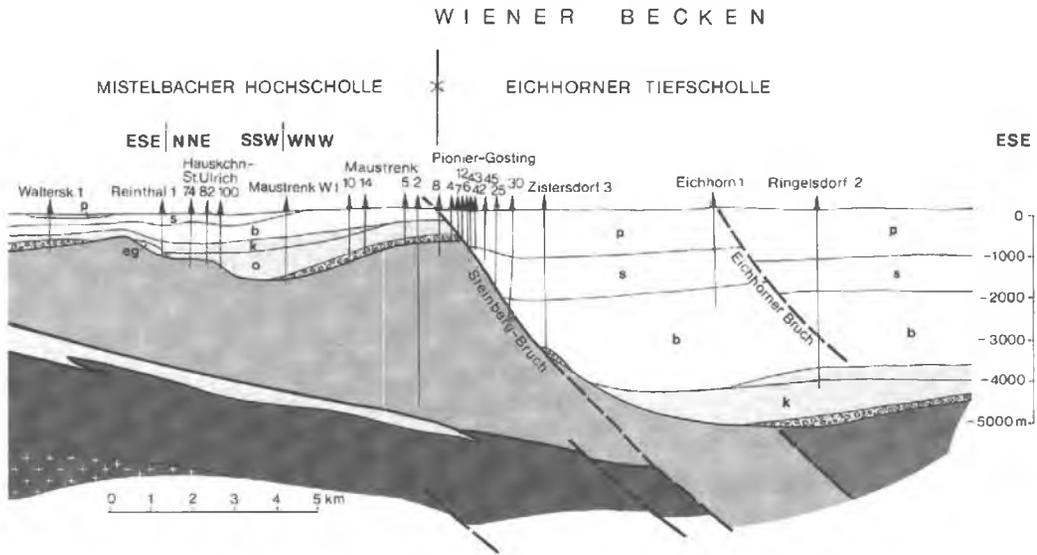


Abb. 131. Tektonogenetische Beziehungen der Schichtabfolgen des Innernalpinen Wiener Beckens zur Molasseevolution



- |                     |   |
|---------------------|---|
| p - Pannon und Pont | oO - höheres Ottang (Oncophora-Schichten)   |
| s - Sarmat          | oR - tieferes Ottang (Robulus-Schlier s.l.) |
| b - Baden           | eg - Eggenburg                              |
| k - Karpate         | e - Eger                                    |

Ch Steinbauer

Reinthal 1 und Mühlberg 13 als die ältesten diskordant auf das reliefierte Deckenland deponierten Bildungen erkannt. Diese *Planularia-Schichten* beinhalten großwüchsige marine Foraminiferen- und Molluskengemeinschaften, die einen Vergleich mit den Schichten von Eggenburg und des mittleren Waagtales erlauben und somit in das tiefere Eggenburg einstuftbar sind. Die bemerkenswert nähere biofazielle Bindung der Faunen zum Waagtal wird leicht aus der damaligen geographischen Situation verständlich (Eggenburg lag jenseits des Molassebeckens). Altersmäßig entsprechende Konglomerat- und Tonmergelserien waren im tschechoslowakischen Anteil des Wiener Beckens schon lange auch obertags beobachtet worden. – Ein bis jetzt isoliert verbliebenes Vorkommen tieferen Eggenburgs wäre noch aus dem zentralen Wiener Becken anzuführen. Nur in der Bohrung Orth 1 traf man auf das polymikte, aus Material der Semmeringserie zusammengesetzte, ca. 100 m mächtige *Orther Konglomerat*, in dessen Liegendem marine Foraminiferen des Untereggenburgs (u. a. *Uvigerina parviformis* PAPP) gewonnen worden waren. Es ruht über einer auch im nahen Aufschluß Enzersdorf 17 festgestellten fossilereeren Kalkbrekzie (Tertiärbasis) ungeklärten Alters (und geringer Verfrachtung?) der Semmeringserie auf. – Jünger sind die grauen, gut geschichteten bis schieferigen, fallweise wolkg verkiezelten, etwas braune Mürhsandsteine führenden Tonmergel des *Schliers* des Inneralpinen Wiener Beckens mit grobklastischen, nicht selten fossilreichen Rand- und Basalbildungen (= *Schlierbasisschutt*), wie sie auf der Poysbrunner Scholle zwischen Herrnbaumgarten und Schratzenberg auch an der Oberfläche anstehen. Bezeichnend für den Schlier sind seine lithologischen und faunistischen Übereinstimmungen mit den schieferigen Tonmergeln der Inneren Molasse (= Waschbergzone s. s.). Daraus wird die einstige geographische Nachbarschaft der beiden Sedimentationsräume klar. Wie die schieferigen Tonmergel umfaßt auch der Schlier den stratigraphischen Umfang Eggenburg – Ottngang. Die mit dem Eggenburg beginnende Überflutung des südlich des schmalen Seeweges zwischen Molasse und pannonischem Raum befindlichen Festlandes gegen Süden und Südwesten geschah langsam und zaghafte raumgreifend (Obereggenburg – Unterbaden). Dadurch wird verständlich, daß mit fortschreitender Transgression immer jüngerer Schichten sich deren gleichförmige Basalhorizonte (= Flysch- oder Schlierbasisschutt) gleichfalls stratigraphisch „verjüngen“ (Eggenburg bis Karpat). Im Obereggenburg war weiterhin das Meer auf das nördliche Wiener Becken (nördlich des Spannberger Rückens) in Muldenzonen des

Festlandreliefs beschränkt geblieben. Seinen Absätzen entspricht nebst lokalen Schlierbasisschuttbildungen der tiefere Anteil des Schliers, der sogenannte *Cyclammina-Bathysiphon-Schlier*.

*Ottngang*: Mit dem *Cibicides-Elphidium-Schlier* setzte die Sedimentation in den Muldenbereichen gleichförmig fort. Gegen Süden griff sie dagegen auf bislang festländisches Gelände über, wobei es zu Molluskenreichen, Flysch führenden Transgressionshorizonten kam (Steinbergflysch: Maustrenk; westliches zentrales Wiener Becken: Tallesbrunn 6 und Heidenberg 1). Ohne Unterbrechung geht die eintönige Tonmergelfolge in den *Fossilarmen Schlier* des höheren Ottngangs auf, der in der Molasse mit den *Oncophora-Schichten* altersgleich sein könnte. Die gesamte Schliersequenz vom Eggenburg bis ins Ottngang des Inneralpinen Wiener Beckens findet sich in der Literatur häufig als *Luschitzer Serie*. – Im Süden des Spannberger Rückens östlich des späteren Steinbergbruches stieß im Ottngang das Meer gegen das zentrale Wiener Becken (Felder Bockfließ – Matzen – Schönkirchen) südwärts vor und lagerte auf dem akzentuierten Oberflächenrelief von Flysch- und kalkalpiner Basis erst marine, dann brachyhaline Schichten ab = *Bockfließ-Schichten*. Die marine Molluskenfauna im Liegenden der Wechselfolge von Quarzsanden und Tonmergeln wird mit jener von Maustrenk verglichen (basales Ottngang), während im Hangenden Elemente geringeren Salzgehaltes mit vor allem *Oncophoren* dominieren und den *Oncophora-Schichten* des höheren Ottngangs der Molasse in jeder Weise gleichen (früher waren sie auch als solche im Wiener Becken bezeichnet worden). – Auf dem südöstlich anschließenden Festland innerhalb der hier abgesteckten Grenzen sind aus dem heutigen Brennberger Hügel land die ersten terrestrischen Sedimente bekannt. Über dem kristallinen Grundgebirge liegen die kohleführenden *Süßwasserschichten von Brennberg* (in Österreich nur wenig verbreitete Tegel, Sande und Sandsteine mit häufigen Pflanzenresten) und die *Unteren Auwaldschotter* (grobkörnige, vorwiegend kristalline Schotter in sandig-kiesiger Matrix). Darauf folgen die *Oberen Auwaldschotter* mit hohem Gehalt großkalibriger Gerölle aus Grauwackenzone und Nördlichen Kalkalpen. Hervorzuheben wären noch die seltenen, aber sehr bezeichnenden Komponenten obereozäner Nummulitenkalksandsteine und Nulliporenkalke, welche als Zeugnisse für den ersten Sedimentationszyklus bereits Erwähnung gefunden haben.

*Karpat*: Im Marinbereich des nördlichen Wiener Beckens (Mistelbacher Hochscholle; Steinberggebiet) kamen mit scharfer Grenze und viel-

fach auch mit Winkeldiskordanz auf dem Schlier fossilführende Tonmergel und Sande zum Absatz = Schichten mit *Uvigerina bononiensis primiformis*, welche den Laaer Schichten in der Molasse entsprechen. – Östlich des Bisambergbruches, auf der Mistelbacher Hochscholle, wurden durch die südliche Gruppe der Paasdorfer Bohrungen *Korneuburger Schichten* (graue Tonmergel und feinkörnige Sande in Wechsellagerung) direkt über reliefiertem Flysch bekannt. Die nördliche Gruppe der Paasdorfer Tiefenaufschlüsse traf sie hingegen nur mehr vereinzelt und schon diskordant über Schlier an. Die Mistelbach 1 noch weiter im Norden durchörterte unter dem Baden sofort den Schlier des Wiener Beckens. – Im Süden des Spannberger Rückens, im Bereiche der Eichhorner Tiefscholle, gelangten ausschließlich terrestrische Sedimente zur Ablagerung. Doch stand das Gebiet durch räumlich faziellen Übergang im Norden (Bohrung Ringelsdorf 2 und dann besonders auf tschechoslowakischem Boden) mit dem marinen Areal mittelbar in Verbindung. Diskordant auf erosiv reliefierten oder völlig beseitigten Bockfließer Schichten transgredierte die *Gänserndorfer Schichten* mit basalem polymiktem Konglomerat und einer Folge grauer und bunter Sandsteine und Tonmergel. Lokal kam Anhydrit zur Ausbildung. Ein typischer Characeen-Horizont und Land- und Süßwasserschnecken stellen die Fossilführung. In der Randfazies folgen darauf mit Schichtlücke, in der Muldenfazies lösen sich allmählich daraus die *Aderklaaer Schichten* (= Aderklaaer Schlier). Die grauen Sandsteine und Tonmergel zeigen im Hangenden untergeordnet gröberklastische Einschaltungen und bergen limnische Mollusken und Ostrakoden. Sie sind mit den Schichten von Lab in der Slowakei identisch, die sich im Norden mit der marinen Fazies verzahnen. Der Übergang ist auch mit Ringelsdorf 2 in Österreich erwiesen. Erwähnenswert wären die in der Bohrung Orth 1 darin festgestellten Andesite und Andesittuffe, Äquivalente des älteren steiermärkischen Andesitvulkanismus und des Mittleren Rhyolithuffes Ungarns. Darauf folgt, durch tiefgreifendes Erosionsrelief geschieden, das *Aderklaaer Konglomerat*, ein aus kalkalpinen und kristallinen Komponenten bestehender Psephit. Altersgleich ist das südlich der Donau auf der Mödlinger Hochscholle angetroffene *Rothneusiedler Konglomerat*, dessen Geröllmaterial nur den Kalkalpen entnommen ist. – Im Gebiet der späteren Randbuchten des Wiener Beckens überlagern die *Hochriegelschichten* als pflanzenführende Sand- und Tonkomplex mit nicht bauwürdigen Lignitflözen die Auwaldschotter. Den Abschluß bildet der *Brennberger Blockschotter* aus bis kubikmetergroßen Kristallinblö-

cken der nächsten Umgebung in sandig-lehmigem Bindemittel. Stratigraphisch vergleichbar sind die *Ruster Schotter* des Eisenstädter Beckens. Diese ehemals fluviatil geschütteten Sande und Schotter entstammen dem heute SE Ödenburg in der Tiefe versunkenen Bergland und wurden quer über das damals unbedeutende Leithagebirge (Burgstall – Stotzing) in das südliche Wiener Becken verfrachtet. Durch Umlagerung des ingredierenden Meeres im höheren Unterbadengingen großteils die Flußablagerungsmerkmale verloren. Die Süßwassersedimente von Hart südlich Gloggnitz (schotterführende Tonmergel mit Glanzkohlenflözen) im Süden des Wiener Beckens leiten bereits zu den gleichaltrigen Ablagerungen der Norischen Senke bzw. zum Tertiär auf der Ostabdachung der Zentralalpen über.

*Tieferes Unterbad* (Untere Lagenidenzone): Im nördlichen Wiener Becken stand damals das Meer über den Schuppenbau der Inneren Molasse (= Waschbergzone s. s.) hinweg mit jenem der Äußeren Molasse in Verbindung. Berühmte Tagesaufschlüsse in der Fazies des *Badener Tegels* (blaugraue, kaum geschichtete Tonmergel mit Sandlagen) fanden sich im Bereiche der Poysbrunner Randscholle in den ehemaligen Ziegelgruben von Frättingsdorf, Ameis und Ernsdorf. Es sind Absätze auf Seichtwasser- bzw. Schwellenzonen und kommen auch im Liegenden der Nulliporenkalke vom Steinberg vor. Ähnliches ist in der Bucht von Niederleis zu beobachten mit zusätzlichen kleinen Lithothamnienkalkarealen und bedeutenden fein- bis grobkörnigen schotterigen Einschaltungen von zumeist örtlicher Provenienz (Waschbergzone) = *Bannholzsotter*. Gegen Osten auf der Mistelbacher Hochscholle geht aus den Bohrungen die Dominanz der Mergelausbildung hervor, doch lassen sich die Bannholzsotter darin bis an den Steinbergbruch verfolgen. – In den wenigen bisher vorliegenden Tiefschollenprofilen (Bernhardsthal 3a, Ringelsdorf 2) setzt die Tonmergel-Sand-Fazies fort. – Südlich des Spannberger Rückens, über slowakisches Territorium mit dem nördlichen Wiener Becken kommunizierend, gelangten im zentralen Wiener Becken feste Tonmergel der Unteren Lagenidenzone in Muldenbezirken zwischen den karpatischen Konglomeraten von Aderklaa und Rothneusiedl zum Absatz.

*Der dritte Sedimentationszyklus der eigentlichen Beckenfüllung* (höheres Unterbad bis Daz): Damit begannen die bedeutenden Absenkungsprozesse, die schließlich zum gegenwärtigen Bild des Inneralpiner Wiener Beckens und seiner Randbuchten führen sollten. Auf der weiträumig langsam, aber beständig niederbrechenden al-

pin-karpatischen Unterlage entwickelten sich eine Fülle von ineinandergreifenden Rand- und Beckenfazies, die allesamt jedoch die Züge einer bloß untiefen Meeresbedeckung tragen. Trotzdem kam es im Gefolge einer während langer Zeitspannen lebendigen synsedimentären Bruchtektonik zu teilweise eindrucksvollen Schichtmächtigkeitsunterschieden auf Rand-, Hoch- und Muldenzonen innerhalb des Gesamtbeckens. Neben den bereits von den Überflutungen des zweiten Sedimentationszyklus betroffenen Gegenden wurden nun durch die Senkungsvorgänge neue, bisher trocken verbliebene Gebiete im Süden und Westen von der aus dem Osten kommenden Meeresingression erfaßt. Die Ablagerungen dieser dritten Sedimentationsfolge liegen daher vielfach im Norden jenen des zweiten Zyklus diskordant auf, während sie im Süden direkt dem erosiv oberflächengestalteten alpin-karpatischen „Grundgebirge“ aufliegen. Die Zugänge zum Weltmeer wurden indes bald darauf behindert und zunehmend unterbunden, was sich in allmählicher Abnahme des Salzgehaltes der See und in der Anpassung der Organismenwelt an die sich verändernden Umweltsbedingungen ausdrückte. Die daraus resultierende endemische Entwicklung des Lebens lieferte brauchbare stratigraphische Abgrenzungen, deren Korrelierung mit den Gliederungssystemen von Tethys und Atlantik in jüngster Zeit unternommen worden ist.

*Baden* (exklusive Untere Lagenidenzone): Zur Zeit der Oberen Lagenidenzone gewann das Wiener Becken in etwa seinen künftigen Umriß. Es bestand aber durch die Zayafurche weiterhin Verbindung mit der Äußeren Molasse. Im Becken selbst ragten der Spannberger Rücken und das Leithagebirge als Inseln über den Meeresspiegel. Östlich der Linie Hainburger Berge – Ruster Höhenzug – Brennbach befand sich Festland. Das Meer drang an seiner Westküste teilweise beträchtlich über den heutigen Beckenrand landeinwärts (Gaaden, Gainfarn) und bedeckte oder verzahnte sich dort mit kurz zuvor entstandenen limnischen Absätzen einschließlich bescheidener Lignitbildungen (Ottakring, Mauer, Jaulingwiese bei Leobersdorf und Grillenberg). Innerhalb der Tonmergel nimmt der fossilreiche *Badener Tegel* von Sooß eine besondere Stellung ein. Er wurde deshalb auch zum Holostratotypus des Badens erwählt. Im zentralen Becken kennt man in der pelitisch-psammitischen Sedimentsequenz Grobschüttungen: das aus Südosten verfrachtete, wechselnd viel Kristallingerölle führende *Andlersdorfer Konglomerat* und das gleichalte, weiter im Norden entwickelte *Auersenthaler Konglomerat* mit westlicher Herkunft (Flysch, Waschbergzone). In der Linenberg 1

war ein Glastuffit rhyolithischer Zusammensetzung erbohrt worden, der der ersten Andesitphase des westkarpatischen Vulkanismus angehört. – Im Verlaufe der Sandschaler- und der Buliminen-Bolivinen-Zone erreichte das Meer seine größte Ausdehnung im Rahmen der Beckenentstehung. Spannberger Rücken und Leithagebirge versanken in den Fluten, und auch das östliche Festland wurde von einer Flachsee eingenommen. An den Beckenrändern kam es zur Ausbildung einer Vielzahl von Fazies: grobklastische Strandsedimente (landeinwärts auch terrestrische Blockschichten) des unmittelbaren Küstensaumes; Schotter, Konglomerate und Brekzien als Zeugen fluviatiler Einflußnahme (Tristing, Piesting) mit Süßwassereinschaltungen (*Ameiser Süßwasserkalk*) und Vertebratenfunden (Poysbrunner Scholle: Kleinhadersdorf); weit verbreitet gewachsene und detritäre Nulliporenkalk (schlechthin der *Leithakalk* genannt) auf Untiefen (Steinberg, Leithagebirge etc.) und Strandlinien; Sande und Sandsteine (*Pötzleinsdorfer* und *Ritzinger Sande*, letztere mit basalen Kohlenflözen); *Amphisteginenmergel* (Nußdorf) und schlierähnliche Tonmergel (*Walbersdorfer Schlier*). Die Bruchbewegungen vor allem jetzt ab der Buliminenzone verursachten auffallend differenzierte Schichtmächtigkeiten auf den verschiedenen tektonischen Beckenelementen (das Baden auf der Mistelbacher Hochscholle 150 bis 600 m: Eichhorner Tiefscholle bis 1100 m). – Mit der Rotalienzone des Oberbadens stellte sich eine regressive Zwischenphase ein, deren Tonmergel-Sand-Folgen nur im Beckeninneren mit kümmerlichen Mikrofaunen vertreten sind, an den Beckenrändern beobachtet man Schichtlücken. Im nördlichen Wiener Becken greift aus dem mährischen Raum mit bunter Fazies ein lakustrischer Tonmergel-Sand-Komplex auf Österreich über.

