

Grundsätzliches zur Erforschung des Jungtertiärs am Alpenostabfall

VON ARTHUR WINKLER V. HERMADEN, Prag

Inhalt

1. Grundlegende stratigraphische Fragestellungen	3
2. Die Festlegung der tektonischen Phasen im Jungtertiär des östl. Alpensaums	6
3. Das Ausmaß jungtertiären Abtrags und die Mächtigkeit der randlichen Aufschüttungen	7
4. Zur Altersfrage der ostalpinen Landformen	9
5. Anzahl und Entwicklung der jungtertiären Gebirgsformationen der östl. Alpen	9

Aufgefordert, einleitende Worte zu dem vorliegenden, dem alpinen Randtertiär gewidmeten Heft der Mitteilungen des Reichsamts für Bodenforschung, Zweigstelle Wien, beizusteuern, greife ich im folgenden einige wichtige Fragestellungen heraus, die sich auf die jungtertiäre Entwicklung der Ostabdachung der Alpen beziehen; das Ziel ist dabei, auf Grund der vorliegenden Erfahrungen die Richtungen anzudeuten, in welchen meines Erachtens eine Lösung der Fragen zu suchen sein wird, und Anregungen zu ihrer weiteren Verfolgung zu geben.

1. Grundlegende stratigraphische Fragestellungen

Die stratigraphische Einordnung des östlichen Alpenrandtertiärs ist auch noch nicht in allen Hauptpunkten vollkommen geklärt. Die Grenzziehung zwischen Oligozän und Miozän, jene zwischen der helvetischen und der tortonischen Stufe des Mittelmiozäns und schließlich die Parallelisierung des Obermiozäns und des Alt- und Mittelplozäns des östlichen Alpenrandes mit den äquivalenten Bildungen Osteuropas bedarf noch endgültiger Festlegung. Dazu kann folgendes angegeben werden:

Oligozäne Ablagerungen treten an der Ostabdachung der Alpen nur in den Savefällen auf. In der zugehörigen „Tüfferer Bucht“ (Untersteiermark) scheidet zwar gefaltetes Oligozän und transgredierendes Miozän eine seil langem bekannte Diskordanz (BITTNER, PETRASHECK); in dem Nordteil der Savefällen ist aber die Abtrennung des untersten Miozäns vom Oberoligozän noch nicht eindeutig geklärt. Die Zugehörigkeit der dort über sicher oberoligozänen (chattischen) produktiven Sotzkaschichten auftretenden, von F. TELLER als obere Abteilung der letzteren betrachteten, transgredierenden Konglomeratbildungen im Raume südlich und südwestlich des Bachers zur chattischen oder schon zur aquitanischen Stufe ist ebensowenig sichergestellt, wie die Beziehungen dieser Schichten zu den vermutlich tiefstmiozänen, luffitreichen Ablagerungen in der Senke zwi-

schen Bacher- und Poßbruckgebirge (= Schichten von St. Lorenzen (WINKLER V. HERMADEN [1929]) und zu den ebenfalls tuffitreichen „basalen marinen Mergeln und Sandsteinen“ am Ostsaum des Poßbruck.¹⁾ Eigene eingeleitete Untersuchungen dieser Fragen sind noch nicht abgeschlossen.

Die Grenze zwischen Helvet und Torton, welche Stufen einander in dem Südwestteil des Grazer Beckens überlagern, ist zwar in großen Zügen, aber nicht im einzelnen schon genau festlegbar. Die Hauptmasse des steirischen Schliers gehört nach geologischen (WINKLER V. HERMADEN [1940 b]) und nach paläontologischen (MEZNERICS) Kriterien zur helvetischen Stufe des Miozäns. Eine obere, mit küstennahen Deltaschottern (Kreuzbergschotter) verzahnte Abteilung des (vortortonischen) Schliers ist durch ausgesprochene Diskordanzen — im Liegenden von der Hauptmasse des Schliers, im Hangenden von dem übergreifenden, unzweifelhaften Torton — abtrennbar und in ihrer Zuordnung zur helvetischen oder tortonischen Stufe noch nicht festgelegt. Dagegen kann die Zugehörigkeit des „Florianer Tegels“ der weststeirischen Bucht (sogenannte „steirische Grunder Schichten“) auf Grund des engen Verbands mit den sicher tortonischen Bildungen im östlich anschließenden Raume an der Mur als letzterer Stufe zugehörig gesichert gelten (WINKLER V. HERMADEN [1940 c]).

