

DAS JÜNGERE
ENTWICKLUNGSBILD
DER OSTALPEN

VON

A. WINKLER

SONDERABDRUCK
AUS DER ZEITSCHRIFT DER GESELLSCHAFT FÜR ERDKUNDE ZU BERLIN
JAHRGANG 1926, Nr. 9/10

Das jüngere Entwicklungsbild der Ostalpen.

Von Artur Winkler (Wien).

Es gibt beim gegenwärtigen Stande unserer Erkenntnis zwei Wege, um von dem Ablauf der jüngeren geologischen Entwicklungsgeschichte eines Erdraumes Kunde zu erlangen. Der e i n e Weg, der ältere und seit jeher betretene, führt aus den uns aus geologischer Vergangenheit überkommenen Schichten, aus ihren anorganischen und organischen Einschlüssen und aus den Lagerungsverhältnissen der Sedimente zu seinen Schlüssen; der a n d e r e, gerade in den Alpen erst vor kurzem beschrittene Weg sucht aus den Runen, die durch die erosiven Kräfte jüngst vergangener geologischer Zeiträume in das Felsgerüst unserer Berge eingemeißelt wurden, zu einem Urteil über den Ablauf der jüngeren geologischen Entwicklung zu gelangen.

Es ist leicht verständlich, daß der erste Weg, der unmittelbar an greifbare, meist eindeutige, natürliche Dokumente anknüpft, auch der gesichertere ist, indem er aus den vorliegenden Befunden geologischer Aufnahme und deren makroskopischer und mikroskopischer Durcharbeitung seine Resultate gewinnt. Demgegenüber erscheint die g e o m o r p h o l o g i s c h e Methode, speziell für sich allein angewendet, willkürlicher und angesichts der Häufigkeit mehrdeutiger Befunde leichter zu Fehlschlüssen Anlaß gebend.

Es ist ja eine heute nicht nur in geologischen, sondern auch in geographischen Kreisen anerkannte Tatsache, daß auf Grund der an und für sich bewundernswerten, in ihrer Verallgemeinerung und schematischen Anwendung aber irreführenden Lehre vom geographischen Zyklus, wie sie W. M. D a v i s begründet hat, eine Anzahl oberflächlicher, wenig befriedigender, geomorphologischer Arbeiten erschienen ist. Erst in jüngster Zeit haben die aus g e o l o g i s c h e r Erfahrung entsprossenen Deduktionen W a l t h e r P e n c k s, den sein tragisches Schicksal so früh aus seinem zielbewußten, arbeitsreichen Leben gerissen hat, den Morphologen durch weitgehendere Anpassung des Denudations-Schemas an das ableitbare, geologische Geschehen mit einem besseren Rüstzeug für die Erforschung der jüngst vergangenen Zeiten der Erdgeschichte versehen.

Für die Erkenntnis der Entwicklungsgeschichte eines Gebirges wird aber auch jetzt noch die geologische Forschung die eigentliche Grundlage abgeben müssen. Aber auch die m o r p h o l o g i s c h e Arbeitsmethode kann — abgesehen von ihrem Selbstzweck, der speziellen Darstellung der Oberflächenformen eines Gebirges, — oft dort, wo geologische Methoden versagen, Anhaltspunkte für die Deutung auch des g e o l o g i s c h e n Entwicklungsganges beibringen. Es bildet ja einen wesentlichen Inhalt der „Morphologischen Analyse“ W. P e n c k s, aus dem geomorphologischen Bild des Gebirges einen Rückschluß auf den Verlauf und die Art der dort wirksam gewesenen Krustenbewegungen zu ziehen. E s m u ß a b e r s c h o n

hier betont werden, daß die auf diesem Wege erzielten Ergebnisse nicht als eindeutige Befunde betrachtet werden können, da der Ablauf der Formentwicklung in einem bestimmten Gebirgsstück nicht nur von den dasselbe betreffenden Gebirgsbewegungen, sondern auch von regionalen Schwankungen der Erosionsbasis, wie sie allgemein verbreitete Trans- und Regressionen (evtl. eustatischer Natur) darstellen, abhängt; weiter, daß er durch Verschiebung der Erosionsbasis infolge tektonischer Vorgänge in den Nachbargebieten — auch bei Stabilbleiben des betrachteten Gebirges selbst — beeinflußt wird und schließlich, daß er durch Klimawechsel in der erosiven Wirksamkeit seines Flußnetzes, wenn auch häufig geringfügigeren Veränderungen unterliegen mag.