*Sarmat*: Nach der im Oberbaden eingetretenen Rückzugsphase, die zu Beginn des Sarmats noch kurzfristig andauerte (und der vielleicht auch noch teilweise die „bunte Fazies“ im Norden der Mistelbacher Scholle entsprechen mag), drang dann das Meer wieder bis an die Beckenränder vor. Seine Verbreitung ist aber noch deutlicher an den tektonischen Rahmen des Wiener Beckens gebunden. Trotzdem entsandte es über die Zayafurche im Unter- und Obersarmat episodische Randbuchten in die Äußere Molasse. Die während der Rotalienzone des Oberbadens wieder emporgetauchten Kristallinhorste der Hainburger Berge, des Leithagebirges und des Ruster Höhenzuges verblieben nun Inseln. Das östlich angrenzende Gebiet war von sehr flacher See bedeckt. Die verstärkte Abschnürung der restlichen Paratethys vom Weltmeer hatte brachyha-

lines Milieu und eine entsprechend artenarme, aber individuenreiche Lebewelt zur Folge. Die endemischen Biosequenzen erlauben eine erfolgreiche regionale Gliederung, deren Einbau in marine Schemata im Gange ist. Die Faziesvielfalt an den Küsten und auf Untiefen war eine ähnliche wie im Baden: Strandkonglomerate, Brekzien, Schotter, Sande und Sandsteine, Tonmergel, detritäre (umgelagerte) Nulliporenkalke und seltene gewachsene Foraminiferen- und Serpelleriffkalke (Wolfsthal, Hölles). Das Untersarmat findet sich auf der Mistelbacher Hochscholle etwa bei Siebenhirten in schotterig-sandig-tonmergeliger Fazies typisch ausgebildet. Im Wiener Raum fand die pelitische Sedimentation als *Hernalser Tegel* besondere Auszeichnung. – Das Mittelsarmat ist wieder eine Periode des Zurückweichens, deshalb finden sich in der Randfazies meist Schichtlücken. – Dagegen transgrediert das Obersarmat neuerlich am Rahmen des Beckens und seiner Randbuchten. Auch der größte Teil des südlichen Wiener Beckens war meererfüllt und stand mit dem Eisenstädter Becken unmittelbar in Verbindung. Es gab damals keine Urtriesting quer über ein trockengefallenes Gebiet. An Ablagerungen wären besonders hervorzuheben das *Riesenkonglomerat von Windischbaumgarten*: große Leithakalkblöcke in Sand- und Sandsteinmatrix mit Fossilgehalt wie der *Atzgersdorfer Stein* und die sandige *Lumachelle von Nexing*, darin der Holostratotypus des Sarmats verankert liegt. – Im Bereiche der Tiefschollen kamen gleichförmige Folgen von Tonmergeln, Sanden und Sandsteinen im Laufe des gesamten Sarmats zur Ablagerung, wovon aber der Anteil des Obersarmats mehr als die Hälfte beträgt. Das jüngste Sarmat ist nur im Beckeninneren als „Verarmungszone“ überliefert, von den Beckenrändern hatte sich das Meer zurückgezogen. Die fortwährende synsedimentäre Absenkung im Sarmat widerspiegeln die Mächtigkeitsunterschiede auf Hochscholle (bis 400 m) und Tiefscholle (bis 1500 m).

*Pannon*: Die im Oberbaden beginnende und im Sarmat fortschreitende langsame Aussüßung im Wiener Becken und in seinen Randbuchten fand damals ihre Vollendung. Kaspibrackische Verhältnisse im Unter- und Mittelpannon leiteten endlich zum rein limnisch-fluviatilen Milieu des „Oberpannon“ über. Die Verbreitung pannonischer Sedimente ist fast ausnahmslos auf die Senkungsfelder beschränkt. An den Rändern und auf Hochzonen streicht obertags tieferes Pannon aus, dagegen beschließt in den Tiefschollen das „Oberpannon“ die Schichtfolgen. Im Wiener Becken und seinen peripheren Buchten fanden weiterhin Absenkungsbewegungen in bereits bekannter Differenzierung statt (Hoch-

scholle bis 300 m: Tiefscholle bis 1500 m). Östlich der Linie Hainburger Berge – Ruster Höhenzug – Brennbach – Geschriebenstein, also auf österreichischem Boden bloß das Land östlich der Hainburger Berge und den im Süden anschließenden Seewinkel betreffend, setzte mit dem Pannon der tektonische Stil des pannonischen Raumes ein. Den geringen Vertiefungen im Baden und Sarmat standen nun gewaltige Bruchabsenkungen im Pannon gegenüber. Die fazielle Ausbildung und der Fossilgehalt der Sedimente bleiben überaus reichhaltig, von Strandkonglomeraten bis hin zu Peliten. Das tiefste Pannon (Zone A) ist als „*Zwischensand*“ nur im Beckeninneren belegt, an den Beckenrändern klafft eine Schichtlücke. Die folgenden Zonen B und C des Unterpannon sind vorwiegend sandig-tonig entwickelt. Darunter ist der mächtige *Mistelbacher Schotterkegel* in lückenloser Fortsetzung via *Zayafurche* des von einem Gerinne geschütteten *Hollabrunner Schotterkegels* als fluviatile Ablagerung besonders herauszustreichen. Seine Sande, Kiese und feinkörnigen Schotter mit etwas Tegellinsen sind bis an den Steinbergbruch verbreitet. Sie bergen bezeichnende Ostrakoden-, Mollusken- und Wirbeltiergemeinschaften, die im Westen basal noch Zone B sicherstellen, im Hangenden und dann im Osten aber ausschließlich für Zone C sprechen. – Im Mittelpannon (Zonen D und E) sind fossilreiche Tonmergel und Sande sowohl aus dem Becken als auch von den Rändern vielfach bekannt. Auch Kiese und feinkörnige Schotter finden sich gelegentlich. Der früher in Ziegeleien im Weichbild Wiens gebaute Tonmergel ging als *Inzersdorfer Tegel* in die Literatur ein. – Das „Oberpannon“ (= Pont, die Zonen F bis H) kam in Form bunter Tonmergel in Beckenlagen zum Absatz. Über der „*Blauen Serie*“ (F-G) mit liegenden, regional weit verbreiteten, teilweise bauwürdigen Ligniten (z. B. Zillingthal) liegt die „*Gelbe Serie*“, die beide in der Frühgeschichte der Erdölprospektion als Leithorizonte auf der Suche nach Strukturen von entscheidender Wichtigkeit waren. Auf Hochschollenbereichen des zentralen Wiener Beckens entsprechen Schotter und Sande mit Wirbeltierfunden (Stammersdorf – Wolkersdorf – Prottes) bzw. Süßwassermergel und -kalke (Eichkogel, Moosbrunn) dem höchsten Miozän. – Mächtige, nicht näher einstuftbare jungmiozäne Flußschotter bauen um Berndorf die Hochfläche zwischen Triesting- und Piestingtal im Bereich der Kalkalpen auf (der Gesamtschichtstoß reicht aber fossilbelegt bis ins Baden hinunter). – Aus der weiteren Umgebung von Neunkirchen ist das pliozäne (dazische) *Rohrbacher Konglomerat* bekannt, dessen kalkalpine Geröllfracht von einem

Schwarzavolfläuser herrührt. Gegen Osten konnte eine mögliche Verzahnung mit einer während des Autobahnbaues prächtig erschlossenen, bedeutenden Wechselfolge von meist roten, aber auch grünen Tonen mit lagenweisen Blockschottern und Blocklehmen mit Quarz- und Kristallinkomponenten beobachtet werden. Diese Ablagerungen erinnern sehr an die pliozäne *Rote Lehm-Serie* des nördlichen Wiener Beckens, deren Grobbestand natürlich infolge des unterschiedlichen Einzugsgebietes ein anderer ist. Sie liegt auf der „Gelben Serie“ der Tiefscholle im Osten des Steinbergbruches und verweist mit ihren bald 100 m Dicke auf die Fortdauer der Bruchbewegungen. – Im Hangenden des Rohrbacher Konglomerates erscheint lokal im südlichen Wiener Becken der *Würflacher Blockschotter* mit grobem Schutt der nächsten Umgebung. – Die basaltischen Deckenergüsse des Pauliberges bei Landsee und von Stoob bei Oberpullendorf können im Zusammenhang mit dem Basaltvulkanismus der Oststeiermark und Ungarns als nachpannonisch, vermutlich dazisch datiert werden.

#### Tektonik

Moderne Oberflächenkartierungen und zahllose Bohrungen haben auf der Suche nach immer neuen Öl- und Gaslagerstätten neben Klärungen und Vertiefungen der Kenntnisse in stratigraphischen Belangen auch das Wissen um das geodynamische Geschehen dieses Raumes bereichert. Die dreizyklische Anordnung der Besprechung des Schichtumfanges gibt dem Ausdruck. – Nach der mit der Illyrischen Dislokationsphase abgeschlossenen Subduktion des Penninikums im Alpenorogen kam es in der Folge aus dem Osten, aus den paläogeographisch noch unversehrten Karpatentrögen zu vorübergehend weitflächiger Überflutung des südlichen Areals des Wiener Beckens und seiner Peripherie. – Vielfältig sind die Zeichen tektonischer Beanspruchung der verschiedenen Deckenelemente während der neuerlich und wiederholt auflebenden Akte des Eindriftens von Vorland unter das alpine Orogen, ohne daß diese „nachgosauischen“ Bewegungen im einzelnen zeitlich genauer zu fassen wären. Lediglich jene flexurartigen Abbiegungen, Versteilungen und Südüberkipnungen im Orogen, wie sie heute am Alpenostrand und im Untergrund des Beckens nachgewiesen sind, lassen sich bei überregionaler Betrachtung mit einiger Wahrscheinlichkeit mit den Auswirkungen der Jungsavischen Phase in Beziehung bringen. Über eine in diesem Zusammenhang entstandene Depression im Alpen-Karpatenkörper kam es im jetzigen nördlichen Wiener Becken zu einem schmalen, die Molasse mit dem mittleren

Donaubecken in Ungarn verbindenden Seeweg und zu anschließender langsam nach Süden raumgreifender mariner Sedimentation. Im übrigen Terrain dieses Ausschnittes herrschten Festlandsbedingungen mit von den gegenwärtigen abweichenden orographischen Verhältnissen. – Die an der Orogenfront von Ostalpen und Westkarpaten gegen Osten beobachtbare Retardierung tangentialer Bewegungen im Gefolge krustenkonsumierender Prozesse in der Erdrinde führte dazu, daß Sedimente des Eggenburgs und Ottmangs, die in der Molasse südlich der Donau vom Flysch bereits überschoben werden, nördlich des Stromes auf Flysch transgredieren und nun ihrerseits im Verlauf späterer Dislokationen passiv auf alpiner Basis westwärts verfrachtet und über gleichalte, ehemals benachbart abgelagerte Schichten geschoben werden (Schlier des Inneralpinen Wiener Beckens auf Flyschunterlage über Schieferige Tonmergel der Inneren Molasse = Waschbergzone s. s.). – Erst mit der Oberen Lagenidenzone im höheren Unterbadener setzt die eigentliche Bildung der Einbruchsbekken ein. An zum Teil gewaltigen und über lange Strecken verfolgbar Bruchbahnen, deren zeitliche und räumliche Wirksamkeit sowie Einfallen und Sprunghöhe unterschiedlich sein können, taucht das alpin-karpatische Deckengebäude ab. Dabei kam die junge Bruchtektonik augenscheinlich über alten postvariszischen Störungszonen zu liegen, wie sie vom Untergrund der Molasse beschrieben werden. Diese streichen im spitzen Winkel unter das Orogen und könnten durch Reaktivierung die offensichtliche Kongruenz von altangelegten Störungen mit jungen Brüchen verursachen (Wollmannsberger Störung – Steinbergbruch; Steinabrunner Störung – Schrattenberger Bruch). Den allmählichen Einbruch des Wiener Beckens und seiner Peripherie veranschaulichen teilweise auch morphologisch wirksam werdende Randbruchsysteme insbesondere südlich der Donau sehr schön. Die komplizierte Differenzierung des Inneren der Senkungsfelder in Rand-, Hoch- und Tiefschollen mit ihren Fazies- und Schichtmächtigkeitsunterschieden während des langsamen, aber permanenten Vorganges war durch die rege Bohrtätigkeit vor allem im Wiener Becken aufgedeckt worden. Im Norden trennt der Falkensteiner Bruch die Poysbrunner Randscholle von der Inneren Molasse, der Schrattenberger Bruch setzt die Mistelbacher Hochscholle bzw. als südliche Fortsetzung der Bisambergbruch die schmale Kronbergerscholle ab. Steinberg- bzw. Putzinger und Seyringer Bruch begrenzen die (Eichhorner) Tiefscholle im Westen, der Zwerndorfer Bruch im Osten. Südlich der Donau sondern der Eichkogel- und Badener Bruch den westlichen Bek-

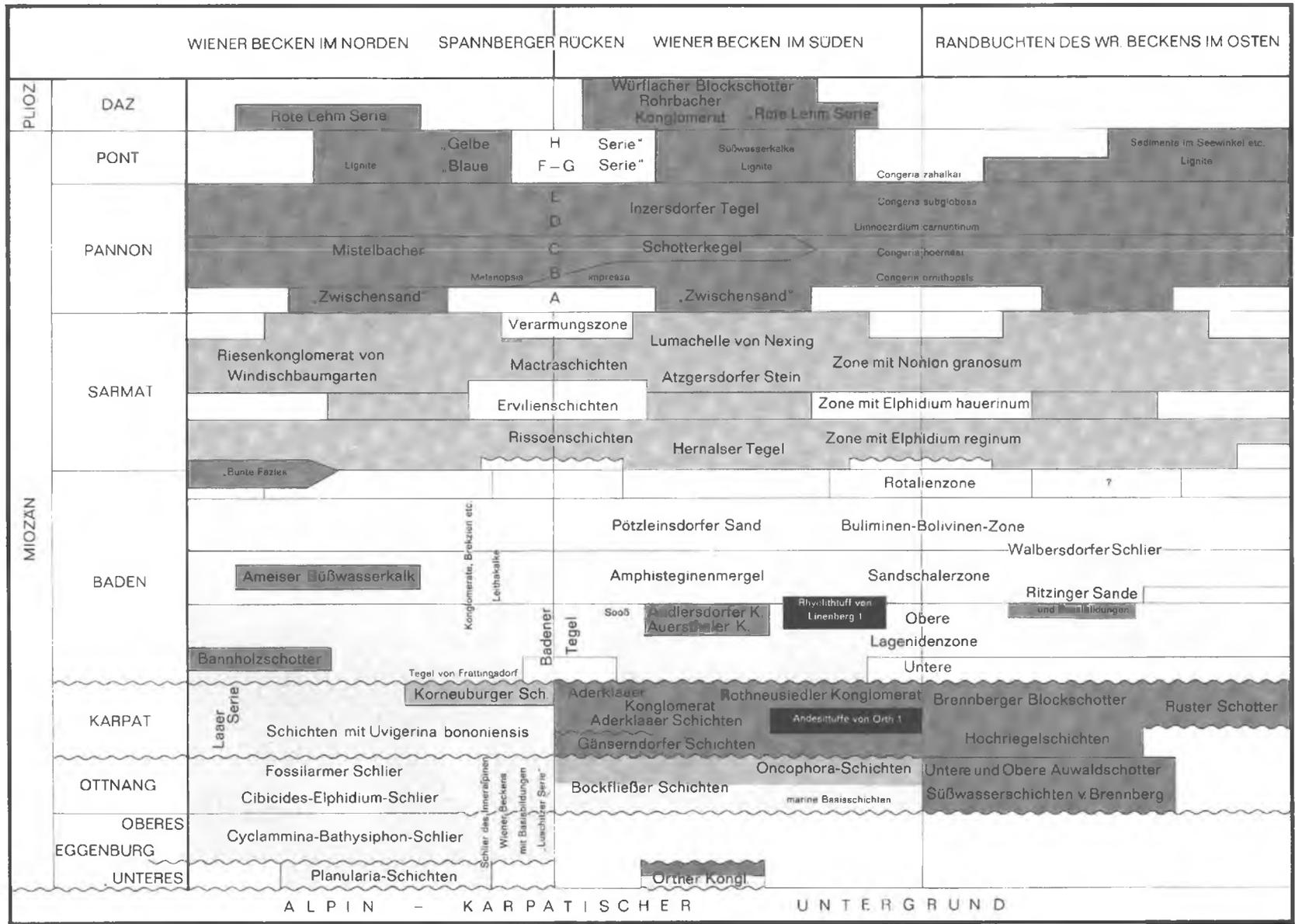


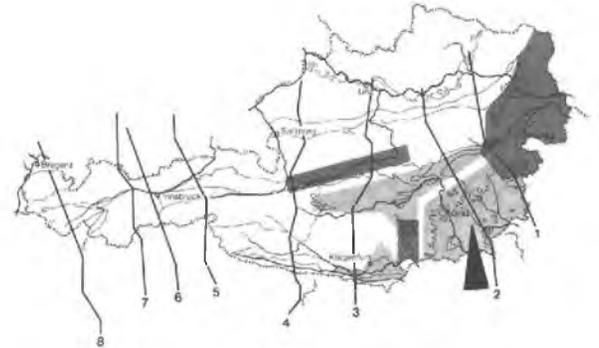
Abb. 132. Die jungtertiäre Schichtfolge des Inneralpinen Wiener Beckens

kenrahmen, die Nußdorfer und Leopoldsdorfer Bruchstaffeln scheiden die Mödlinger Hochscholle vom Beckentief, das an gewaltigen parallel verlaufenden Bruchstrukturen am Leithagebirge seine östliche Begrenzung findet. Der Untergrund der Tiefschollen ist überdies durch altes Relief und junge Störungen in Mulden- und Scheitellagen gegliedert. Die Absenkungen dauern bis in die Gegenwart an. Das zeigen der Graben-im-Graben der Mitterndorfer Senke im höheren Pleistozän und heute noch meßbare, Bergerreißungen ähnliche Erscheinungen an Beckenrändern gegen das Beckeninnere an (Loretto am Leithagebirge, St. Margarethen am Ruster Höhenzug). – Ein seit langem bekanntes und auch genütztes Phänomen stellen die an die Beckenrandbrüche gebundenen Thermen dar.