Die Gliederung des Obermiozäns und älteren Pliozäns in die sarmatische und pannonische Stufe, sowie teilweise auch in Unterstufen und Zonen der letzteren, ist sowohl im Wiener Becken (FRIEDL) als auch im steirischen Becken (WINKLER V. HERMADEN [1927]) schon weitgehend durchgeführt. Jüngst konnte ich auch die Grenzschichten zwischen Sarmat und Pannon (Horizont der *Melanopsis impressa*) in der Oststeiermark (Waldraben am Stradner Kogel) zwischen fossilführenden Schichten des obersten Sarmats und den Mergeln des *Congeria ornithopsis*-Horizonts des Unterpannons festlegen.

Strittig ist dagegen noch die Parallelisierung der sarmatisch-pannonischen Ablagerungen des Alpensaums mit jenen Osteuropas. Die von N. ANDRUSOV, LASKAREV, SCHRETER und anderen vertretene Auffassung, daß die sarmatischen Ablagerungen Ungarns und des Alpenrandes ausschließlich dem Untersarmat Rußlands entsprechen würden, erscheint mir noch nicht ausreichend erwiesen. Durch neue und durch ältere, nunmehr wieder bestätigte Funde sind die für das „mittlere“ Sarmat Rußlands kennzeichnenden Nubecularien an zwei Stellen im Sarmat des Wiener Beckens (Wiesen bei Ödenburg [PAPP]; Hainburger Berge) und im ungarischen Becken (SZADÉCKY-KARDOSS) sichergestellt. Besonders ist aber auf Grund des vielfach nachgewiesenen Auftretens von Übergangsschichten von Sarmat und Pannon im Wiener Becken (FRIEDL, TAUBER, BOBIESKÜPPER) und in der steirischen Bucht (WINKLER V. HERMADEN [1927]) das Vorhandensein auch obersarmatischer Schichtkomplexe am Alpenrand anzunehmen. Ich halte es für durchaus möglich, daß die pannonische Bucht und ihre Ausläufer am Alpenfuß infolge abweichenden Salzgehaltes im Meere z. T. abweichende fazielle Ausbildungen gegenüber dem russischen Sarmat, besonders in ihren höheren, von Flußmündungen stark beeinflussten Teilen, aufweist und daß daher die Verschiedenheiten in der Fauna

¹⁾ Sie bilden das Liegende des mächtigen miozänen Schliers der Grazer Bucht.

und Fazies nicht auf Altersunterschieden, sondern auf solchen des Bildungsmediums beruhen. D. ANDRUSOV gibt allerdings eine etwas andere Deutung. Er sucht den Tatbestand eines konkordanten, allmählichen Übergangs der sarmatischen Schichtfolge des Wiener Beckens in die pannonische mit der Annahme einer Vertretung nur „untersarmatischer Schichten“ (im Sinne der russischen Gliederung) im pannonischen Alpenbereich dadurch in Einklang zu bringen, daß er der Vermutung Ausdruck gibt, daß die Congerenschichten des Wiener Beckens (= tieferes Pannon bzw. Pannon s. str. der deutschen und ungarischen Geologen) eine gleichaltrige fazielle Ausbildung sowohl des höheren Sarmats Rußlands als auch des Mäots darstellen.

Für die Grenzziehung zwischen Miozän und Pliozän gilt folgendes: Wenn man im Sinne neuer Auffassungen die Congerenschichten des Wiener Beckens (Unterpannon) mit der mäotischen Stufe (nach ANDRUSOV auch noch außerdem mit dem höheren Sarmat) Rußlands in Parallele stellt und das obere Pannon des Wiener Beckens und Ungarns der pontischen Stufe des euxinischen Beckens vergleicht, so ist — im Sinne der osteuropäischen Geologen — etwa die Grenze zwischen Miozän und Pliozän in die pannonische Stufe hinein zu verlegen u. zw. über den Horizont der *C. subglobosa*. Nicht ganz genau, aber annähernd stimmt diese Grenzführung mit jener überein, welche als Scheide zwischen Miozän und Pliozän die Diskordanz im älteren Pannon (etwa im Horizont der *C. partschi* gelegen) verwendet (WINKLER v. HERMADEN [1940 b]).