Geomorphologische Untersuchungen, deren Zweck darin bestehen soll, auch zur historisch-geologischen Entwicklungsgeschichte eines Gebietes einen Beitrag zu liefern, werden daher, um schematische, einseitige Folgerungen zu vermeiden, nicht nur die vorliegenden Ergebnisse geologischer Forschung eingehend zu berücksichtigen haben, sondern auch spezielle, die jungtertiären Ablagerungen des betreffenden Raumes oder seiner Umgebung umfassende, geologische Studien nicht vermeiden können.

Vor kurzem ist in den „Naturwissenschaften“ (Jg. 1925, H. 35) unter dem Titel: „Das Bewegungsbild der Ostalpen“ von Norbert Lichtenecker ein Aufsatz erschienen, in dem, der Arbeitsrichtung des Autors entsprechend, ausschließlich die geomorphologische Untersuchungsmethode in ihrer Anwendung auf die Ostalpenentwicklung vor Augen geführt wird und in welcher die Ergebnisse geologischer Studien über die jüngeren Bewegungsvorgänge in den Alpen keine Erwähnung finden¹⁾. Hier soll nun der Versuch unternommen werden, in kurzen Worten darzutun, welche Fülle von gesicherten Forschungsergebnissen geologischer Art über die Ostalpen und ihre Umrandung vorliegen, die nicht nur einen Einblick in die geologisch-tektonische Entwicklung des Gebirges ermöglichen, sondern oft wichtige Rückschlüsse für die geomorphologische Geschichte zulassen²⁾.

Eines der Grundprobleme der jüngeren Ostalpengeschichte, die Einordnung der Ereignisse in die geologische Zeittafel, kann natürlich nur mittels geologischer Studien erfolgen. Die Gliederung des inneralpinen und randlichen Jungtertiärs der Ostalpen bildet eine wesentliche Grundlage für weitere Deduktionen. Ohne hier auf die schwierige und in manchen Punkten noch einer Klärung bedürftige Frage der zeitlichen Gliederung des alpinen Jungtertiärs einzugehen, sei nur hervorgehoben, daß schon das Miozän allein einem Zeit-

¹⁾ Vor 2 Jahren habe ich in einer umfangreichen Studie „Über die Beziehungen zwischen Sedimentation, Tektonik und Morphologie in der jungtertiären Entwicklungsgeschichte der Ostalpen“ (Sitzungsberichte der Akad. d. Wissenschaften in Wien, Math. Naturw. Kl., Abt. I, 132. Bd., 9. und 10. Heft, 1923; Wien 1924, 87 Seiten) eine Zusammenfassung der jüngeren, ostalpinen Entwicklungsgeschichte veröffentlicht.

²⁾ Nach Abschluß dieser Studie sind zwei Studien von R. v. Klebelsberg über die jüngere Entwicklung der Ostalpen erschienen, die manche Berührungspunkte, aber auch einige Abweichungen von der hier vorgetragenen Auffassung enthalten. Ich gehe auf eine Diskussion der strittigen Fragen an anderer Stelle ein.

raum von gewaltiger Länge entspricht, während welcher in der Umrandung der Alpen, in einem breiten Saum, mehrere tausend Meter mächtige¹⁾ Sedimente in feinerer oder gröberer Molasse- und Schlier- ausbildung, auf sinkendem Boden zur Ablagerung gelangt sind. Auch das Pliozän entspricht, wie die festgestellte Mächtigkeit allein seines tieferen Teils (pontische Stufe) von etwa 800 m anzeigt, einer, auch geologisch gesprochen, langandauernden Epoche. Schon die Auftragung solch bedeutender Mächtigkeiten auf dem benachbarten Gebirge, von dem sie abstammen, zeigt, daß im Jungtertiär mit recht beträchtlichen Abtragungen in den Alpen zu rechnen ist, wenngleich jene gigantischen Ziffern, die bezüglich der Denudation von einigen Schweizer Forschern vertreten werden, wohl über das Ziel hinaus- schießen.