Nach neueren Erklärungsversuchen sind sie keine an einer „Thermenlinie“ aufsteigenden juvenilen Wässer, sondern der im klüftigen, daher sehr wegsamen Beckenrahmen einsickernde Niederschlag, der, durch die größere Wärmeleitfähigkeit dieser Gesteine im Vergleich zu den Sedimenten im Senkungsfeld eher aufgeheizt, an den ausgedehnten Grenzflächen unterschiedlicher Wasser- und Wärmeregime (= Beckenrandbrüche) wieder hochkommt.

**Literatur:** ANDRUSOV D. 1938; BRIX F. & GÖTZINGER K. 1964; FUCHS W. 1965, 1972, 1976b; GRILL R. 1953, 1960, 1962, 1968; GRILL R. & KAPOUNEK J. 1964; GRILL R. & KÜPPER H. 1954; JANOSCHEK R. 1932, 1951, 1964; JANOSCHEK R. & GÖTZINGER K. 1969; KAPOUNEK J. et al. 1965, 1967; KÜPPER H. 1968; WESSELY G. 1975.

### 3.12.2. Das Steirische Becken und seine Randbuchten



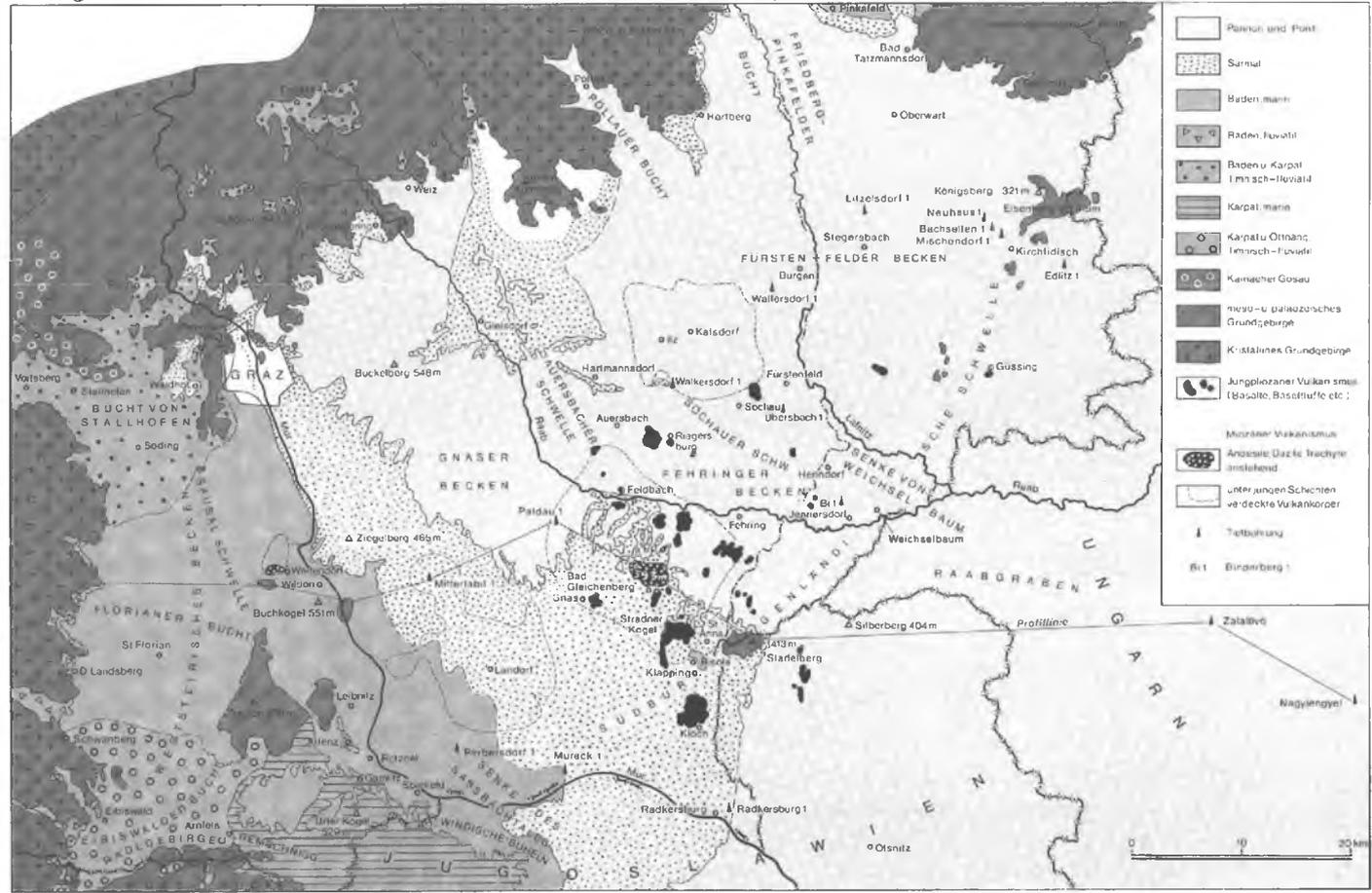
Profile 8-1 siehe Abb. 19

#### Allgemeines

Dieses drittgrößte Tertiärareal Österreichs liegt zur Gänze auf alpinem Boden. Mit zahlreichen und vielgliedrigen Buchten greift es tief in seinen Nord-, West- und Südrahmen ein (Rechnitzer Schieferinsel, Granitgneise des Masen- und Kulmberges, Grazer Paläozoikum, Koralpe und Poßruck). Nach Osten scheint das weite Hügel-land mehr oder weniger offen, doch trennt auch da eine durch einzelne paläozoische Inselberge oberflächlich angedeutete und durch geophysikalische Messungen durchgehend erwiesene (Südburgenländische) Schwellenzone den eigentlichen westpannonischen Raum ab. Der geologisch vielfältige Rahmen gibt zu erkennen, daß die Untergrundverhältnisse gleichfalls abwechslungsreich sein werden, doch liegen in Anbetracht der Ausdehnung des Gebietes darüber noch recht spärliche Daten vor. Die Sausalschwelle zwischen Plabutsch im Norden und Sausal im Süden scheidet das kleinere Weststeirische Becken vom

ungleich größeren Oststeirischen. Im ersteren kann das Koralpenkristallin als Basis bis etwa zur Beckenachse angenommen werden, weicht aber dann bei Eibiswald gegen Südwesten zurück. Jenseits der Schwelle im Oststeirischen Becken dürfte das Kristallin von St. Radegund – Weiz im Untergrund der Beckenfüllung östlich an Gleisdorf vorbeiziehen und bis in den Raum Feldbach – Gleichenberg reichen (= Radegund-Feldbacher Kristallinsporn), dabei das unter der Tertiärbedeckung verborgene Paläozoikum in eine westliche und eine östliche Teilmulde spaltend, die nur bei St. Anna am Aigen direkt in Verbindung zu stehen scheinen. Die Granitgneise des Kulm- und Masenberges vereinigen sich unter der Sedimenthülle mit jenen von St. Radegund und Weiz und stellen die Basis der Friedberger Bucht, verschmälern sich indes wahrscheinlich gegen Osten zwischen Geschriebenstein und Eisenstein und dürften nördlich der Bohrung Walkersdorf 1 ihre Südbegren-

Geologische Karte des Steirischen Beckens (Oberpliozän und Pleistozän abgedeckt), nach K. KOLLMANN, 1960 u. 1965, bzw. nach R. JANOSCHEK (aus R. JANOSCHEK & K. GOTZINGER, 1969)



Geologisches Profil durch das Steirische Becken, nach R. JANOSCHEK aus R. JANOSCHEK & K. GOTZINGER, 1969

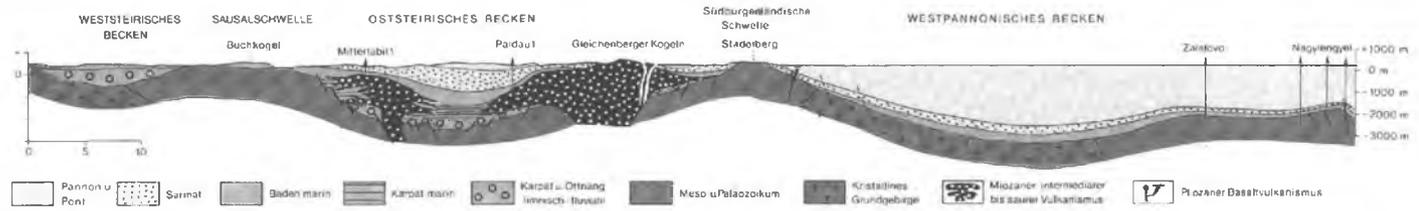


Abb. 133. Die geologische Situation im Steirischen Becken

zung finden. Ein weiteres bedeutendes Kristallengebiet unter dem Tertiärmantel trafen die Bohrungen in Jugoslawien im Bereiche von Olsnitz in der streichenden Fortsetzung des Bacher- und Poßruckgebirges an, welches gleichfalls schwellenartig die Verbreitung von Grazer Paläozoikum und Jungpaläozoikum plus Mesozoikum des ungarischen Mittelgebirges sondert. Das durch geophysikalische Methoden grundsätzlich erkannte reiche Relief des Beckenuntergrundes trägt das seine zur bunten und uneinheitlichen Sedimentabfolge bei. So läßt sich das Weststeirische Becken im Norden in die Bucht von Stallhofen mit westlicher Erweiterung in den Raum von Köflach – Voitsberg und nordöstlicher Tiefenfurche nach Thal – Matscha, im zentralen Abschnitt in die marine Ingressionsweite der Florianer Bucht und im Süden in die Eibiswalder oder Südweststeirische Bucht unterteilen. Im Osten der Sausalschwelle folgt das bis 2500 m tiefe Gnaser Becken (dazu im Nordwesten die Grazer Bucht gehört), das über die Senke des Saßbachtals quer über die Südburgenländische Schwelle hinweg im Karpat mit dem Murbecken und dem Raabgraben Verbindung hatte. Die anschließende Auersbacher Schwelle könnte sich in etwa mit dem Kristallinrücken von St. Radegund – Feldbach decken und leitet zum kleinen, aber bis 3000 m tiefen Fehring-Becken über, das seinerseits wieder durch die Söchauer Schwelle vom bislang wenig erforschten Fürstenfelder Becken getrennt wird, das mit seinen Buchten von Pöllau und Pinkafeld-Friedberg weit nach Norden reicht. Den Ostrahmen repräsentiert die Südburgenländische Schwelle, welche nur ungefähr in der Mitte mit der Senke von Weichselbaum eine größere Delle aufweist. Sie scheidet scharf jenen paläogeographisch verschieden gestalteten westpannonischen Raum, der als Festland über lange Zeiträume Hauptlieferant grobklastischer Schüttungen gewesen ist. Erst mit dem Obersarmat treten dann die gegenwärtigen Beckenränder als Abtragungsgebiete stärker in den Vordergrund und übernehmen diese Rolle im höchsten Miozän (Pannon), als die Absenkung und nachfolgende Zuschüttung des Westpannonischen Massives endgültig einsetzt.

#### Stratigraphie

*Otnang:* Über einer reifen, ziemlich ausgeglichenen und durch die späteren Schwellenzonen noch nicht differenzierten Morphologie des prätertiären Untergrundes kam es zunächst zu mächtigen Verwitterungsbildungen und dann bei weiträumiger gleichmäßiger Vertiefung zum Absatz von „Limnischen Serien“ ohne Vulkaniteinschaltungen. Die gegen das Hangende zuneh-

mende Führung von Grobklastika mag Ausdruck verstärkter Absenkungstendenzen im Gefolge der Altsteirischen Dislokationsphase gewesen sein, welche schließlich zur Ingression des Meeres im Karpat von Süden her Anlaß gaben. – Hierzu zählen im Südwesten des Weststeirischen Beckens über *Rotlehmen* mit hangenden feinkörnigen Schottern die bekannten groben *Radt Wildbachschotter*, ein Riesenblockwerk aus der nahen Koralpe mit eingeschalteten Brekzienlagen. Vermutlich darüber folgen die *Unteren Eibiswalder Schichten*, eine Wechselfolge von Schottern, Kiesen, Sanden und Tonen (mit Herkunftsgebiet Koralpe), lediglich im Hangenden erscheinen kalkgeröllreichere Partien anderer Provenienz. – Im Oststeirischen Becken sind die *Basalbildungen* und die „*Limnische Serie*“ nur aus den wenigen Bohrungen bekannt geworden. Im Süden des Gnaser Beckens durchörterten Mureck 1 und Perbersdorf 1 über dem Paläozoikum rote lehmige Basisbrekzien mit seltenen Landschneckenresten und darüber graue und glimmerige Tonmergel mit Mergelstein-, Sandstein- und Konglomeratlagen, letztere nehmen an Zahl und Dicke nach oben zu. Immer wieder finden sich in den Ablagerungen Kohleschmitzen. Der Aufschluß Übersbach 1 im Fürstenfelder Becken erreichte über der paläozoischen Basis wieder eine typische *Rotlehmserie* mit Phyllitbrekzien und Kohleflözchen. Die Überlagerung bilden pflanzen- und kohleführende bituminöse Mergelsteine und Tonmergelsteine mit Sandsteinlagen. Die Geröllfracht rührt wahrscheinlich aus Südosten vom Westpannonischen Massiv her. – Der Nordausläufer des Fürstenfelder Beckens, die Friedberg-Pinkafelder Bucht, leitet in seiner faziellen Entwicklung bereits zu jenen tertiären Sedimenten auf der Alpenostabdachung bzw. in der Landseer Bucht über. Dort greifen auf das Kristallin grobkörnige Serien mit Rotlehmen über = *Zöberner Brekzie*; etwas jünger dürften der *Mönichkirchener Blockschotter* (rohes Blockwerk aus Grob- und Wechselgneis) und die *Krumbacher Schichten* (Schotter, Sande und Tone) sein. Wie weit alle diese fluviatilen Randbildungen der beckenweiten Limnischen Serie altersmäßig entsprechen, ist noch nicht mit Sicherheit entschieden. Wesentlich für ihre stratigraphische Zuordnung war jedoch bei der wenig aussagenden Fossilführung die Tatsache, daß sie alle noch frei von vulkanischen Einschaltungen sind, die erst mit dem Karpat in Erscheinung treten.