Nach LASKAREV erscheinen im Strumatal in Mazedonien marine Schichten des Unterpliozäns (Piacenzastufe), von der Tethys gegen den Raum der damals schon ausgesüßten „Parathetys“ vordringend, über Süßwasserablagerungen, welche die „pannonische Pikerimi-Fauna“ enthalten und die ihrerseits sarmatische Schichten überdecken. Dies weist darauf hin, daß die altpliozäne marine Transgression des Mittelmeergebiets zwar jünger als das Pannon im engeren Sinne ist, aber dem Pont (= höheres Pannon) des pontischen und ungarischen Beckens zeitlich entspricht. Auch die übergroße Schichtmächtigkeit des Pannons am Alpensaum und im Alföld befürwortet eine Aufteilung desselben auf oberstes Miozän (im Sinne der osteuropäischen Geologen) und Unterpliozän. Jedenfalls bedarf, sowohl die Auffassung, welche das gesamte Pannon (Pannon s. str. + Pont) zum Miozän rechnet,²⁾ als auch jene, welche im Pannon ausschließlich Unterpliozän sieht, einer Revision.

Bei der Gliederung des alpinen Randtertiärs, welches auf einer bewegten Bühne, z. T. in Einzelsenken, in enormen Mächtigkeiten zur Ablagerung gelangt ist und zahlreiche größere und kleinere Diskordanzen erkennen läßt, ist stets zu berücksichtigen, daß die Ablagerung nicht ununterbrochen vor sich gegangen war sondern daß sich Abtragszeiten zwischengeschaltet hatten. Stratigraphische Vergleiche, die nur auf der sichtbaren Aufeinanderfolge der erhaltenen Schichtkomplexe beruhen und auf Zeiten der Denudation keine Rücksicht nehmen, führen daher leicht zu unzutreffenden Verallgemeinerungen örtlicher, unvollständiger Schicht-

²⁾ Von den französischen Geologen (DEPERET, HAUG) wird bekanntlich das „Pontien“ in seiner Gesamtheit noch zum Miozän gerechnet, was auf der offenbar nicht zutreffenden Parallelisierung der Congerien-Schichten des Rhonetales mit dem gesamten osteuropäischen Pannon-Pont beruht.

gliederungen. Solche Schichtlücken sind am Alpensaum, insbesondere in Pannon, inmitten des Sarmats (mit dem Vordringen großer Deltakegel ins Meer!) (WINKLER V. HERMADEN [1927, 1940 b]) und an der Wende von Torton zum Sarmat³⁾ anzunehmen. Für letztere bilden alte Feststellungen im Wiener Becken, Ermittlungen im Raum von Odenburg (VENDL) und eigene neue Beobachtungen bei Wildon und Mureck in Steiermark eindeutige Belege.

2. Die Festlegung der tektonischen Phasen im Jungtertiär des östlichen Alpensaums

Die Untersuchungen der letzten Jahrzehnte haben eindeutige Beweise für die Mehrphasigkeit des jungtektonischen Geschehens am östlichen Alpenrand geliefert. Durch ausgesprochene tektonische Diskordanzen ist das Auftreten der savischen Phase (zwischen Oberoligozän und Unter-miozän) in den untersteirischen Savefalten (Tüfferer Bucht) und im Draudurchbruch, der steirischen Phase in der südweststeirischen Bucht und am Nordostsporn der Zentralalpen und der attischen Phase in dem nordoststeirischen Teilbecken und in den östlichen Savefalten erwiesen. Sehr verbreitet sind die indirekten Anzeichen der jungtertiären orogenen Phasen und Teilphasen, die sich in mächtigen Grob- und Blocksedimenten und in bedeutenden Mächtigkeiten typisch orogener Sedimente (KRAUS) ausprägen (WINKLER V. HERMADEN [1933 a, 1940 a, 1940 b]). Zeigt schon die Verdoppelung-Verdreifachung von echten Diskordanzen innerhalb der vorgenannten Hauptphasen, wie sie teilweise feststellbar ist, auf eine Gliederung derselben in Teilphasen, so wird dies aus dem in der savischen, steirischen und attischen Phase sichtbaren, stoßartigen Vordringen mehrerer aufeinanderfolgender Schutt- und Deltakegel, z. T. mit ausgesprochen orogenen Sedimenten, noch deutlicher zum Ausdruck gebracht. Ein altmiozäner Flysch im steirischen Becken, Blockschotter und mächtige Konglomerate sowie molasseähnliche Ablagerungen und sehr mächtige Schliersedimente können als sedimentäres Abbild den vorgenannten miozänen orogenen Haupt- und Teilphasen zugeordnet werden. Dabei ist im Auge zu behalten, daß die Kräfte der Orogenese zeitlich und der Intensität nach von Raum zu Raum von wechselnder Dauer bzw. verschiedenem Stärkegrad gewesen sind: In Untersteiermark sehr kräftig (mit Ausnahme der steirischen Phase) und bis tief ins Pliozän andauernd; im Südteil des steirischen Beckens abgeschwächer. aber noch mit ausgesprochener Faltung in der steirischen Phase; am Nordostsporn der Zentralalpen und in der norischen Senke etwas schwächer; noch geringer an den kristallinen Randbergen der westlichen steirischen Bucht und im inneralpinen Wiener Becken. Auch ist im Laufe des Jungtertiärs eine Einengung der Faltenbereiche festzustellen und eine Ausdehnung der vertikalen Hebungsgebiete. Zwischen den Phasen und auch den Teilphasen liegen Senkungszeiten, in welchen Transgressionen vorgegriffen haben (WINKLER V. HERMADEN [1940 a]).