Angesichts dieser langen Dauer der Entwicklung kann es nicht wundernehmen, wenn sich innerhalb des Jungtertiärs mehrere tektonische Entwicklungsepochen und geographische Teilzyklen zu erkennen geben. In den schichtförmig, besonders dem Gebirgsrand angelegten Sedimenten sind uns die wichtigsten Dokumente für die Ent- rätselung der tektonischen Geschichte und für die Herausbildung der Formgestaltung erhalten.

Im folgenden sollen in wenigen Worten einige wichtige Schluß- folgerungen über die Ostalpenentwicklung, zu denen wir auf geo- logischem Wege gelangten, hervorgehoben werden.

Die pramiozäne-altmiozäne Gestaltung der Ostalpen²⁾.

Es kann die grundlegende Feststellung gemacht werden, daß zu Beginn des Miozäns die Ausdehnung der Ostalpen nach z w e i R i c h - t u n g e n h i n gegenüber der heutigen bedeutender gewesen ist:

1. War damals nicht nur das gegenwärtige inneralpine Wiener Becken und das viel ausgedehntere steirische Becken samt dem zwischengelegenen, kleineren Landseerbecken noch den altmiozänen Alpen einverleibt, sondern müssen auch beträchtliche Teile der süd- lichen keinen ungarischen Tiefebene — vielleicht die gesamte bis zum Bakonyerwalde — als ein breiter, östlicher Teil den vor-altmio- zänen Alpen noch orographisch zugehört haben.

2. War noch der Ostteil der venezianischen Ebene, die friaulische Senke, die erst im höheren Altmiozän (teilweise) überflutet wurde, Festlandsboden und ein Bestandteil des Gebirges, indem hier ein Aus- läufer der dinarischen Karstfalten den östlichen Südalpen vorlag.

Dagegen bestand schon im Alttertiär die a d r i a t i s c h e

¹⁾ Etwa 2000 bis 4000 m Mächtigkeit in Gebieten mehr oder minder kompletter Entwicklung der Schichtfolge. Am östlichen Südalpenrand wird die Mächtigkeit mit 2800 bis 3500 m angegeben. In Steiermark übersteigt die kombinierte Mächtigkeit der hier mehr nebeneinander entwickelten Niveaustufen 3000 m.

²⁾ Zum Verständnis des Folgenden ist es empfehlenswert, die alte geologische Übersichtskarte Österreich-Ungarns von F. v. Hauer (Ostalpenblätter) zu benutzen. Leider wird die neue, von der Geologischen Bundesanstalt seit fünf Jahren in Arbeit befindliche „Geologische Übersichtskarte Österreichs“ erst im Laufe des Sommers 1927 ausgeben werden können.

Wasserscheide (Kossmat) zwischen dem von Osten her bis in die Südalpen eindringenden pannonischen Meeresbereich einerseits und dem adriatischen andererseits.

Der Erweiterungs- und Abbröckelungsprozeß am Ostalpenbau.

Größere Randgebiete der Alpen, und zwar an ihrem Südsaum und zum Teil an ihrem Nordsaum, dann im Bereich der Savefalten, der östlichen Ausläufer der Südalpen, die alle heute als Mittelgebirgszüge dem alpinen Gebirgsstamm angegliedert sind, waren am Ende des Alttertiärs und im Miozän noch vom Meere (oder von Südwasserseen) bedeckter Senkungsgrund. Diese Randmulden, in denen sich mächtige jungtertiäre Schichtfolgen aufhäuferten, wurden erst schrittweise durch Faltung und Überschiebung dem Gebirge angegliedert. Hier hat also der Bereich der Ostalpen im Jungtertiär eine wesentliche Erweiterung erfahren.