*Karpat:* Damals erfolgten die stärksten, aber verschieden intensiven Absenkungen der einzelnen Teilbecken und verursachten die komplizierte, teilweise ineinandergreifende Faziesentwicklung. Diese Umwälzungen waren mit Bruchtek-

tonik und gewaltigem Vulkanismus gekoppelt. Letzterer konnte gerade in der Verzahnung mit dem hochmarinen Steirischen Schlier zeitlich genau fixiert werden, sodaß heute seine aus einem einheitlichen Eruptionszyklus stammenden, im ostalpinen Raum weit verbreiteten Aschen wichtige stratigraphische Bezugshorizonte darstellen. – Das Weststeirische Becken verblieb durch die Sausalschwelle isoliert. Die limnisch-fluviatilen Bedingungen mit mächtiger Kohlebildung dauerten fort. Es kam zur Ablagerung der gegenüber dem Liegenden feinkörnigeren *Mittleren Eibiswalder Schichten*, bei denen Tone überwiegen und Konglomerate zurücktreten. Nur zwischen den Kohlenflözen finden sich die *Pitschgaukonglomerate* als Zwischenmittel. Von der Eibiswalder Bucht sind überdies berühmte Säugetierfundstellen bekannt. Die *Oberen Eibiswalder Schichten* repräsentieren in tonig-sandiger Fazies weiterhin terrestrisches Milieu. Saure Tuffe aus den Hangendschichten des Eibiswalder Hauptflözes (Mittlere Eibiswalder Schichten) waren für die eigentliche exakte Datierung maßgeblich. – Gleichaltrig sind die durch die marinen Sedimente der Florianer Bucht getrennten Absätze im Norden in der Stallhofer Bucht. Zu ihrer Wechsellagerung von Sanden, Tonen, etwas Schottern und mehreren Tuffhorizonten gehören auch basale Rotlehmgebilde (eines höheren Niveaus!) und in Fortsetzung gleichfalls die mächtigen Braunkohlenvorkommen von Köflach und Voitsberg mit berühmten Wirbeltierlokalitäten (Zangtal etc.). – Das Oststeirische Becken war mit seinem Gnaser Teilbecken über die Gamlitzer Bucht eine nördliche Nebenbucht des Meeres im Murbecken. Hier kamen graue sandige Tonmergel mit Quarzsandlagen und einigen vorwiegend basalen Konglomeratlagen zum Absatz = *Steirischer Schlier*. Seine hochmarine reichliche Fossilführung gestattete die genaue zeitliche Fixierung der älteren Vulkanitphase. Zusammen mit den Resultaten aus den Tiefbohrungen Perbersdorf 1 und Mureck 1 erhellte, daß die Förderung der sauren Effusiva schon kurz vor der marinen Ingression anhub und bis in das Unterbaden anhielt. Über die einige Geröllein-schaltungen bergenden *Leutschacher Sande* findet der Steirische Schlier im *Arnfelder Konglomerat* seine Randfazies: Konglomerate, tonige Sandsteine und Mergel in zyklischer Folge, die zum Teil über das vortertiäre Grundgebirge (Remschnigg) oder die Eibiswalder Schichten hinweggreifen. Die Klastikaschüttungen kamen aus dem Südwesten bzw. Südosten. – Eine zweite Meeresverbindung geringerer Effizienz (über die schmale Depression von Weichselbaum) bestand vom Zala Becken in das Fehring-Fürstenfelder Becken. Dort vermitteln uns die

wenigen Tiefenaufschlüsse zwischen der vulkanitfreien Limnischen Serie und dem Baden das Wissen um konglomeratreiche Partien mit mehr oder minder spärlichen marinen Faunen, Pflanzenresten, Kohlen und Tuff- bzw. Trachytlagen (Übersbach 1, Walkersdorf 1). Der Gerölltransport wird vom Westpannonischen Massiv herbezogen. Das augenfällig gehemmt marine Milieu geht vermutlich über lagunäre Stadien in den lakustrisch-fluviatilen Bereich der Friedberg-Pinkafelder Bucht über. Die zumeist groben, Tuffe und Andesit- bzw. Daziteinschlüsse aufweisenden *Sinnersdorfer Blockschotter* und *Konglomerate* könnten deshalb dort zeitliche Äquivalente des Steirischen Schliers sein.

*Baden:* An der Grenze zum Karpat erfuhr die getrennte Entwicklung der Teilbecken durch Erlöschen der Bruchtätigkeit nach kurzer intensiver Erosionsphase (mit lokalen Basiskonglomeraten) Ablösung durch eine regional allgemein einsetzende Vertiefung des Gesamtbeckens. Dadurch gerieten weite Randgebiete und bisher trocken verbliebene Schwellen unter den Meeresspiegel. Die See erreichte damals ihre flächenhaft größte Ausdehnung im Steirischen Becken, wobei ihre Ablagerungen mit meist deutlicher Winkeldiskordanz dem älteren Miozän aufruhren (= Jungsteirische Diskordanz). Eine bemerkenswerte Ausnahme stellen die Verhältnisse in Perbersdorf 1 vor, wo das Baden kontinuierlich aus den Sedimenten des Karpats hervorgeht. Der seit dem Karpat wirksame saure Vulkanismus endete schon im Unterbaden. Eine bunte Faziespalette ist das Ergebnis dieser paläogeographischen Vorbedingungen. Die in der Folgezeit durch Abschnürung der Paratethys vom Weltmeer eintretende allmähliche Herabsetzung des Salzgehaltes des Meerwassers bedingte die gleichen biofazialen Abwandlungen und Endemismen in der Welt der Organismen wie im Wiener Becken, dessen stratigraphische Untergliederungen deshalb auch hier voll zur Anwendung gelangen können. Hervorzuheben aber wären überdies die häufig engeren faunistischen Beziehungen zu Kroatien und Italien, die aus paläogeographischen Gründen oftmals deutlicher sind als diejenigen zum Wiener Raum. – Über die Pforte des Saßbachtals stand weiterhin das Gnaser Becken direkt mit dem Murbecken in Kontakt. In der Beckenfazies sind es im Unterbaden graue, basal sandig-glimmerige Tonmergel mit einzelnen Nulliporenkalklagen und einigen Andesit-Dazit-Einschaltungen. Im Mittelbaden (Sandschalerzone) war die Sedimentation sandiger und reicher an Lithothamnienkalken. Die Buliminenzone ist durch den Wechsel von Tonmergeln, Sanden, Sandsteinen und Nulliporenkalklagen gekennzeichnet, während die Rotalien-Cibicides-Zone nur im Saß-

		WESTSTEIRISCHES BECKEN		SAUSALSCHWELLE		GNASER BECKEN UND NORDDRAHMEN		
		STALLHOFER BUCHT MIT EXTENSIONEN NACH NW UND NE	EIBISWALDER UND FLORIANER BUCHT					
PLIOZAN	DAZ					Basalte etc.		
MIOZAN	PONT	H						
		G						
		F						
	PANNON	D+E						
		C					lockere Sande und Tone Schemmerlschotter tiefere Schotterniveaus nicht trennbar	
		B					Nord: Obere Kohleführende Serie von Weiz Süd: Höheres Schichtpaket und Lignite von Paldau Tieferes Schichtpaket	
		A						
	SARMAT	O					Hangendes Fossilarmes Schichtpaket Mittleres Fossilreiches Schichtpaket Liegendes Fossilarmes Schichtpaket Carinthischer Schotter sandige Tonmergel	
		M	Schichten von Waldhof und Thal				Tonmergel	
		U					Tonmergel	
	BADEN	RCZ					Tonmergel	
		BZ	Verlandungssedimente		Nulliporenkalke und Schotter		Sande und Tonmergel	
SZ						sandige Tonmergel		
KARPAT	LZ	Eckwirtschotter Kohlezone und Süßwasser-schichten	Schwanberger Schutt	Florianer Schicht	Pölsmergel Rost.tal.	Kreuzberg-schotter Lekha-kalk-kongl.	Nulliporenkalke v. Retznei	Tonmergel und Nulliporenkalke
		Limnische Serie mit Köhler von Kollach und Voitsberg	Obere Eibiswalder Schichten	Mittlere Eibiswalder Schichten u Pitschgaukonglomerat	Untere Eibiswalder Schichten	Arnfelder Konglomerat Mittlere Eibiswalder Schichten	Leutschacher Sande	Nord: Sch.v. Naas, Passail und Trog Süd: Steirischer Schlier
			Untere Eibiswalder Schichten	Radl-Wildbachschotter Rotlehm	Untere Eibiswalder Schichten			Limnische Serie Kollach und Brekzien
OTTNANG								
		MESO- UND PALAOZOIKUM, KRISTALLIN			PALAOZOIKUM		PALAOZOIKUM UND KRISTALLIN	

Abb. 134. Die jungtertiäre Schichtfolge des Steirischen Beckens nach K. KOLLMANN, 1965

OSTSTEIRISCHES BECKEN					
AUERSBACHER SCHWELLE	FEHRING-FÜRSTENFELDER BECKEN	FRIEDBERG-PINKAFELDER BUCHT	SÜD-BURGENLANDISCHE SCHWELLE		
Postbasaltische Schotter Basalte, Basalttuffe u Tuffite	Basalte etc.		Süd. Basalte etc.	DAZ	PLIOZÄN
Präbasaltische Schotter		Süßwasserkalke von Kirchfidisch u Königsberg		H	PONT
	Schichten v. Jänneraberg = „Blaugrüne Serie“ Talborer Schotter			G	
		Kohle von Ebenau und Oberneuberg Congerienschnäbelhor.	?	F	
	Kohle v. Hennersdorf etc. Schichten v. Loipersbach und Unterlamm	Stegersbacher Schichten	Nord. Sande u. bunte Tone	D+E	PANNON
	fossilarme Hangendsch. Kärnerbergschotter 2. Limn. Zwischenserie Kirchberger Schotter 1. Limn. Zwischenserie und Kohle von Ilz Kapfensteiner Schotter	fossilarme Sande und Tonen Kapfensteiner Schotter	Süd.	C	
	fossilarme Tone von Hartmannsdorf Pollau etc.	Tonmergel mit Congeria Sande mit Melanopsis impressa	fossilarme Tonmergel mit Congeria ornithoparis	B	
		?		A	
Gleisd.Sch. u. U.Kohlefuhr Serie von Weiz	Mühdorfer Schotter und Lignite von Feldbach	Schichten von Hartberg	Tonmergel, Sande und Schotter	O	SARMAT
	„Carinthischer Schotter“		Mergel von St. Anna am Aigen	M	
fossilere Tonmergel	Sandsteine und Tonmergel	Ervilienschichten	Schichten von Klapping und Risola	U	BADEN
Nulliporenkalke	Tonmergel und Sande Nulliporenkalke	marine „Tauchener Schichten“	Nulliporenkalke von Klapping und Risola	RCZ BZ SZ	
Andesite, Dazit, Trachyte und entsprechende Tuffe bzw. Bentonite	Konglomerate	Kohle von Tauchen etc.	Mergel der Lagenidonezone als Auswurfsmaterial	LZ	
	Marine Serie	Sinnersdorfer Konglomerat und Blockschotter			KARPAT
	Limnische Serie Rotlehm	Krumbacher Schichten Mönich Blockschotter Zöberner Brechie mit Rotlehm			OTTNANG
?	?	KRISTALLIN	PALAOZOIKUM		

bachtal mit grauen, sandigen Tonmergeln ohne Nulliporenkalke aufscheint. – An den Beckenrändern im Bereiche der Gamlitzer Bucht treten verschiedene Randfazies auf: der *Urler Blockschotter* am unmittelbaren Saum sowie die *Kreuzbergsschotter* weiter beckenwärts mit grobem Material aus der Koralpe leiten über zum *Leithakalkkonglomerat* mit bereits marinen Mollusken und Verzahnung mit echten Nulliporenkalkarealen (Retznei = „*Aflenzer Stein*“) und gelegentlichen Andesiteinschaltungen. Darüber liegen Mergel und Sande der Lagenidenzone. – Mit weit verbreiteten Lithothamnienrasen war das Sausalschwellengebiet (Wildon) bedeckt, von wo das Meer tief in das Weststeirische Becken in die sogenannte Florianer Bucht eindrang. Es hinterließ geringmächtige, fein- bis grobkörnige Sande und Pelite mit lagenweisen Fossilschillvorkommen, die *Florianer Schichten*, die gegen Norden und Westen stark lagunär-brackisch beeinflusst wurden. Zum Teil sehr fossilreiche Sonderfazies stellen die *Rostellarietegel von Wetzelsdorf* und die *Pölser Mergel* vor, die allesamt dem Unterbadn angehören und von Tuffhorizonten überdeckt werden. In die Stallhofer Bucht hinein verbrachte das Unterbadn zusehends: fossilführende, blaugraue, kohleführende Tone und brekziöse Süßwasserkalke mit selten Tuffen (bzw. Bentoniten) repräsentieren limnisch-fluviatile Umgebung. Im Köflach-Voitsberger Revier unterscheidet man dann noch einen Hangendkomplex sandig-schotteriger Natur (z. B. *Eckwirtschotter*) gleichfalls mit Tuffen. – Die Ostflanke der Koralpe birgt in ehemals fjordartigen Rinnen den *Schwanberger Schutt* mit seinem aus der nächsten Umgebung stammenden Wildbachmaterial, darin Sande und Gerölle nur untergeordnet vorkommen. Alle bisher aufgezählten Grobklastika zumeist an der Basis des Unterbadns unterstreichen die damalige gewaltige Ausräumung im Gefolge der Jungsteirischen Phase. – Im Oststeirischen Becken entwickelten sich an den Flanken der Schildvulkane und der paläozoischen Inselberge und Schwellenbereiche Lithothamnienrasen, die gegen die Beckenzentren hin in mehr oder weniger sandige Tonmergel übergehen. Auch im Fehring – Fürstenfelder Becken ist durch die Übersbach 1 und Walkersdorf 1 ein basales polymiktes Konglomerat mit Bentoniteinschaltungen erwiesen. Im Mittelbadn nahm die Sandschüttung augenfällig zu mit Pflanzen- und Kohlenresten. Nulliporenkalke treten jedoch immer wieder als episodische Fazies auf. – Im Norden, in der Friedberg-Pinkfelder Bucht, ruhen mit Diskordanz dem karpatischen Sinnersdorfer Konglomerat s. s. zunächst brackische Cerithienschichten mit Kohlen (Schreibersdorf, Tauchen) und Schottern, San-

den und Tuffen und dann marine Tonmergel und Nulliporenkalke auf. Auch von der Südburgenländischen Schwelle sind vereinzelt Sedimente des Badens bekannt, teils an der Oberfläche als Lithothamnienkalke (Pleischbachtal bei Klapping und Risola) oder als Auswurfsmaterial des pliozänen Basaltvulkanismus (Leithakalke und Tonmergel bei Fehring etc.).

*Sarmat*: Die Sedimentation dauert im Beckeninneren an der Zeitenwende Baden/Sarmat ohne Unterbrechung an, nur im Fehring-Fürstenfelder Becken sind geringe Schichtreduktionen und an den Beckenrändern und auf Hochzonen Schichtlücken zu beobachten. Im Norden des Steirischen Beckens wird ein weiterer Streifen bisher trockenen Geländes überflutet. Dagegen wird der Süden im Verlaufe des Sarmats immer stärker gehoben. Die faziestrennende Bedeutung der Schwellen innerhalb des Gesamtbeckens tritt fast völlig zurück, sodaß sich über weite Flächen Gleichförmigkeit in der Sedimentausbildung einstellt. Die Südburgenländische Schwelle trennt nach wie vor das zumeist festländische Westpannonische Massiv vom Steirischen Becken. Die überregionale Evolution der Paratethys läßt hier die gleichen Mechanismen der allmählichen Verbrückung des Meeres und der damit endemischen Entwicklung des Lebens wirksam werden. Dadurch können auch da ohne Einschränkungen die stratigraphischen Feingliederungen des Wiener Raumes angewendet werden. – Auch während des Sarmats bestand die breite Pforte ins Murbecken. Sie sorgte für eine Fortsetzung der Ablagerungen ohne Unterbrechung, sodaß im südlichen Gnaser Becken auf die grauen Tonmergel der Rotalien-Cibicides-Zone des Oberbadns ohne lithologische Grenze ähnliche Gesteine der Elphidium-reginum-Zone folgen. Von hier drang das Untersarmat nach Schichtlücke über die Leithakalke von Wildon (Buliminenzone) der Sausalschwelle in den Nordostteil der Stallhofer Bucht (Weststeirisches Becken: Waldhof – Thal). Dort hinterließ es transgressiv über dem limnisch-fluviatilen Baden Tone, Tonmergel, Sande und feinkörnige Kiese in Verzahnung mit teilweise fossilführenden Kalken. Untersarmatische Schichten werden im Südosten des Steirischen Beckens einstweilen nur vermutet, umrahmen aber auf der Südburgenländischen Schwelle die Vorkommen von Baden bei Klapping und Risola mit Kalken sowie Schottern und Konglomeraten, deren häufige Kalkkomponenten aus dem ungarischen Mittelgebirge herbezogen werden. – Das Mittelsarmat ist vergleichsweise regressiv, fossilarm und faziiell monoton. Einförmige Serien grauer Tonmergel mit kohligen Pflanzenresten im Liegenden der „Carinthischen Schotter“ gehören ihm an, die Verbreitung

gegen Südosten ist übrigens noch ungeklärt. Im Raume von St. Anna am Aigen keilen noch dazu diese Schotter als Leithorizont aus. Möglicherweise wird dann das Mittelsarmat durch das fossilere Schichtpaket zwischen fossilbelegtem Unter- und Obersarmat vertreten. – Das Obersarmat kann im südlichen Steirischen Becken dreigeteilt werden: in das *Liegende Fossilarme Schichtpaket* mit Tonen und Tonmergeln und zwei mächtigen Geröllhorizonten, davon der basale als *Carinthischer Schotter* schon einmal Erwähnung gefunden hat. Die wechselvolle süd-alpine Gesteinsfracht entstammt dem damals noch großteils landfesten Westpannonischen Massiv und ist nicht das Produkt eines Drauvorläufers, wie das früher angenommen worden war. Die obersarmatische Sequenz vervollständigen das *Mittlere Fossilreiche Schichtpaket* (ein bunter Wechsel von Tonen, Tonmergeln, Kiesen, Sanden, Mergeln und oolithischen Kalken, die den Mactraschichten niveaumäßig entsprechen) und das *Hangende Fossilarme Schichtpaket*, das oft primär schon fehlen kann. Es besteht aus Sanden und Schottern mit pflanzenführenden Tonen und Lignitflözen. – Im Nordteil des Steirischen Beckens repräsentieren die *Gleisdorfer Schichten* jenes fossilarme, limnisch geprägte Hangendpaket. Auch in der Grazer Bucht ist das Obersarmat in limnischer Fazies entwickelt. Weitere Äquivalente liegen in der *Unteren Kohleführenden Serie von Weiz* und den meisten anderen grundgebirgsnahen Kohlevorkommen zwischen Graz und Weiz vor, charakterisiert durch limnische Gastropoden und Säugetierreste. Die an Organismenresten reichen Sande, Tone und Kalksandsteine des Hartberger Spornes können mit dem fossilreichen Mittleren Paket des Obersarmats im Gnaser Becken gleichgestellt werden. Bei Rohrbach/Lafnitz soll sogar Untersarmat belegt sein und zusätzliche Sarmatfundstellen noch tief in der Friedberg-Pinkafelder Bucht dokumentiert sein. – Im Osten, im Bereiche Gnas – Südburgenländische Schwelle, ist das Obersarmat mit mächtigen Kies- und Konglomeratlagen und Sanden in seiner fossilreichen Entwicklung vorhanden = *Mühdorfer Schotter*, darin lokal Lignite (z. B. *Lignite von Feldbach*) aufscheinen. Insgesamt ähneln diese Bildungen in Fazies und Fossilgehalt sehr dem Atzgersdorfer Stein des unmittelbaren Wiener Raumes. – In Nähe der Südburgenländischen Schwelle heben die Sarmatschichten aus. Erst südlich Güssing im Gebiete der Senke von Weichselbaum dürfte das Sarmat des östlichen Steirischen Beckens direkt mit dem benachbarten Raabgraben kommuniziert haben. – Die Geröllkomponenten der zahlreichen Schotter- und Kieseinschaltungen der oststeirischen Sarmatbildungen zeigen bis zum

tiefere Obersarmat recht bunte Spektren, die auf Liefergebiete im Osten aus dem pannonischen Raum verweisen. Ab dem höheren Obersarmat wird die Gesteinsvielfalt merklich durch monotone Zusammensetzungen (Quarz und Kristallin der unmittelbaren Beckenränder) ersetzt, womit die einschneidenden paläogeographischen Veränderungen (der Niederbruch Westpannoniens) signalisiert werden.