Der jungtertiäre Alpenkörper ist im Vergleich zu jenen der germanischen Scholle und der Böhmisches Masse selbstredend dauernd in

³⁾ Größere tektonische Bedeutung kommt aber dieser Erosionsdiskordanz zwischen Torton und Sarmat offenbar nicht zu.

stärkerer tektonischer und erosiver Ausgestaltung gewesen, was sich sinnfällig in den gewaltigen jungtertiären Sedimentmächtigkeiten am Alpenrand zum Ausdruck bringt. Trotzdem müssen die tektonischen Einzelphasen der jungtertiären Alpenwerdung, wie die ausgesprochenen und weiträumig verbreiteten Winkeldiskordanzen beweisen, mehr bedeuten, als eine, gewissermaßen nur zufällige Kulmination kontinuierlicher Gebirgsbildung. Für die weitere Festlegung von Teilphasen, ihrer räumlichen Verbreitung und sedimentologischen Auswirkung eröffnet sich für die Forschung noch ein ausgedehnteres Feld.

Neuerer erzielter Ergebnisse halber füge ich hier noch eine Mitteilung über Festlegung und Auswirkungen der attischen Phase am Ostalpenrand an. Sie ist in den östlichen Savefalten an einer Diskordanz zwischen Miozän und transgredierendem höherem Pannon (Lichtenwalder Becken, Orlica), in der intrapannonischen (Winkel-) Diskordanz in der nordoststeirischen Teilbucht (WINKLER v. HERMADEN [1940 b]) ausgeprägt und von größeren Schuttförderungen (sogen. „Belvedere-Schotter“ von Graz [HÜBL], Kapfensteiner Schotter der Oststeiermark, Delia des Fölik im südlichen Wiener Becken usw.) begleitet. Im Boden von Wien konnte eine analoge Erosionsdiskordanz (TAUBER) ermittelt werden, deren zeitliche Einordnung in den *C. partschii*-Horizont des Unterpannons möglich war. Dagegen hält die viel berufene „vorponontische Erosion“ — wenigstens in einer Verallgemeinerung dieser Vorstellung — einer sachlichen Kritik nicht stand. Ich halte es auf Grund der vorliegenden Befunde für erforderlich, ihr eine regionale Bedeutung abzusprechen.

3. Das Ausmaß jungtertiären Abtrags und die Mächtigkeit der randlichen Aufschüttungen

Sowohl das Ausmaß jungtertiären Abtrags wie jenes der gleichzeitigen Aufschüttungen war bisher zweifelsohne meist weitgehend unterschätzt worden. Als ich 1933 die Auffassung begründete, daß die Abtragung an jungen Aufwölbungen an der Ostabdachung der Alpen seit dem mittleren Miozän 1000 bis 1500 m mächtiges lockeres Schichtmaterial vollkommen abzudecken in der Lage war und daß in der steirischen Bucht einige 100 m tertiärer Sedimente noch seit dem Mittelpliozän flächenhaft ausgeräumt wurden, konnten diese Feststellungen wohl überraschen. Es ergaben sich aber weitere Bestätigungen hierfür. Untersuchungen, die 1941 in den südöstlichen Savefalten (Uskoken, Orlica, Wachergebirge) durchgeführt wurden, ließen erkennen, daß an diesen jungaktiven Faltungs- und Hebungswellen mit sogar noch größeren Beträgen von jugendlicher Denudation zu rechnen ist. Wenn auch im Bereiche fester Gesteine der flächenhafte Abtrag naturgemäß wesentlich geringer ist, so sprechen doch verschiedene Umstände dafür, daß in dem langen Zeitraum, der seit dem Mittelmiozän verflissen ist, auch dort die alte Landoberfläche der vorgenannten Zeit um viele 100 m tiefer gelegt sein muß, was — in etwas eingeschränktem Sinn — auch für Kalkmassive Geltung haben muß.

Mit der Feststellung der Größe jungtertiären Abtrags stimmt auch das Größenausmaß der gleichaltrigen Aufschüttungen, die am Ostalpenrand bekannt sind, überein (WINKLER v. HERMADEN [1940 a]). Schon 1933

konnte ich auf Grund von Erdölbohrungen in der Kleinen Ungarischen Ebene auf Pannonmächtigkeiten bis zu 2000 m hinweisen. Neuere Bohrungen haben noch größere Werte für die pannonische Verschüttung (nach der Bohrung von Mihaly im Raabgebiete ca. 2500 m, bei Görgeteg Pannonunterkante in 2059 m!) ergeben. Größere Teile der Kleinen und auch der Großen Ungarischen Tiefebene werden sonach von tiefen und breiten Senken durchzogen, welche bisher ungeahnte Mächtigkeiten des Pannons aufweisen.⁴⁾

Eine kausale Verknüpfung der dieser Aufhäufung zugrunde liegenden tektonischen Senkung mit der pliozänen Aufwölbung der östlichen Alpen liegt auf der Hand. Auf Grund der Tiefbohrungen in der Kleinen und Großen Ungarischen Ebene, bearbeitet von v. SÜMEGHY und STRAUZ, läßt sich die oberstmiozäne-altpliozäne Alpenhebung in der pannonischen Sedimentation wiedergespiegelt erkennen. Im großen und ganzen weist die vorherrschend feinkörnige, tonig-mergelige Fazies des Unterpannons auf eine noch geringere Erhebung der Alpen, die überwiegend sandig-tonige des Oberpannons (= Pons) auf eine verstärkte Sedimentzufuhr aus einem bereits stärker höhergeschalteten Randgebirge hin. Im einzelnen prägt sich aber offenbar schon im Oberhorizont des Unterpannons⁵⁾, das Sand- und Kieslager enthält, die attische Hauptphase der Gebirgsbildung aus.

Wurde der pannonisch-mittelpliozyäne Abtrag der Ostabdachung der Alpen hauptsächlich in der pannonischen Randsenke Westungarns in so bedeutender Mächtigkeit niedergeschlagen, so blieb jener der Miozänzeiten zum wesentlicheren Teil schon innerhalb der Alpen oder der unmittelbar anliegenden Randsenke (weststeirische Bucht, Wiener Becken, nordoststeirisches Teilbecken, Savefalten) liegen, wobei er auch in diesen Räumen sehr bedeutende Mächtigkeiten der übereinander und nebeneinander aufgestapelten (1000 bis etwa 6000 m), zeitlich aufeinanderfolgenden Schichtablagerungen aufweist. Doch greifen auch tiefere, mit mächtigeren miozänen Sedimenten erfüllte Senken schon in die Kleine Ungarische Ebene, insbesondere in deren Südteil ein (über 700 m mächtiges Marin in der Bohrung von Selnica, nach SOMMERMEIER), deren grundlegende tektonische Ausgestaltung erst im Pannon erfolgt ist. Auch im inneralpinen Wiener Becken ist auf Grund der geophysikalischen Untersuchungsergebnisse mit sehr mächtiger mariner miozäner Sedimentfüllung zu rechnen (JANOSCHIEK 1942). Die bisher gewöhnlich angenommenen geringen Abtragsbeträge in miozäner und pliozäner Zeit am Alpensaum sind in Hinblick auf die erwiesenen Bohrmächtigkeiten unannehmbar und auch mit der aus dem Zerfall radioaktiver Substanzen ermittelten Zeitdauer des Jungtertiärs (Pliozyän allein etwa 6.000.000 bis 7.000.000 Jahre!) unvereinbar. Im übrigen kann das bedeutende Ausmaß der Abtragung, wie angegeben, auch durch direkten Nachweis (WINKLER v. HERMADEN [1933 a, 1940 b]) erhärtet werden. Hier gilt es sich von überlebten gewohnten Vorstellungen freizumachen, die, von einem anthropozentri-

⁴⁾ Da die Erdölbohrungen auf Aufwölbungen des Untergrundes angesetzt zu werden pflegen, ist nach Ansicht der Erdölgeologen in den zwischengelegenen Einmündungen mit noch größeren Pannonmächtigkeiten zu rechnen.