*Pannon:* Wie in der gesamten Paratethys erreicht auch im Steirischen Becken die Aussüßung des Milieus jetzt Höhepunkt und Abschluß. Die Vertiefungen innerhalb des Steirischen Beckens sind geringfügig und vorwiegend auf den Nordabschnitt beschränkt (weitere Nordverlagerung der Beckenmuldenachse). Die Verbreitung des Pannons verjüngt sich trichterförmig von Osten nach Westen, wobei es vom Feldbacher und Gleisdorfer Sarmatsporn zusätzlich eingengt wird. Von Bad Tatzmannsdorf bis St. Anna am Aigen stand das Steirische Becken über die Südburgenländische Schwelle hinweg in breiter Verbindung mit dem nun rasch absinkenden westpannonischen Raum, wo im Gegensatz zu Österreich das Pannon in Nordjugoslawien und Westungarn große Mächtigkeiten erzielt. Im Steirischen Becken sind mehrmalige Sedimentationsrhythmen ähnlicher Abfolge zu beobachten. Über fluviatilen Schottern kurzfristiger Verlandungsphasen liegen pflanzen- bis kohleführende Tone, und limnische Tone und Sande schließen einen solchen Zyklus ab. Gegen Norden ist der Süßwassereinfluß bald und sehr stark fühlbar, was in gehäuften und nicht mehr trennbaren Geröllzufuhren Ausdruck findet. Ostwärts dagegen keilen die als nützliche stratigraphische Leithorizonte gebrauchten Schotterzüge allmählich aus, und man ist dort dann allein auf paläontologische Befunde angewiesen. Auch die Fossilführung ist im Westen und Norden infolge der Festlandsbeeinträchtigungen bedeutend ärmlischer oder fehlt überhaupt. – Ablagerungen der regressiven Phase der Zone A konnten bislang zweifelsfrei nicht festgehalten werden, fragliche Reste sollen sich in der Friedberg-Pinkafelder Bucht befinden. – Die Zone B des Unterpannons erscheint im Gesamtraum transgressiv. Im Verbreitungsareal südlich der Raab wird sie in ein „*Tieferes Schichtpaket*“ mit geringen Sanden mit *Melanopsis impressa* KRAUSS und darüber mächtigeren, grauen und blauen, fossilreichen Tonmergeln mit *Congeria ornithopsis* BRUSINA und in ein „*Höheres Schichtpaket*“ unterteilt, das aus wechsellagernden Tonmergeln und Sanden mit unbeständigen Schotterschnüren besteht. Es ist allgemein fossilärmer und führt Kohlen (z. B. *Lignite von Paldau*). Seine Existenz ist von St. Anna am Aigen über das Gleichenberger

Vulkanmassiv (wo es bei Feldbach die Raab überschreitet) bis Radkersburg gesichert. Im Norden des Raabflusses sind Belege für Zone B selten. *Melanopsis impressa* KRAUSS wurde etwa im Hangenden der Unteren Kohleführenden Serie von Kleinsemmering südwestlich Weiz gefunden. In der Weizer Bucht überlappt sie jedoch unmittelbar das Grundgebirge des Rahmens = *Obere Kohleführende Serie von Weiz*. Um den sowie auf dem Gleisdorfer Sporn gehören der Zone B vermutlich meist erosiv stark beschnittene Relikte geschichteter Tone unter den Kapfensteiner Schottern an. Auch in der Umrahmung der Sarmatfenster im nördlichen Fehringer Becken (z. B. Hartmannsdorf) und im Ilz- und Feistritztal ist Pannon B belegt. Die Ausdehnung äquivalenter Bildungen am Beckennordsaum ist über die Pöllauer Bucht – den Hartberger Sporn – die Friedberg-Pinkafelder Bucht bekannt. Sie heben bei Bad Tatzmannsdorf an der Südburgenländischen Schwelle aus, ihre Fortsetzung nach Süden ist vorläufig noch ungeklärt, eine Vereinigung mit dem östlich gelegenen Raabgraben dürfte erst südlich Güssing möglich gewesen sein. – Die folgende Zone C ist weit verbreitet und faziell reich gegliedert. Vorherrschend sind sich gleichförmig wiederholende Ablagerungsrhythmen mit Schotter-Sand-Ton-Folgen, die indessen einerseits gegen Norden durch die Landnähe in weitere und zahlreiche Schotterzufuhren zwischendurch aufgehen bzw. andererseits gegen Südosten durch die zunehmende Landferne langsam auskeilen und als willkommene Trennfugen verschwinden. Als weiträumige, über die Zone B konkordant noch hinausgreifende Platte liegt zunächst der *Kapfensteiner Schotter* vor, der mit eintönigen Quarz-Kristallin-Geröllern einen aus den Alpen kommenden Schuttkegel markiert. Im zentralen Becken lagert darauf eine *Erste Limnische Zwischenserie* aus abwechselnd Tonen und Sanden mit Pflanzenhäcksel und Kohlen (z. B. *Kohlenflöz von Ilz*) und zahlreichen Säugetierfundstellen. Die 50 bis 80 m mächtige Sequenz ist im Westen nahezu steril, wird jedoch gegen Osten infolge Abnahme des Süßwasserzuflusses fossilreicher. Die nachfolgenden *Kirchberger Schotter* zeigen eine neuerliche episodische Verlandung des Raumes an, ihre Geröllspektren gleichen jenen der Kapfensteiner Schotter, von denen sie im Norden mangels der Zwischenschaltung limnischer Absätze nicht zu trennen sind. Jenseits der Auersbacher Schwelle fingern sie bereits aus. Als *Zweite Limnische Zwischenserie* setzen Sand-Tonsequenzen mit Pflanzenresten über die Auersbacher Schwelle ostwärts fort. Fein- bis grobkörnige Quarz- und zunehmend Kalkkomponenten führen die nächstjüngeren *Karnerbergschotter* mit Hangendschichten

und bekannten Wirbeltierlokalitäten. Sie sind vornehmlich östlich und westlich der Raab verbreitet und stehen über die Erosionsfetzen von Mitterfladnitz und Kleinmariazell in Zusammenhang. Auch hier treten gegen Norden größere Schwierigkeiten auf beim Auseinanderhalten der verschiedenen Schotterhorizonte. Dazu kommt der teilweise Übergang nach Nordwesten in die *Schemmerschotter*. Diese bedecken den Raum zwischen Schemmerl und Gleisdorf, bergen viele Knochenreste von Landsäugetieren und werden durch einen wechselnd hohen Kalkgeröllgehalt im Schotterspektrum ausgezeichnet. Der Kalkbestand sowie die Korngröße nehmen aber bezeichnenderweise gegen Südosten und Osten ab. Darüber stellen West der Raab lokale Vorkommen fossilere Tone, Sande und Kiese bereits das Ende der pannonischen Schichtfolge vor. Im Osten der Raab entsprechen diesen Schichten gleichfalls fossilarme Sand-Tonabsätze zwischen den Karnerbergschottern und fossilführendem Mittelpannon. – Das Mittelpannon (die Zonen D und E) hat seine fossilreiche Hauptverbreitung im steirisch-burgenländischen Grenzgebiet, insbesondere um Stegersbach. Als *Schichten von Loipersbach und Unterlamm* bilden sie Wechselfolgen von Sanden, bunten Tonen und etwas Kieslagen, darüber im Hangenden Kohlenflöze überregionalen Vorkommens lagern. Südlich der Raab nehmen diese Ablagerungen rasch ab, altersgleiche Äquivalente kennt man auch aus dem Raum zwischen dem Günser Gebirge und dem Eisenstein. – Sedimente des Pons (= „Oberpannon“) finden sich nur im Osten des Oststeirischen Beckens. Der Zone F werden die *Kohlen von Ebenau* im Pinkatal und *Oberneuberg* südlich Oberwart zugeschrieben, die mit dem „*Congerienschnübelhorizont*“ verknüpft sind, der im Steirischen wohl schon erosiv fehlen mag. Meist nach Schichtlücke (Zone F) greifen die *Taborer Schotter* (Zone G) über Mittel-, ja sogar über Unterpannon westwärts hinweg. Ihre Ausdehnung ist auf das steirisch-burgenländische Grenzgebiet beschränkt, nördlich der Feistritz fehlen sie zumeist. Ihre feinkörnigen Gerölle setzen sich in der Mehrzahl aus Quarz zusammen, Kristallin ist selten, Karbonat scheint überhaupt nicht auf. Die Herkunft wird vom Nord- und Westrahmen des Steirischen Beckens bezogen. Darüber kennt man nur mehr im Burgenland fossilere Tonserien = *Schichten von Jennersdorf* oder *Blaugrüne Serie* (Zone G). Die *Süßwasserkalke von Kirchfidisch und Königsberg* im Burgenland dürften stratigraphisch noch höher liegen (G–H).

*Pliozän*: Überreste einer Schotterdecke unter den Basalten und Basalttuffen des Stradnerkogels und von Klösch werden als *Präbasaltische*

*Schotter* ins Daz eingestuft und haben im Silberberg des ungarisch-jugoslawischen Grenzraumes Fortsetzung, wo sie dem Pannon mit charakteristischen Rotlehmbildungen aufrufen. Als *Postbasaltische Schotter* werden jene Psephite benannt, die einschließlich des vorhergehenden pliozänen Basaltvulkanismus diskordant auf einem weitgehend eingeebneten Tertiärrelief abgelagert worden sind. Damit fanden die Absenkungsvorgänge im Steirischen Becken ihr Ende.

#### *Vulkanismus*

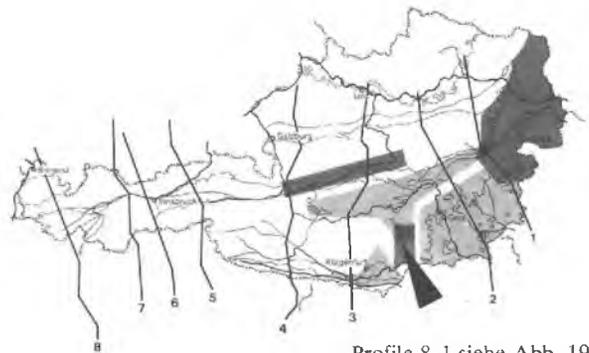
Im Steirischen Becken lassen sich zwei Eruptionsphasen unterscheiden: Die erste dauerte vom Karpat (fast gleichzeitig mit der marinen Ingression beginnend) bis ins Unterbaden (Lagenidenzone) und führte zu jenen gewaltigen, heute meist von jungen Sedimenten verhüllten Schildvulkanen von Gleichenberg, Kalsdorf, Landorf und Weitendorf. Gefördert wurde intermediäres bis saures Material: Andesite und Dazite bzw. Trachyandesite mit begleitenden Tuffen und daraus hervorgegangenen Bentoniten. Diese Aschenabsätze stellen wertvolle stratigraphische Korrelierungshorizonte überregionaler Art dar. – Die zweite dazische Ausbruchphase basaltischer Natur durchstieß die gesamte Tertiärdecke und liegt jetzt als Lavendecken, Intrusionskörper und Tufftrichter vor (unter einer Vielzahl als Beispiele die Riegersburg, der Kapfenstein und der Stradner Kogel).

#### *Tektonik*

Im Ottomány und Karpat lassen sich lokal beachtliche Bruch-, im Süden außerhalb unserer Grenzen auch Faltenbewegungen feststellen, die indes mit Beginn des Badens ausklingen. Dessen Sedimente transgredieren im Gefolge der Jungsteirischen Phase meist diskordant über die Basis. Im weiteren Verlaufe treten weiträumige bruchlose Absenkungen im Bereiche des Steirischen Beckens auf, große Bruchsysteme jungen Alters wie im Wiener Becken sind hier unbekannt. Das zunehmend begrabene Beckenuntergrundrelief verliert erst mit dem Mittelbaden bzw. dem Sarmat endgültig seine faziestrennenden Barrieren. Östlich der späteren Südburgenländischen Schwelle, in Westpannonien, herrscht vorwiegend festländisches Milieu, woher die zahlreichen Grobschüttungen bis ins tiefere Obersarmat bezogen werden. Die Vertiefungstendenzen erlöschen allmählich im Pannon innerhalb des Steirischen Beckens, dafür findet jetzt der enorme „Niederbruch“ Westpannoniens statt. Beide Vulkanepisoden des Steirischen Beckens stehen in peripherer Position mit den plattentektonischen Subduktionsprozessen an der Orogenfront der Karpaten in unmittelbarem Zusammenhang.

**Literatur:** FLÜGEL H. 1975 a; JANOSCHEK R. 1960, 1964; JANOSCHEK R. & GÖTZINGER K. 1969; KOLLMANN K. 1960 a, 1965; WINKLER-HERMADEN A. 1957.

### 3.12.3. Das Lavanttaler Becken



Profile 8-1 siehe Abb. 19

#### *Allgemeines*

Diese kleine, beiderseits von Brüchen gewaltiger Sprunghöhen gesäumte Einsenkung zwischen südlicher Sau- und Koralpe führt dem Laien – ähnlich wie die Unterinntaler Molasse zuvor – durch seine heute isolierte Position im Südosten der Zentralalpen offenkundig die eindrucksvollen paläogeographischen Veränderungen seither

in geologisch gemessen relativ kurzen Zeitspannen vor Augen. Denn einerseits hatte das Becken mit seinen basalen terrestrischen Ablagerungen Anteil an jenem mehr oder minder zusammenhängenden festländischen Alpensektor, der mit dem südlichen Inneralpinen Wiener Becken und seinen östlichen Randbuchten, dem Steirischen Becken und der Norischen Senke umrissen

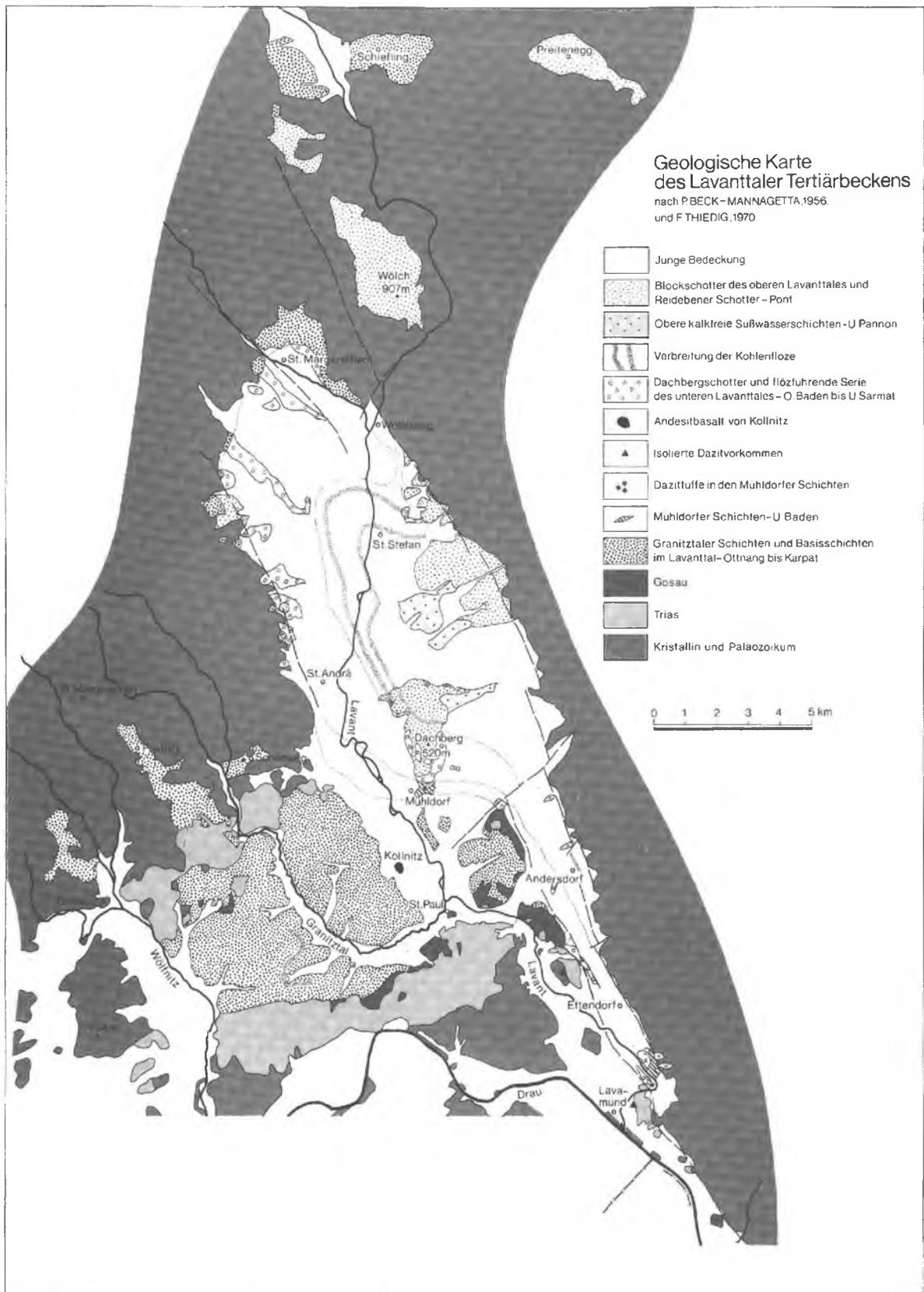


Abb. 135. Die Verbreitung der Lavantaler Tertiärschichten

werden kann. Auf der anderen Seite war das untere Lavanttal in späteren Perioden episodisch westlichster Ausdehnungsbereich der marinen bzw. brachyhalinen See des Steirischen Beckens. Jüngste geologische Beobachtungen und stratigraphische Resultate machen bisher vermutete Beziehungen nun zur Gewißheit und daher Revisionen der Einstufung notwendig.