⁵⁾ Es ist in seiner mächtigen mittleren Abteilung tonig-mergelig ausgebildet.

schen Standpunkt ausgehend, die uns aus dem Jungtertiär überkommenden geologischen Dokumente mit dem physiogeographischen Bild der Gegenwart zu verknüpfen suchen und nicht berücksichtigen, welche gewaltigen Umstellungen seither durch die 3000 m und mehr betragenden jungen Absenkungen in den Randbecken und durch Hebungen ähnlichen Ausmaßes in den Randgebirgen, sowie durch die begleitenden Vorgänge der Aufschüttung seit dem älteren Miozän hier vor sich gegangen sind. Auch das orographisch-morphologische Bild der Miozänzeit mußte naturgemäß eine vollständige Umgestaltung erfahren.

4. Zur Altersfrage der ostalpinen Landformen

Mit diesen Bemerkungen ist auch schon die Konsequenz angedeutet, die sich bezüglich des Alters der Altreliefs an den östlichen Alpenbergen zwangsläufig ergibt. Im Sinne der schon 1933 zum Ausdruck gebrachten Auffassung (WINKLER v. HERMADEN [1933 a, 1933 b]) muß der Standpunkt vertreten werden, daß auf den ostalpinen Bergen, auch nicht auf den Kalkhochmassivs, keine älteren als altpannonen (= also etwa oberstmiozäne) Landoberflächenreste mehr vorausgesetzt werden können. Für größere Teile der alpinen Randgebiete (südöstliche Savefallen, für die Vorstufe der östlichen Zentralalpen und des Nordostsporns usw.), muß für die Herausbildung der beherrschenden morphologischen Form sogar erst ein mittelplozänes Alter gefordert werden. Direkte Beweise ergeben sich da und dort aus dem Übergreifen der Oberflächen über junge, erst im Gefolge alt- oder sogar mittelplozäner Faltung flächenhaft abgedeckte Wölbungen und Faltungen (Poßbrück, Nordostsporn der Zentralalpen, südöstliche Savefallen) und aus den viel stärkeren Faltungen und Störungen obermiozäner und altplozäner Ablagerungen im Vergleich zu den meist geringen Deformationen der beherrschenden Altreliefs.

Ein näheres Eingehen auf diese für die junge Alpengeschichte wesentlichen Fragestellungen kann an dieser Stelle ebensowenig erfolgen, wie auf eine Widerlegung dagegen vorgebrachter Einwendungen (LICHTENECKER, v. MACHATSHECK, MAULL), was einer in Vorbereitung befindlichen Arbeit vorbehalten bleiben muß. Die geomorphologische Forschung wird sich aber für alle Fälle in viel stärkerem Maße als bisher mit diesen, aus dem Beobachtungsschatz erwachsenen geologischen Feststellungen beschäftigen und manche Altersdeutungen von Altreliefs einer Revision unterziehen müssen.

5. Anzahl und Entwicklung der jungtertiären Gebirgsformationen der östlichen Alpen

Die Ergebnisse, welche hier skizziert wurden und deren weitere Verfolgung bei tertiärgeologischen Arbeiten in den Ostalpen wesentlich ist, erweisen ein sehr starkes Ausmaß jugendlicher tektonischer Bewegungen (Hebungen, Senkungen, regional auch Faltungen), einen bedeutenden jungen Abtrag und sehr mächtige miozäne und plozäne Sedimente im Inneren der Alpen und im besonderen in deren Randbecken. Wie betont wurde, läßt sich der morphologische Formenschatz der Gegen-

wart in den östlichen Alpen nur mit dem pliozänen (pannonen + jungpliozänen-quartären) alpinen Abtragszyklus in Beziehung bringen.

Die Ostalpen haben daher ihre Höhenlage ausschließlich der pliozänen, überwiegend sogar erst mittelpliozänen, quartären ungleichmäßigen und teilweise bruchförmigen Aufwölbung zu verdanken. Bei dieser Sachlage entfällt jede Möglichkeit, irgendwelche ältere Sedimente (miozäne, oligozäne, oder noch frühere) mit heute noch erhaltenen Altreliefs am Gebirgssaum in Beziehung zu setzen. Das, in auch schon nur mehr mannigfach veränderten Resten gerade noch erkennbare morphologische Ausgangsrelief der letzten Formung der östlichen Alpen wurde auf Grund vergleichender Sedimentanalyse — seiner Entstehungszeit nach — in das Altpannon eingereiht, wobei die Kulmination seiner Ausbildung mit einem bestimmten, weit verbreiteten charakteristischen, mergeligen, besonders feinkörnigen Schichtglied innerhalb des Horizonts der *C. ornithopsis* (FRIEDL, WINKLER v. HERMADEN [1940 b]) gleichgestellt wurde (= Oberhorizont des *C. ornithopsis*-Niveaus mit *Cardium simplex* [TAUBER]).