### Stratigraphie

*Otnang bis Karpat:* Die wohl aus paläogeographischen Überlegungen schon im Otnang einsetzende Formung der West-Ost-verlaufenden Granitztaler Mulde hatte Reliefakzentuierung der unmittelbaren Umgebung und damit die Förderung grobklastischen Abtragungsschuttes von dort in südöstliche Richtung zur Folge = *Granitztaler Schichten*. Es sind vorwiegend kristalline (Block-)Schotter mit sandig-mergeligen Zwischenschaltungen und kleinen Kohlenflözen. Süßwasserfaunen charakterisieren das Ablagerungsmilieu. Die bis zu 800 m mächtigen Sedimente sind im südlichen Muldenschenkel durch postkarpatische Einengung stärker aufgerichtet. Im Norden ist der ursprüngliche Kontakt zum Liefergebiet weitgehend unversehrt. Gegenwärtig greifen die Schichten in Rinnen bis in 1000 m Seehöhe hoch in das Saualpenkristallin ein (Pustritz, Erlach etc.). Von Erlach und anderen wenigen Erosionsrelikten am Ostfuß der Saualpe sind basale Rotlehme bekannt. Die grobe Schuttlieferung bei gleichzeitigem Fehlen vulkanischer Aschen mag in Anlehnung an steirische Verhältnisse eine Datierung ins Otnang rechtfertigen. – Im Karpat scheinen dann die Absenkungstendenzen im Granitztal allmählich zu erlahmen und die örtlichen Oberflächenunterschiede ausgeglichenerer Morphologie Platz gemacht zu haben. Denn die Hangendpartien der Granitztaler Schichten zeichnen sich durch feinkörnig-sandige Konsistenz aus. Dagegen beginnt langsam an NW-SE-gerichteten Störungen das untere Lavanttal verstärkt abzutauchen, wobei jetzt die Muldenachse fast senkrecht zur bisher wirksamen steht. Sollte bis dahin noch keine Verbindung zur Norischen Senke bestanden haben, so kann vermutlich nun über die Abtragungsreste von Schiefing – Bad St. Leonhard – Obdach zur Fohnsdorfer Kohlenmulde eine solche abgeleitet werden. Im syntektonischen Sedimentationsraum des unteren Lavanttales gelangten zunächst im Norden (St. Stefaner Mulde) durch Flüsse sandige Grobschotter (St. Margarethen) zum Absatz. Diese Süßwasserschichten erreichen immerhin eine Dicke von nahezu 400 m.

*Baden:* Im Unterbaden drang das Meer aus

dem Murbecken über die Sausalschwelle in die Florianer Bucht des Weststeirischen Beckens. Von dort gelangte die See, die damals morphologisch unbedeutende Höhenzone der heutigen Koralpe umgehend, bis in das untere Lavanttal. Die auf Koralpenkristallin transgredierenden fossilreichen brackisch-limnischen Schichten der Ettendorfer Teilmulde bis zur Cardienlumachelle und die hochmarinen Seichtwasserabsätze der *Mühldorfer Schichten* (100 m) über basalen limnischen Fischeschiefern geben davon beredtes Zeugnis. Inmitten der marinen Folge der Mühldorfer Schichten findet sich ein Dazituff. Das eingeschaltete miozäne Vulkanaschenmaterial gemeinsam mit der Ostrakodengemeinschaft im übrigen Sediment hatten schon den Verdacht aufkommen lassen, daß die Lavanttaler Marinablagerungen dem Unterbaden und nicht – wie bisher angenommen – dem Mittelbaden angehören. Jüngste Analysen der Uvigerinentwicklung innerhalb der Foraminiferenfaunen bestätigten die Vermutung durch eine stratigraphische Zuordnung zur Oberen Lagenidenzone. Damit werden die paläogeographischen Zusammenhänge mit dem Steirischen Becken neuerlich offenkundig. In letzter Zeit ist ein weiteres Dazituffvorkommen im abgelegenen Tertiär von Schönweg entdeckt worden. Seine Position über Kohle und reichlich limnische Mollusken führenden, feinkörnigen Süßwasserschichten, die zeitliche Äquivalente der Oberen Granitztaler Schichten vorstellen könnten, ist ungeklärt. Sollte er derselben Eruptionsphase seiner petrographischen Identität halber wie jener aus den Mühldorfer Schichten zuzurechnen sein, wäre an eine diskordante Lagerung zu denken. Bei dem vermutlich karpatischen Alter der terrestrischen Bildung könnte die Asche aber auch zu deren Schichtinhalt gehörig betrachtet werden. – Trotz anhaltender Eintiefung des Lavanttaler Beckens reißt schon mit dem Ende des Unterbadens die Verbindung zum offenen Meer anscheinend durch Landhebung im Südosten ab. Der Aussüßungs- und Verlandungsprozeß ist ähnlich wie im Weststeirischen Becken bereits im Mittelbaden eingetreten. Brackischen bis lakustrischen Mergeln, Tonen und Sandsteinen vornehmlich im Süden und im Hangenden sowie darüber hinaus diskordant gegen Norden bis nördlich St. Andrä folgen ausgedehnte Sand- und Quarzschotterfächer mit vielen Kalkgeröllen und kalkigem Bindemittel, die eine von Süden vorgetragene Schüttung nahelegen = *Dachbergschotter* (insgesamt 400–700 m). Im Nordabschnitt verzahnen sie sich mit Kristallinschotter führenden Sandsteinen von lokal begrenzter nordwestlicher Herkunft. In dazwischen liegenden Niederungen entstehen Torfmoorbildungen mit reinen Süß-

wasserfaunen und Blattresten ohne stratigraphischen Aussagewert.

*Sarmat*: Fortschreitende Absenkung des kristallinen Rahmens namentlich im Osten erlauben es der ausgreifend transgredierenden brachyhalinen See des Untersarmats, vom Weststeirischen Becken (Waldhof – Thal) über das unter Meeresspiegel geratene Areal der gegenwärtigen Koralpe auch in das Lavanttal einzudringen. Mergel mit typischen Rissoen- und Elphidiengesellschaften wechsellagern und verzahnen sich mit kalkgeröllreichen Schottern, deren Liefergebiet im Süden zu suchen ist. Mehrere Regressionsphasen hinterließen Kohlenlager, davon das Liegend- und das Hangendflöz bauwürdige Mächtigkeiten ausweisen (St. Stefaner Mulde). Über eine Pirenellfazies wird oberhalb des Hangendflözes durch einen Phosphorithorizont mit zahlreichen Säugetierresten das Landfestwerden des Gebietes signalisiert. – Das überregional allgemein zurückweichende Mittelsarmat fehlt. – Während des Obersarmats bleibt das Becken abgesondert, und es gelangen terrestrische Tone, Mergel und Sande des *Kuchler Horizontes* zum Absatz, dessen Kohlenlinsen jedoch heute nicht abbauwürdig sind. In höheren Lagen deuten Kristallinschottereinschaltungen das erneute Auftauchen insbesondere der Koralpe als nun endgültig trennende Schwelle zum Steirischen Becken hin an.

*Pannon bis Pliozän*: Verbreitete kalkfreie Sand- und Schotterfächer (bis 400 m) kristallinen Materials über dem Kuchler Horizont werden dem Unterpannon zugezählt und zeigen das weitere Empортаuchen von Kor- und Saualpe an. Die Höhen des umrahmenden Festlandes verblieben indes niedrig, was aus der Feinkörnigkeit des Detritus geschlossen werden darf. – Das Alter der Blockschotter im oberen Lavanttal (Wölch, Gräbern, Preitenegg etc.) ist ungeklärt, allgemein werden sie gemeinsam mit den *Reidener Schottern* des unteren Lavanttales dem Pliozän (Daz) zugeschlagen.

### *Vulkanismus*

Neben den bereits erwähnten Dazituffen innerhalb der Mühdorfer Schichten sind aus dem Weichbild von Lavamünd einige kleine Dazitvorkommen (u. a. nur in Lesesteinen) bekannt, die als Aschenquellen in Frage kämen. Sie gehören insgesamt dem miozänen Eruptionszyklus des Steirischen Beckens an. – Lange umstritten war das Alter des basaltischen Andesites von Kollnitz, der Granitztaler Schichten durchstößt, randlich frittet und als jüngste Einschlüsse Sedimentbrocken des Unterbadens enthält. Nachdem

schon ziemlich früh auf die Möglichkeit einer mittelmiozänen Bildung des Gesteines hingedeutet worden war, hat sich doch in der Folge die Annahme einer Zugehörigkeit zum Pliozänvulkanismus allgemeiner durchgesetzt. Neueste isotopische Datierungen ergeben jedoch ein Ausflußalter von ca. 15 Millionen Jahren und eine Gleichaltrigkeit mit dem Shoshonit von Weiten-dorf im Steirischen Becken. Damit fügen sich beide Eruptionsgebiete in die miozäne Aktivitätsperiode (Karpas bis Unterbaden) ein, wobei der in das höhere Baden fallende radiometrische Wert wahrscheinlich in geringen Argonverlusten Erklärung findet.

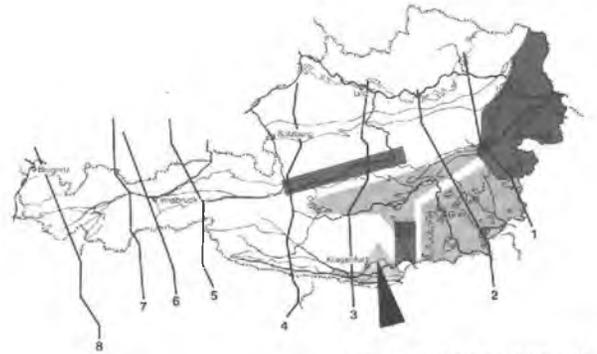
### *Tektonik*

Im vorliegenden Gebiet treffen zwei beinahe senkrecht zueinander verlaufende tektonische Bauelemente aufeinander. Das ältere ist die etwa West-Ost-streichende Granitztaler Mulde, die im Norden noch schön den sedimentären Kontakt ihrer Sedimentfüllung auf das Saualpenkristallin bewahrt hat, im Süden aber durch einen post-karpatischen Bewegungsakt stärker aufgerichtete Schichten zeigt. – Als jüngerer Bauteil ist die nach dem Unterpannon erfolgende, nach Süden an Intensität zunehmende Einmuldung bzw. Einfaltung des Lavantaler Beckens an NW-SE-Achsen mit anschließender Bruchtektonik zu betrachten. In der nördlichen breiten St. Stefaner Teilmulde finden sich die Störungen im Osten zur Koralpe hin, dagegen ist im Westen (Saualpe) die einstige Transgression der Tertiärabsätze noch erkennbar. Eine feststellbare Qualitätszunahme der Kohle im St. Stefaner Revier in Richtung Osten mag der tektonischen Beeinflussung zu danken sein. In der mittleren Andersdorfer Teilmulde, welche zwischen Mesozoikum und Kristallin durch erhöhte Einengung saiger stehende Dachbergschotter zeigt, ist der Gesamtschichtumfang bereits auf ein Drittel reduziert. Störungen gewinnen jetzt auch am Westrand an Gewicht. Die bruchgebundene Hauptverstellungsbewegung ist in der südlich benachbarten, schmalen Ettendorfer Teilmulde nun schon an den westlichen Randbruch übergesprungen, indessen im Osten die ursprünglich phasenhafte sedimentäre Auflagerung der Beckensedimente auf Koralpenkristallin beispielhaft erhalten geblieben ist. – Der Betrag des jungen gewaltig bruchartigen Auftauchens des Koralpengebirgsstockes wird bei Vergleich der Niveauunterschiede der Unterkanten des Untersarmats im Lavanttal und Steirischen Becken auf 4000 bis 5000 m geschätzt. Diese tektonischen Bahnen folgen vermutlich mindestens variszisch an-

gelegten Störungen, welche heute noch von Erdbeben erschüttert werden und verschiedenenorts Mineralquellen (z. B. Preblauer Sauerling) fördern.

### 3.12.4. Das Klagenfurter Becken

**Literatur:** BECK-MANNAGETTA P. 1952, 1956, 1959; KOLLMANN K. 1965; SCHMID M. E. 1974; THIEDIG F. 1970; LIPOLTI H. et al. 1975.



Profile 8-1 siehe Abb. 19

#### Allgemeines

Für die Herkunft der marinen Ablagerungen des Unterbadens im soeben besprochenen unteren Lavanttal mögen die einstigen morphologischen Gegebenheiten vor Sedimentationsbeginn im heute südlichen Klagenfurter Becken von wesentlicher Bedeutung sein. Zeugen doch sie neben den offenkundigen litho- und biofaziellen Analogien der Mühldorfer Schichten zu den Florianer Schichten des zentralen Weststeirischen Beckens und den beispielhaften südlichen Küstensaumbildungen ersterer in der Ettendorfer Teilmulde für eine wahrscheinlichere Herleitung der Ingression von Osten. Denn die ältesten Absätze im Klagenfurter Becken setzen durch ihre Ausbildung zunächst ein reifes, ausgeglichenes Gelände voraus. Dieser alte, teilweise überlieferte Reliefformenschatz deutet indes eher darauf hin, daß das Areal der gegenwärtigen Karawanken vormals eine landfeste Barriere nach Süden hin vorstellte, wengleich der Senke von Windischgraz im Südosten nicht a priori gewisse Verbindungsfunktionen abgestritten werden sollen.

#### Stratigraphie

?*Baden*: Eine damals beginnende Absenkung des Klagenfurter Beckens könnte aus wenigen Funden „tortonischer“ Gerölle vom Nordrand der Petzen abgelesen werden, deren Vorkommen aber durch fluviatile Verfrachtung aus größerer Entfernung naheliegender erscheint als durch Abtrag umliegender Marinablagerungen.

*Sarmat*: Mit den *Grundflözschichten* (über tiefgründiger Verwitterung Liegendtone, dann

Kohle mit Aufspaltungstendenzen in mehrere Flözblätter und wieder Hangendtone) und den *Rosenbacher Kohlschichten* (Tone mit glimmerreichen Sand- und feinkörnigen, gut gerundeten Quarzschottereinschaltungen und verschiedenen dünnen Kohlenlagen) setzte nachweisbar die Beckenfüllung ein, die auch auf das Gebiet der heutigen Karawanken übergriff. Die Interpretation der Ablagerungseigentümlichkeiten verweist auf eine flachwellige, reife Oberflächengestaltung der Landschaft, darin weitläufig verwilderte Flüsse mit peripheren, aus niederen Pflanzen entstehenden Torfmoorbildungen für eine relativ ruhige, aber wechselvolle Sedimentation sorgten. Die Schüttungen erfolgten aus dem Norden. Süßwassermollusken und Pollenfloren stimmen mit jenen aus den sarmatischen Kohlen des Lavanttales (besonders des Kuchler Horizontes) gut überein.