Nun geben aber die Sedimente des untersten Miozäns (Schichten von St. Lorenzen, Radl-Wildbachschotter, untere Eibiswalder Schichten) als auch jene des vortortonischen Mittelmiozäns (Arnfelser Konglomerate und Kreuzberg-Konglomerate Südweststeiermarks; Tauchener Schichten, Sinnerdorfer Blockschotter (WINKLER v. HERMADEN [1940 b]), Auwaldschotter und Brennerberger Blockschotter [JANOSCHIEK 1931] in der nordoststeirischen Teilbucht und am Nordostsporn der Zentralalpen) Zeugnis von bedeutenden älteren Gebirgsbildungen und Gebirgshebungen in ältestmiozäner bzw. intramiozäner Zeit. Das morphologische Bild dieser miozänen Gebirge ist bereits vollständig denudiert, der Schutt aber, der davon abgetragen wurde, ist in örtlichen Einsenkungen erhalten geblieben. Da sowohl über den altmiozänen Grobschuttbildungen mächtige Feinsedimente auflagern und über letztere weit hinaus tief in die Ostalpen eingreifen, als auch in gleicher Weise über den Blockschottern der steirischen Phase des Mittelmiozäns mächtigere Marinsedimente am östlichen Alpensaum lagern und transgredierend vorgreifen, so müssen die Gebirge, welche in den vorangehenden Zeiten den Schutt geliefert hatten, schon in der Phase der höheren Eibiswalder Schichten bzw. in jener des Torton eine weitestgehenden Erniedrigung, hervorgegangen aus Abtragung und tektonischer Nachsenkung, unterlegen gewesen sein.

So begründe ich die Auffassung, daß der in der Plio-
zän-Quartärzeit schrittweise entstandenen, gegenwärtigen Ostalpengeneration im Laufe des Jungtertiärs zwei weitere vorangegangen waren,⁶⁾ u. zw. im unteren Miozän (savische Phasen) und im vortortonischen Mittelmiozän (steirische Phasen). Beide sind voneinander und letztere von den jüngsten Alpen, die morphologisch erst durch die attische Phase und nachfolgende geschaffen wurden, durch langdauernde Zeiträume weitgehender Gebirgsabtragung und Verflachung und durch ausgreifende Meeres- und Süßwasserüberflutungen getrennt. Die jungtertiär-quartären Alpen sind ihrer Entstehung nach keine Einheit, sondern aus drei zeitlich

⁶⁾ Ganz abgesehen von denen des Alttertiärs.

aufeinanderfolgenden und selbständigen Gebirgen, die in morphologischer Beziehung unabhängige Gebilde darstellen, zusammengebaut.

Schriftenverzeichnis

(nur kleine Auslese der neueren Schriften)

- ANDRUSOV, N.: Le pliocène de la Russie meridionale. — Mem. d. böhm. Ges. f. Wiss., Prag 1927.
- ANDRUSOV, D.: Karpatenmiozän und Wiener Becken. — Petrol. Wien-Berlin 1938, Nr. 27.
- BOBIES, K. A. & KÜPPER, H.: Das Anninger Gebiet. — Jb. geol. Bundesanst. Wien 1927.
- FRIEDL, F.: Steinbergdom bei Zistersdorf. — Mitt. geol. Ges. Wien **29**, 1937.
- GILLET, G.: Essai de synchronisme du miocène sup. et du pliocène dans l'Europe centrale et orientale. — Bull. Soc. Geol. France. Paris 1933.
- HÜBL, H.: Aufnahmsbericht über Blatt Graz. — Verh. geol. Bundesanst. Wien 1939.
- KRAUS, E.: Der orogene Zyklus. — Cbl. f. Min. Stuttgart 1927.
- JANOSCHEK, R.: Die Geschichte des Nordrandes der Landseer Bucht im Jungtertiär. — Mitt. geol. Ges. Wien **24**, 1931.
- JANOSCHEK, R.: Methoden und bisherige Ergebnisse der erdölgeologischen Untersuchungen im inneralpinen Wiener Becken. — Mitt. alpenländ. geol. Vereins **33**, Wien 1940 (1942).
- KREJCI-GRAF, K.: Parallelisierung des südosteuropäischen Pliozäns. — Geol. Rundschau Berlin 1932.
- KOBER, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. — Verlag Springer, Wien 1938.
- KOLLMANN, K.: Arbeitsbericht für 1939. — Verh. Reichsst. Bodenf., Zweigst. Wien 1939.
- LASKAREV, V.: Sur les conditions géologiques et geom. des gisements de la fauna pikermienne dans les environs de Veles. — Ann. geol. peninsule Balc. **7**, Belgrad 1923.
- LICHTENECKER, N.: Beiträge zur morphologischen Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. — Geogr. Jahresber. Österr. Wien 1938.
- LOCZY, L. v. JUN.: Recherche d'hydrogène carbonat. in Ungheria. — Internat. Z. ungr. geogr. Ges. **67**, Budapest 1939.
- MACHATSHECK, F. v.: Das Relief der Erde. I. — Verl. Borntraeger, Berlin 1938.
- MAULL, O.: Geomorphologie. — Verl. F. Deuticke, Wien 1938.
- MEZNERICS, I.: Die Fauna des steirischen Schliers. — Mitt. naturw. Ver. Steiermark Graz 1935.
- PAPP, A.: Untersuchungen zur sarmatischen Fauna von Wiesen. — Jb. Reichsst. Bodenf., Zweigst. Wien **89**, 1939.
- PETRASCHECK, W.: Kohlenlager der dinarischen Gebirge. — Z. berg-hüttenm. Ver. Oberschlesien. Kattowitz 1929.
- SÖLCH, J.: Landformenkunde der Steiermark. — Verl. naturw. Ver. f. Steiermark. Graz 1927.
- SOMMERMEIER, L.: Die erdöhlöffigen Gebiete in Jugoslawien. — Öl u. Kohle **36**, 1940.
- STILLE, H.: Grundfragen der Gebirgsbildung. — Verl. Borntraeger, Berlin 1924.
- STINY, J.: Zur Oberflächenformung der Alllandreste auf der Gleinalpe. — Zbl. f. Min. B. Stuttgart 1933.
- SZADECKY-KARDOSS, E. v.: Geologie der rumpfungarländ. Kl. Tiefebene. — Mitt. berg- u. hüttenm. Abt. Univ. Sopron (Odenburg) 1938.
- TAUBER, A. F.: Studien im Sarmat und Pannon des Königberg—Gloriettebergzuges in Wien. — Verh. Reichsst. Bodenf., Zweigst. Wien, 1939.

- SÜMEGHY, J. V.: Zusammenfassender Bericht über die pannonischen Ablagerungen des Györer (= Raaber) Beckens Transdanubiens und des Alfölds. — Mitt. aus Jb. ung. geol. Anst. Budapest **32**, 1939.
- TELLER, F.: Erl. zur geol. Spezialkarte d. österr. Monarchie, Blatt Praßberg an der Sanm. — Geol. Reichsanst. Wien 1898.
- VENDL, M.: Daten zur Geologie von Brennberg und Sopron (Odenburg). — Jb. berg- u. hüttenm. Abt. Univ. Odenburg (Sopron), 1933.
- WINKLER v. HERMADEN, A.: Über sarmatische und pannonische Ablagerungen im Südostteil des steirischen Beckens. — Jb. geol. Bundesanst. Wien 1927.
- : Die Dazit im Draudurchbruch. — Verh. geol. Bundesanst. Wien 1929.
- : Ergebnisse über junge Abtragung und Aufschüttung am Ostrand der Alpen. — Jb. geol. Bundesanst. Wien 1933 (1933 a).
- : Aufschüttung, Abtragung und Landformung am Ostrand der Alpen. — Anz. Akad. Wiss. Wien 1933 (1933 b).
- : Das jungtertiäre Entwicklungsbild der Ostalpen. — Zbl. f. Min., Abt. B. Stuttgart 1940 (1940 a).
- : Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. In: F. X. SCHAFFER, Geologie der Ostmark, als Sonderdruck ausgegeben 1940 (1940 b). Wien (Deuticke).
- : Die geologischen Verhältnisse im mittleren und unteren Laßnitztal, Südweststeiermark. — Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **149**, Abt. I. Wien 1940 (1940 c).
-