*Pannon*: Die paläogeographischen Verhältnisse werden abrupt durch den Absatz groben Karbonatgerölles mit nicht seltenen Komponentenbeigaben paläozoischer und intrusiver Gesteine unterbrochen. Das Kalkmaterial entstammt dem nun in Hebung begriffenen Nordstamm der Karawanken (Grobkörnigkeit und schlechte Abrollung deuten auf nahes Liefergebiet im Süden). Die paläozoischen und Intrusivgesteinsschotter dokumentieren darüber hinaus die Existenz von Mulden im aufsteigenden Gebirge, durch die dieses aus noch südlicheren Bereichen ableitbare Material fluviatil transportiert worden ist (Remschnig, Leppental). – Darüber folgt eine Wechsellagerung jener groben Karbonatfracht aus den im Süden weiterhin emportau-

chenden Nordkarawanken mit Schüttungen aus dem Norden in Form sand- und tonreicher Lagen mit gut gerollten Quarz- und Kristallingerölen und unbedeutenden Kohlenschmitzen. Diese Schichtfolge ist wohl mit den sogenannten *Mischschottern* zu identifizieren, die früher noch den Rosenbacher Kohlschichten zugereicht worden sind. – Gegen das Hangende gewinnen die derben, mäßig gerundeten Karbonatschotter bis -konglomerate die Vorherrschaft und werden überdies weiter nach Norden vorgetragen, wohl Ausdruck verstärkter Heraushebung der Nordkarawanken. Zugleich geht die Verbindung zu den südlichen Arealen verloren, entsprechende Gesteinskomponenten (Paläozoika, Intrusiva) scheinen in den Geröllspektrern nicht mehr auf. Diese nach oben stark konglomerierten Kalkschotterschüttungen sind in der Literatur als *Bärentalkonglomerat* zu Füßen der Nordkarawanken bzw. als *Sattnitzkonglomerat* jenseits der Drau bekannt. Die genetische und stratigraphische Identität beider Psephite wird trotz des geringfügig verschiedenen Bindemittels (karbonatisch – sandig) durch die Analyse der Pollen aus jeweils geringen basalen Ton- und Kohlenlagern erhärtet. Sie belegen ein oberpannonisches Alter der Schichten, die keine zeitlichen Äquivalente im Lavanttal haben. Das rasche Aufsteigen des Nordstammes der Karawanken wird überdies durch synsedimentäres Eingleiten oft riesiger Triasschollen (vornehmlich Wettersteinkalk) nach Loslösung von den Nordflanken des sich aufwölbenden Gebirges bezeugt.

Im Norden des Klagenfurter Beckens sind grobe Wildbachschotter als *Waitschacher* oder *Dobranbergschotter* aus dem Gebiet des Krappfeldes zwischen 700 und 1100 m Seehöhe in größerer Verbreitung bekannt. Flüsse förderten vermutlich im Mio-/Pliozän (?) von der Westseite der heutigen Saualpe den Abtragungsschutt

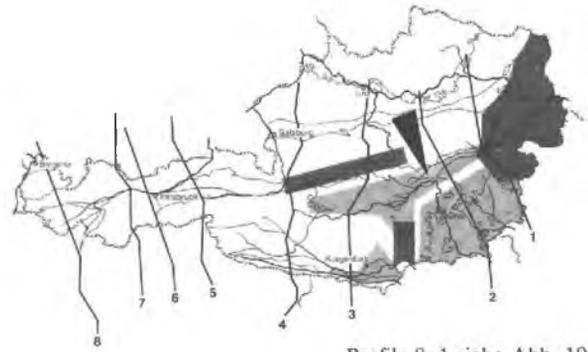
über das damals noch nicht bestehende Görtlschütztal hinweg in südliche Richtung.

### Tektonik

Die junge Aufwölbung der Karawanken geht aus zum Teil jetzt hochgelegenen Erosionsrelikten des älteren sarmatischen Schichtumfanges im Gebirgsinneren hervor (etwa konglomerierte Tertiärgerölle auf dem Plateau der Petzen, früher fälschlich für Augensteinvorkommen gehalten). Die vertikalen Bewegungen sind von bruchartigen Hebungen (Horste) und Absenkungen (Gräben) begleitet. Bald wird indessen der Aufpressungsmechanismus der Gesamtkarawanken durch horizontale Überschiebungen im Norden nordwärts und im Süden südwärts ergänzt. Zusammen mit den Einengungsphänomenen und der Saigerstellung zentraler Bauteile mag hier in dem Abschnitt der Periadriatischen Naht durchaus an krustenkonsumierende Vorgänge gedacht werden. In unserem Raum wurde von den Unterströmungen selbst noch das Bärentalkonglomerat erfaßt und kleine tertiäre Reste innerhalb der Karawanken (Lobniggraben, Preverniksattel) mittelbar tektonisch eingeklemmt. Die nordvergenten Überschiebungen an der Oberfläche halten demnach postpannonisch an. Schließlich wird der Bereich des Sattnitzkonglomerates gegenüber seinem Vorland ca. 200 bis 300 m herausgehoben. Dagegen können alle Hinweise auf eine im Pleistozän fortdauernde Aktivität von Hebung und Überschiebung (wie Steilstellung und partielle Überwältigung sogar würmzeitlichen Moränenschuttes) als ursächlich sedimentäre Erscheinungen (Hangbrekzien etc.) gestrichen werden.

**Literatur:** BAUER F. 1970, 1973; HUSEN D. 1976; KAHLER F. 1953.

### 3.12.5. Die Norische Senke



Profile 8–1 siehe Abb. 19

#### Allgemeines

Es ist das im weiteren Sinne jener Bereich der Mur-Mürz-Furche, wo sich gleich einer Perlenkette mehr oder minder breite Tertiärbecken in oft bedeutenden Resten von Tamsweg im Lungau bis Hart bei Gloggnitz am Südzipfel des Inneralpinen Wiener Beckens aneinandergereiht finden und durch ihre andersartige weiche Morphologie angenehm den Landschaftsstil der nördlichen Zentralalpen beleben. Der Inhalt der jungen Sedimentmulden besteht aus teilweise sehr mächtigen terrestrischen fluvio-lakustrischen Ablagerungen, die einstens jenen breiten Streifen der Norischen Senke vermutlich geschlossen erfüllten, heute jedoch durch spätere tektonische Einengung und Zerstückelung sowie erosive Verstückelung des Raumes in meist isolierten Vorkommen vorliegen. Zur Zeit ihrer Deponierung aber waren sie neben ihrem eigenen Zusammenhalt nördlicher Abschnitt jenes großen umfassenden Festlandsareals, dessen weitere Elemente schon im südlichen Wiener Becken mit seinen östlichen Randbuchten, dem Steirischen Becken und dem gesamten Lavanttal Erwähnung gefunden haben. Häufige und vielfach abbauwürdige Kohlevorkommen sowie lokal reiche Fundstellen tierischer und pflanzlicher Überreste der Vorzeit zeichnen die Sedimente aus.

#### Stratigraphie

(? *Ottmang*) *Karpat bis Unterbaden*: Die Schichtfolgen der einzelnen Becken sind naturgemäß sehr variabel und von lokalen paläogeographischen Begebenheiten abhängig gewesen. Ganz allgemein kann darüber gesagt werden, daß sie mit Glanzkohle als sogenanntes Grundflöz oder mit Brekzien und Grobschotterschüttungen beginnen können. Darüber folgen vielfach tonig-sandige Seeablagerungen mit episodischen Verlandungszyklen, verbunden mit weiterer Kohlebildung. Nicht selten werden die Absätze dann diskordant von jüngeren Blockschotterserien überdeckt. Die Gesamtmächtigkeit kann heute

noch örtlich bis 1500 m erreichen (z. B. Fohnsdorf). Lokal führen die Schichten oft reiche fossile Tier- und Pflanzenreste, die aber in der Mehrzahl kaum mehr als miozänes, in Einzelfällen „helvetisches“ bis „tortonisches“ Alter bei subtropisch-mediterranen Klimaverhältnissen nahelegen. Seit langem war das häufige Auftreten von vulkanischen Aschen („Seifenstein“) in verschiedener Horizontlage als Andesittuffe oder Bentonite für eine Altersgleichstellung mit dem steirischen Miozänvulkanismus herangezogen worden. Die genaue Datierung jener Ereigniskette in jüngerer Zeit durch Bohrungen im Steirischen Becken (Karpat bis Unterbaden) ist jetzt auch für die Norische Senke relevant. Nicht auszuschließen bleibt jedoch ein mögliches ottmangisches Alter für basale Anteile der Sedimentsequenz in Übereinstimmung mit der überregionalen paläogeographischen Situation auf dem „Alpenfestland“.

#### Tektonik

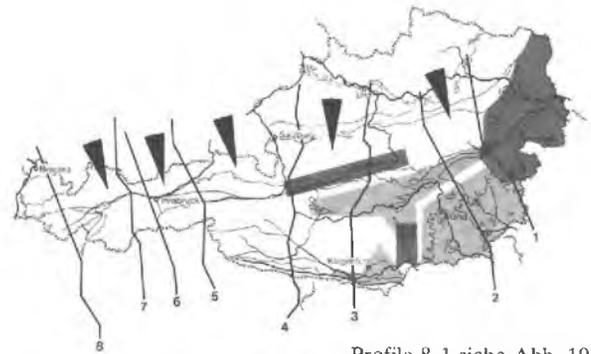
Das ehemals wohl viel breitere Becken der Norischen Senke war nach dem Unterbaden beträchtlich eingeengt und von seinen Nachbargebieten mit vergleichbarer terrestrischer Sedimentation abgetrennt worden. Das ereignete sich zu einer Zeit, da im selben Meridianabschnitt weiter im Norden an der Orogenfront längst die letzten tangentialen Bewegungen erloschen waren (nacheggenburgisch-vorottnangisch!). Es mußten also südlich des tektonischen Alpennordrandes unter dem Deckenland weiterhin krustenverkürzende Prozesse vor sich gegangen sein, die durch fortgesetztes Zusammenstauchen des darüber lagernden Deckengebäudes Ausdruck gewannen. Diese nordvergente Verschmälerung der Erdoberfläche war von Aufrichtungen und Steilstellungen, tektonischen Einklemmungen und Einbrüchen der Schichten begleitet, wobei es zur Ausbildung von asymmetrischen Beckenmulden kommen konnte, in deren häufig überkippten Südflügeln die ältesten Sedimente

aufscheinen. Verschiedene Tiefenlagen und die einsetzenden Kräfte der Erosion zerrissen bald darauf den einheitlichen Verband des Ablagerungsraumes.

### 3.12.6. Die Augensteinschotter

Die Existenz von nichtkalkalpinem, meist gut gerundetem und stark ausgelesenem Gerölle auf den Plateaus der Nördlichen Kalkalpen vom Unterinntal bis südlich von Wien ist seit langem im Schrifttum dokumentiert. In letzter Zeit wurden Augensteinschotter auch aus den westlichen Tiroler Kalkalpen gemeldet (Karwendel-, Mieminger- und Wettersteingebirge). Die auffällig ortsfremden Komponentenspektren werden von Quarz beherrscht, daneben zählen noch Grauwackengesteine, dunkle Dolomite, Lydit, Gneise, Werfener Sandstein und Juraradiolarite zum Bestand. Insgesamt verweisen die Schotter auf fluviatilen Transport aus Liefergebieten in der Grauwackenzone und im zentralalpinen Kristallin. Die Vorkommen der Augensteine sind aber durchwegs nicht mehr in situ, sondern umgelagerte und an besonders geschützten Stellen durch Auswaschung redeponierte Reste einer einstigen flächenhaften Überschotterung einer Uroberfläche der Kalkalpen, die jedoch nicht erhalten geblieben ist. Die Augensteinfelder stehen nämlich in keinem Zusammenhang mit den ältest überlieferten Reliefformen (der „Raxlandschaft“), sondern waren einst auf einem noch höheren Niveau abgelagert worden. Gegenwärtig liegen sie auf sekundärer oder gar tertiärer Lagerstätte vor. Relativ früh in der Erforschungsgeschichte dieser Schichten war die große Übereinstimmung des Schotterbestandes mit dem des Ennstalertiärs aufgefallen. Später glückte auch der Nachweis des Überganges von Ennstalertiär in ein Augensteinfeld (bei Hieflau), womit das genetische und zeitliche Verhältnis beider belegt war. Darüber hinaus war es einsichtig, daß beide älter sein mußten als das Sedimentationsbecken

**Literatur:** HEINRICH M. 1977; METZ K. 1973; PETRASCHECK W. 1924, 1929; WINKLER-HERMADEN A. 1951; ZAPPE H. 1956.



Profile 8-1 siehe Abb. 19

der Norischen Senke, da wahrscheinlich aus diesem Gebiet oder noch südlicher der Geröllbezugsbereich für Ennstalertiär und Augensteinschotter anzunehmen wäre. Weiters führten Geröllanalysen zur Aufdeckung sedimentärer Beziehungen der Augensteinschotter zu den Unterinntaler Angerbergsschichten. Versuche einer Ableitung der Lithologie der Komponentengemeinschaft aus heute vorliegenden Gesteinsserien der Grauwackenzone und Zentralalpen erscheinen indessen angesichts der enormen Abtragungswerte in der Zwischenzeit aussichtslos und wenig zielführend.

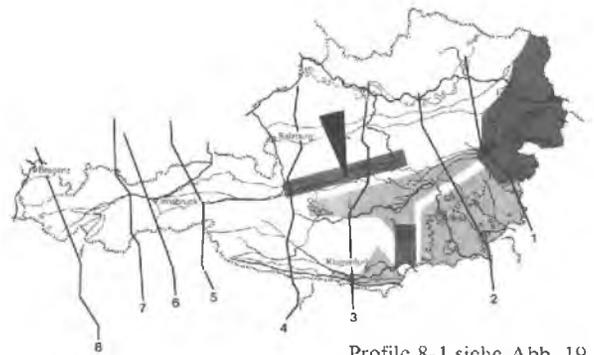
Aus der Verbindung mit dem teilweise pflanzenführenden Ennstalertiär hatte man auf ein alt- bis mittelmiozänes Alter der ursprünglichen Augensteinschotterbildung geschlossen. Zu einer den Tatsachen näher kommenden Datierung der primären Schotterablagerung der Augensteine und damit auch direkt zur Einstufung des Ennstalertiärs haben jedoch in neuerer Zeit gerade Untersuchungen der Geröllzusammensetzungen von Konglomerateinschüttungen in die jüngere Innere Molasse (= westliche Subalpine Molasse) überzeugende Hinweise beigetragen. Aus der jüngsten tektonogenetischen Analyse der Molasseevolution geht ja deutlich genug hervor, daß der Südsaum des Molassemeeres unmittelbar den Nordrand des festländischen Oberostalpins umspülte und mit der Unterinntaler Bucht sogar tief in dieses eindrang. Das nach Norden entwässernde Flußnetz brachte somit nicht bloß den Detritus der kalkalpinen Nahbereiche in die Molassesedimentation ein, sondern gleichfalls das zentralalpine Fernmaterial. Erstmals werden derartige Geröllbeigaben aus den oberen Deu-

tenhausener Schichten (Rupel) registriert, erreichen im Untereger einen Höhepunkt (Angerbergsschichten im Unterinntal, in den Schotterfächern der Jüngeren Inneren Molasse Südbayerns bis zu jenen der Zentralen Molasse Niederösterreichs, z. B. Urmannsau 1) und enden mit dem tieferen Obereger ziemlich schlagartig. Diese Fakten ermöglichen es, das Bildungsalter jener flachwelligen, nur mehr gedanklich rekonstruierbaren Uroberfläche der Augensteinallandschaft, der primären Aufschotterung der Augensteine und der damit ursächlich verbundenen Ablagerung des Ennstaltertiärs recht gut abzugrenzen. Die erste nachweisbare Sedimentation auf dem Festland gewordenen alpinen Deckengebäude fällt also wohl begründet in jenes fast 15 Millio-

nen Jahre währende, relativ ruhige Intervall von Helvetischer und Jungsavischer Phase (höheres Lattorf bis tieferes Obereger). Die Altsavische Dislokation scheint trotz gravierender Veränderungen im Bereiche des helvetischen Molassetroges keine nachhaltigen Wirkungen auf die Orographie des alpinen Hinterlandes gehabt zu haben. Erst mit dem gewaltigen Subduktionsakt der Jungsavischen Bewegung waren die Augensteinallandschaft zerstört worden und ihre Sedimente weitgehend den nachfolgenden Erosionsperioden anheimgefallen.

**Literatur:** FUCHS W. 1976b; GÖTZINGER G. 1913, 1915; SCHIEMENZ S. 1960; TOLLMANN A. 1964b; TOLLMANN A. & KRISTAN-TOLLMANN E. 1962; WINKLER-HERMADEN A. 1928, 1951, 1957; ZEIL W. 1953.

### 3.12.7. Das Ennstaltertiär



Profile 8-1 siehe Abb. 19

#### Allgemeines

Eine lose Kette kleiner, voneinander heute isolierter Tertiärvorkommen mit örtlicher Kohleführung zieht vom oberen Ennstal (Wagrain im Pongau) bis hin zum Ennsknie bei Hieflau am Südsaum der Nördlichen Kalkalpen bzw. in der Grauwackenzone. Ihre Höhenlage ist ganz unterschiedlich in der Gegenwart. Relikte dieser einstmalig weit verbreiteten und zusammenhängenden Sedimentdecke gibt es vom Bereich des Talbodens bis hinauf in Seehöhen nahe der 2000 m-Grenze.

#### Stratigraphie

Es sind allgemein vorwiegend fein- bis mittel-, selten grobkörnige Schotter mit Quarzvormacht und geringer, aber deutlich merkbarer Lokal Komponente. So weisen die Geröllspektren von Ablagerungen innerhalb der Grauwackenzone zusätzlich Quarzphyllite, Graphitschiefer, Quarzite und Grünsteine auf, diejenigen auf Kristallinarealen Gneise, Pegmatite und Granite. In den Schottern von Vorkommen in den Kalkal-

pen ist auch mesozoisches Sedimentmaterial zu beobachten. Auffallend ist eine relativ bemerkenswerte Häufigkeit ostalpiner Paläogenkalkgerölle, die auf die vormals weite Verbreitung derartiger Absätze aufmerksam machen. Weiters ist hervorzuheben, daß Gesteine des Tauernkristallins fehlen. Gewisse Analogien in der Gesteinskomposition lassen die Herkunft der Schottererschüttungen aus der Grauwackenzone naheliegender erscheinen, doch sind „genauere“ Ableitungen angesichts des gewaltigen Abtragungsschuttens in der Molasse müßig, weil die damaligen Liefergebiete wohl längst der Erosion zum Opfer gefallen sind. – Im Hangenden der Schotter oder darin eingeschaltet sind Sande, Sandsteine und Tone mit örtlichen Kohleflözen. Mancherorts gibt es in der limno-fluviatilen Schichtfolge berühmte Pflanzenfundstellen. Doch weder diese seit langem bekannten Fossilreste noch pollenanalytische Untersuchungen aus jüngerer Zeit konnten das Alter des Ennstaltertiärs befriedigend klären. Man hielt es schlechthin für miozän, wobei zeitliche Zuweisungen von „Aquitän“ bis „Unterhelvet“ reichen konnten.

Eine den Tatsachen nahekommende Altersangabe (nämlich höheres Lattorf bis tieferes Obereger) vermittelt der direkte Bezug zu den Augensteinschottern, deren Datierung über den Umweg ihrer in die Molassesedimentation geratenen Anteile gelungen erscheint. Somit repräsentieren die Tertiärvorkommen des oberen Ennstales die ältesten, einigermaßen in situ verbliebenen Ablagerungen auf alpinem Festland im Jungalpidikum.

#### *Tektonik*

Gleichlaufend mit der Zerstörung der Augen-

steinalltlandschaft im Zuge der Jungsavischen Dislokationsphase ist wohl ebenfalls die Auflösung des „Ennstaler Sedimentationsraumes“ anzunehmen. Spätere tektonische Bewegungen an der Orogenfront und im Untergrund des Deckengebäudes führten zu weiterer Zerstückelung und Zerreißung des ehemaligen Verbandes sowie zu Einklemmungen und Verfaltungen mit der jeweiligen Basis (siehe Norische Senke).

**Literatur:** FUCHS W. 1976b; TOLLMANN A. & KRISTAN-TOLLMANN E. 1962; WINKLER-HERMADEN A. 1957.

### 3.12.8. Die präquartäre Morphogenese des Alpenraumes

Eine überregionale Untersuchung der Beziehungen der Molasse zum tektogenetischen Geschehen des Jungalpidikums in allerletzter Zeit hat durch eine entscheidende und folgenschwere Standortsänderung der Betrachtung an eine erstaunlich verständlichere und befriedigendere Lösung des Problemkreises herangeführt. Sie macht indessen in einzelnen Abschnitten die radikale Abkehr von althergebrachten und bislang unbestrittenen Ansichten nötig, die auch dieses Kapitel zum Teil fordert. Dabei wird in diesem Rahmen ganz bewußt versucht, nur geologisch wirklich Vertretbares aus der Fülle an überlieferten, aber kaum deut- und datierbaren Spuren vorzubringen.

Nach der im Zuge der Illyrischen Dislokationsphase abgeschlossenen „penninischen“ Subduktion lag im Ostalpenraum zu Beginn des Obereozäns das alpine Deckengebäude (das Oberostalpin einschließlich des unter bis knapp vor sich hergewälzten Flysches) als Festland am unmittelbaren Südrand des sich jetzt auf helvetischem Boden entfaltenden Molassemeeres. Damit hatte die Molasse direkten Zutritt in entsprechend geeignete Muldenzonen ihres südlichen Küstensaumes (Unterinntal, Reichenhall). Die früher notwendig korridor gleichen Verbindungen über die bereits trocken gefallenene Bereiche von Flysch und Helvetikum zur Molasse besonders im Oligozän werden somit überflüssig und die auffallend weitreichenden faunistischen Beziehungen der heute isolierten Unterinntaler Tertiärschichten nach Norden (Deutschland) und Osten (Mähren und Ungarn) ursächlich beleuchtet.

Daraus wird ersichtlich, daß jetzt die Molasse im Alpenraum nicht mehr als zusätzlich hinzugewonnener randlicher Trog fernab dislozierender Prozesse aufgefaßt wird, lediglich zur Auf-

nahme des vom Orogen herantransportierten Abtragungsmateriales bestimmt. Sie wird vielmehr als bezeichnendes Entwicklungsstadium im Verlaufe der nun erfolgenden Plattenkollision eingeschätzt. Das durch diese gewaltigen Umstellungen im Obereozän vornehmlich auf das Helvetikum eingeengte Meer (das nur im bayrisch-österreichischen Bereich auch epikontinentales Vorland bedeckte) erweiterte sich ab der Traisen ostwärts. Die paläogeographische Situation leitete auf kurzer Distanz von den alpinen Verhältnissen zu jenen der Westkarpaten über, wo noch keine „penninische“ Krustenverkürzung stattgehabt hatte. Dort lagen alle Faziesräume weiterhin offen und vom Meer erfüllt vor, vom Vorland (Waschberg-Steinitzer Trog) bis in die Zentralkarpaten (Podhale-Flysch). Als weitläufig flache Überflutung griff die See von Osten her episodisch im Obereozän auf das festländische alpine Deckengebäude über, wo es im Rücken der Orogenfront schon auf entblößtes Unterostalpin zu liegen kam (Wimpassing/Leitha, Kirchberg/Wechsel).

Anschließend war der Ostalpenbereich bis ins tiefere Lattorf von rasch aufeinanderfolgenden geodynamischen Großereignissen betroffen worden, die kaum die Ausgestaltung reiferer Reliefgenerationen und deren Überlieferung gestatteten. Im Zusammenhang mit den Geschehnissen in den Westalpen war insbesondere der westliche Abschnitt bis ungefähr zur Salzach derartig schwerwiegenden paläogeographischen Veränderungen ausgesetzt gewesen. Das Südhelvetikum war durch Subduktion von weiterer Sedimentation ausgeschaltet worden (Pyrenäische Phase) und ging bald darauf durch krustenkonsumierende Prozesse nach stauender Abhebung und verschieden umfassender Abscherung seines Schichtmantels verloren (Helvetische Disloka-

tion). Wenngleich es östlich der Salzach zu keinen raumverengenden Vorgängen gekommen war, können deutliche Anzeichen von Sedimentationsunruhe und Fazieswechsel bei noch gleichbleibender Trogverteilung als sichtbare Reaktionen benachbarter Krustenabschnitte ausgelegt werden.

Mit dem Ausklingen der helvetischen Bewegungen innerhalb des Lattorfs setzte in der Folge eine vergleichsweise lange Periode tektonischer Ruhe ein. Auf dem vermutlich flach schildförmig gewölbten alpinen Eiland entwickelte sich ein erstes mittelbar nachweisbares bedeutenderes Flußnetz (das der *Augensteinallandschaft*), das seine charakteristische Geröllfracht (vornehmlich Quarz, dann Granite, Gneise, Pegmatite, Phyllite, dunkle Dolomite, Lydite und etwas kalkalpine Gesteine) nach längerem, starke Auslese und gute Abrollung verursachendem Transportweg u. a. in das südliche Molassemeer einschüttete. Erstmals werden solche Schotterbeimengungen aus den höheren Deutenhausener Schichten (Unterrupel) gemeldet. Höhepunkte der Anlieferung lagen im Untereger und hörten fast schlagartig mit dem höheren Obereger auf. Das während der vorangegangenen Subduktionsprozesse in die Tiefe verdriftete leichtere Krustenmaterial des Südhelvetikums hatte in vertikalen Ausgleichsbewegungen nach oben gedrängt, was verstärkte Erosion und Denudation bedingte. Schon im Untereger lag das heutige Tauernfenster im Bereich abtragender Kräfte, findet sich doch bereits Barroisit, ein typisches Mineral der Tauernkristallisation, in Molassesedimenten jener Zeit. Damit kann aber auch die Dauer der alpidischen Hauptmetamorphose mit Obereozän bis Rupel (38 bis 32 Millionen Jahre vor heute) recht gut datiert werden. Erwähnt möge die Tatsache werden, daß bis heute keine Gesteinskomponenten des Tauernkristallins, weder aus den gegenwärtig stets nur in Umlagerungsvorkommen sekundärer oder gar tertiärer Natur überlieferten Augensteinschottern noch aus dem mit diesen einst ursächlich stratigraphisch und genetisch in Verbindung gestandenen, in etwa in situ noch befindlichen Ennstaltertär bekannt geworden sind. – Während scheinbar die Altsavische Phase keinerlei nachhaltige Einwirkungen auf die Orographie des alpinen Festlandes ausübte, führte der gewaltige Subduktionsakt der Jungsavischen Dislokation zur fast völligen Auflösung der zuvor entstandenen paläogeographischen Situation. Es ist mit geologisch vertretbaren Methoden nicht möglich, die ehemalige Uroberfläche der Augensteinallandschaft mit momentan höchsten (daher von geomorphologischer Seite „zwingend“ als älteste identifizierten) Gipfflurelementen in Zusam-

menhang zu bringen. Ihr Reliefformenschatz muß trotz einer Fülle unleugbar überkommener, unter Rücksichtnahme nachfolgender, im Detail indes nicht annähernd abschätzbarer Hebungsvorgänge und damit unterschiedlicher Niveaustellungen jeglicher Art nach wie vor als verloren gelten. – Ebenso ist eine Korrelation von Augensteinallandschaft im Süden und dem „prächattischen“ Relief der südlichen Böhmisches Masse im Norden übertrieben. Die Anfänge letzterer sind wohl älter und insgesamt aus einer länger währenden Festlandsperiode bezogen vorzustellen.

Nach Abschluß der folgenschweren Krustenreduktionen helvetischen Bodens im Verlaufe der Jungsavischen Phase in den Ostalpen ist in deren westlichem Teil eine beginnende Konsolidierung der Raumverhältnisse zu bemerken. Östlich der Salzach dagegen blieb die Orogenfront ostwärts noch lange labil. Hier fand die augenfällige geodynamische Anpassung des während der Illyrisch-Savischen Zyklen ausgestalteten alpinen Deckengebäudes an jenes der Westkarpaten statt, welches seinen heutigen vorläufig endgültigen Bau späteren, nämlich Savisch-Moldavischen und noch jüngeren Dislokationen verdankt. Im Gefolge der erlöschenden Tangentialbewegungen (im Westen natürlich intensiver als im noch immer unruhigen Osten) kam es auf Grund der in die Tiefe eingedriftingen leichten Kruste (Helvetikum im Westen, Buntmergeltrog im Osten) zu neuerlicher isostatischer Mobilisation der Erdoberfläche. Dieses Schweredefizit unter den alpinen Decken bestimmt bis in die Gegenwart deren unaufhörlich aufsteigende Tendenz und eigentliche „Gebirgswerdung“. Die tiefgreifend veränderte paläogeographische Ausgangslage wird indessen wohl am deutlichsten durch die völlige Umstellung des Detritus der Flußschüttungen in die südliche Molasse demonstriert. Mit dem hohen Obereger, vor allem aber mit dem Eggenburg beherrscht ab nun der Flysch die Geröllspektrien.

Mit dem Ende des Ottnangs verlandete der größte Teil der Molasse südlich der Donau. Unter den Ablagerungen der nun anhebenden Oberen Süßwassermolasse sind auch Sedimentreste alpiner, nicht näher lokalisierbarer Flüsse feststellbar (Pitzenbergschotter: Baden-Sarmat – Steinbergschotter: Obersarmat).

Auf den Plateaubergen der Nördlichen Kalkalpen haben sich zum Teil eindrucksvolle Relikte der sogenannten *Raxlandschaft* erhalten, deren hügeliges Gelände Reliefenergien von 200 bis 300 m aufweist. Ihrer von geographischer Seite spekulativ auf heutigen Höhenunterschieden fundierten Untergliederung, ihrer Stellung zu anderen überlieferten, nicht talgebundenen Alt-

flächensystemen im Ostalpenraum und ihrer direkten Verbindung mit teils marinen, teils terrestrischen Sedimenten draußen in der Molasse und der davon abgeleiteten Datierung des Oberflächenformenschatzes kann aus geologischer Sicht nicht in dem Maße gefolgt werden. Die phasenhaft ruckweise Unterschiebung des Vorlandes im Osten führte wiederholt zu Verschiebungen des Meeresspiegels und damit der Erosionsbezugsbasis, was sich in der Herausformung mehrfacher Reliefgenerationen in der Morphologie des Hinterlandes widerspiegelte. Das Phänomen der nach Osten „schräg“ abfallenden oder absteigenden Raxlandschaft hat dieselbe Ursache. Im Westen waren die Bewegungen an der Orogenfront einstweilen bereits zum Stillstand gekommen (sie sollten erst wieder nach dem Sarmat aufleben!) und vorher vergleichsweise flächenhaft viel ansehnlichere Krustenteile als im Osten subduziert worden. Im Osten wurde im Gegensatz dazu der isostatische Auftrieb fortgesetzt durch episodische Überschiebungsakte mehr oder minder großen Ausmaßes unterbrochen. Die in noch weiteren Erscheinungen sinnfällig werdende, von Westen nach Osten abtauchende Gebirgsachse der Alpen liegt somit primär in der zeitlich gegen Osten retardierenden geodynamischen Evolution der Plattentektonik begründet.

Etwa zur selben Zeit bildete sich im Südosten des alpinen Festlandes ein großräumiger terrestrischer Senkungsbereich, dessen bis zur Gegenwart bewahrte, tektonisch aber nicht unversehrte Ausdehnung ungefähr mit den heutigen Arealen des südlichen Inneralpinen Wiener Beckens und seiner östlichen Randbuchten, des Steirischen Beckens, des unteren Lavanttales und der Norischen Senke zu umgrenzen wäre. Weitflächig überlieferte basale Rotlehme verweisen auf eine zuvor längere intensive Verwitterungsperiode. Die danach ab dem Ottang einsetzende Sedimentabfolge im werdenden und reifenden Binnenbecken gibt Auskunft über das geodynamische Geschehen eines weiteren Raumes. Die zunächst gewaltige Menge grobklastischer lokaler Schutttes zeugt von beträchtlichen Hebungen der Umrahmung. Sie wichen jedoch bald einem mäßigen Oszillieren der Kruste, was sich in vielfachem Wechsel fluviatiler und lakustrischer Ablagerungen mit häufigen verschiedenen währenden Zeitspannen der Kohlebildung und sich auch gebietsweise in Ingressionen von Flachmeeren ausdrückte. Damit diente diese Senke nicht nur der Aufnahme des Erosionsmaterials, sondern war gleich der Molasse im Norden entscheidendes Bezugsniveau der abtragenden Kräfte geworden, darauf sich die morphologischen Gegebenheiten des der Denudation aus-

gesetzten Hinterlandes einzuspielen und anzupassen hatten.

Das schon primär aus seiner eruibaren Paläogeographie nie uniform geschlossene, aber trotz orographischer Gliederung, verschiedener Milieus und sedimentärer Vielfalt einheitliche Großbinnenbecken begann nach dem Unterbaden nach und nach zu zerfallen. Das ereignete sich zu Zeiten, da in den entsprechenden Meridianabschnitten im Norden an der Orogenfront bereits längst die letzten Tangentialbewegungen erloschen waren. Unter dem Deckenstapel fort-dauernde krustenverkürzende Prozesse sowie im Süden im Bereich der Karawanken im Verlaufe des Periadriatischen Lineamentes vielleicht neu wirksam werdende Subduktionen verursachten weitere Verschmälerung der Erdoberfläche. Regional unterschiedliche Hebungen, Aufrichtungen und Steilstellungen sowie tektonische Einklemmungen und Einbrüche bis in die jüngste geologische Vergangenheit leiteten zur Zerstückelung und Zerreißen des ehemaligen Verbandes über. Durch derartige Vorgänge wurde beispielsweise die Norische Senke isoliert und eingeschaltet. Relativ eng begrenzte vertikale Krustenbewegungen von gewaltigen Dimensionen trennten im Verlaufe späterer Epochen das Wiener vom Steirischen Becken (Wechselkulmination) und dieses wieder vom unteren Lavanttal (Koralpe). Eindrucksvoll lassen sich die jungen Aufwärtsbewegungen von Saualpe und Karawanken zum „Gebirge“ dokumentieren. Die Zahl der Exempel könnte fortgesetzt werden.

Berücksichtigt man alle diese verwirrend engmaschig ineinandergreifenden, sich hingegen jeder genaueren Fassung entziehenden Tatsachen ernsthaft, erhellt daraus, daß man sich mit der allgemeinen Datierung der formenden Faktoren von Raxlandschaft(en?) und weiteren talunabhängigen Altflächensystemen mit Eggenburg bis Sarmat bescheiden muß (auf der Richardshoferrasse des südlichen Wiener Beckens liegt Pannon bereits darauf). Die von geographischer Seite geübte „Wiederherstellung“ einer weitgehend zeitlich geordneten (bis zu zwanzig Gipfelflächen umfassenden) Sequenz der vielen überkommenen, aber nicht mehr einstuftbaren paläomorphologischen Elemente durch Auswerten ihrer heutigen Höhenlagen, deren tatsächlich genetische Niveauverwandtschaft jedoch nicht annähernd abschätzbar ist, erscheint deshalb geologisch nicht vertretbar und ihre Bezugstellung zu Sedimenten in der Molasse und davon wieder abgeleitetes Alter willkürlich.

Mit dem Pannon werden erste in etwa dem jetzigen Talnetz folgende Flußläufe erkennbar. Naturgemäß finden sich ihre Spuren im periglazialen Bereich und dort vornehmlich im weite-

ren Donaoraum. Der Hollabrunn-Mistelbacher Schotterkegel des Unterpannons kann einem solchen Gerinne zugeschrieben werden. Bereits augenfällig mit dem heutigen Stromverlauf der Donau verknüpft sind eine Reihe hochgelegener, Schotter führender Terrassenrelikte, die wahrscheinlich dem Pliozän entstammen und durch

gleichalte Überreste tributärer Flüsse (etwa Traisen, Salzach) in die Alpen weisen, wo die entsprechenden Sedimente und morphologischen Spuren der späteren mehrfachen Vereisung zum Opfer gefallen sind.

**Literatur:** FUCHS W. 1972, 1976b; SAKAGUCHY Y. 1973; TOLLMANN A. 1968; WINKLER-HERMADEN A. 1957.