Demgegenüber zeigt die breite östliche Abdachung der Alpen ein abweichendes Verhalten. Hier dominiert im großen und ganzen betrachtet die Senkung. Es ist ein randliches Abbröckeln vom Alpenkörper, das hier in großer Deutlichkeit am Ostrand der nördlichen Kalkalpen und der Zentralalpen in Erscheinung tritt und in einem sukzessiven Versinken des vielleicht noch im Alt-Miozän vorhandenen, gebirgigen Verbindungsstücks zwischen Ostalpen und Bakonyerwald zum Ausdruck kommt. Die Entstehung des inneralpinen Wiener Beckens, der kleinen Landseerbucht (in den Nordostsporn der Zentralalpen eingekeilt) und des ausgedehnten Grazer Beckens sind der sinnfällige Hinweis auf diese Vorgänge. Dazu kommen noch, speziell in den östlichen Zentralalpen, Einsenkungen innerhalb des Gebirges (ostkärntnerische Senke, Klagenfurter Becken, Senkungsfelder im Mur-Mürzgebiete), die uns anzeigen, daß hier die Tendenz zu einer, wenn auch noch mit Faltungen verknüpften Niederbiegung der Schollen bzw. zu einem geringeren Aufsteigen derselben (als das übrige Gebirge) im Jungtertiär vorherrschend war.

Das hier angedeutete Bild eines Abbröckelns am östlichen Alpenrande bedarf aber noch einer Ergänzung. Mit dem Fortschreiten dieses Vorganges im steirischen Becken geht eine allerdings nur sehr schwache Wiederaufwölbung der in den vorangehenden Phasen versunkenen und verschütteten Gebirgsteile und eine sekundäre Wiederangliederung an die Zentralalpen in Form eines schwach emporgehobenen Hügellandes vor sich. So schiebt sich im steirischen Becken¹⁾ eine Senkungsmulde und eine bedeutend schwächere, ihr nachfolgende Hebungszone, aus tertiären Schichten aufgebaut, vom Südwestteil desselben in nördlicher und nordöstlicher Richtung vor. Neue Teile der östlichen und nördlichen Randgebirge des steirischen Beckens versinken unter jungtertiäre, marine oder limnische Schichtbedeckung ab; eine nachrückende, schwache Wiederaufwölbung hebt, gegen Nordosten und Norden vorrückend, Teile der

¹⁾ A. Winkler „Untersuchungen zur Geol. usw. des steirischen Tertiärs“, Jahrb. d. Geol. R. A., Wien 1913. Vgl. auch „Der Ostrand der Zentralalpen in der Miozänzeit“, Geol. Rundschau 1926. H. 1, 3 und 4.

versenkten Zonen wieder schwach empor und gliedert sie so als zerschnittene Tertiärvorstufe den Zentralalpen an.

So versinkt, zum Teil erst im Altplozän, die östliche Mittelgebirgsschwelle der steirischen Bucht unter auflagernde, mächtige pontische Schichten, um sich im Jungpliozän wieder gegenüber der abwärts bewegten, angrenzenden, kleinen ungarischen Tiefebene schwach emporzuheben. So zeigt schließlich der Südteil des steirischen Beckens durch das Jungtertiär hindurch im großen und ganzen ein Fortschreiten der Niederbiegung und der ihr nachfolgenden Aufwölbung vom Westen über seine Mitte bis an den Rand der pannonischen Ebene (Steinamanger-Körmend) im Osten.

Ebenso sehen wir den Nordostsporn der Zentralalpen (östlich des Wechsels), der im Miozän gesenkt und mit fluvíatil-marinen Sedimenten überdeckt wurde, sich im Pliozän als randliches Mittelgebirge den Alpen wieder anfügen.

Diesen wellenartig fortschreitenden Bewegungstendenzen, wie wir sie am Ostrande der Zentralalpen beobachten, liegen offenbar Massenschiefungen in tieferen Niveaus zugrunde, über deren Wesen einmal vielleicht noch genaue Schweremessungen einen Aufschluß ergeben könnten¹⁾.

Das inneralpine Wiener Becken zeigt ein von der steirischen Bucht etwas abweichendes Verhalten. Hier blieb das mittelmiozäne Senkungsgebiet im wesentlichen als markante tektonische Depression bis in die Gegenwart erhalten. Hier haben vorwiegend an steilen Bruchlinien sich die Bewegungen vollzogen, deren noch recht bedeutende²⁾, jungpliozäne Nachläufer in ihrem Verlaufe eine enge Beziehung zu den vormediterranen Hauptverwerfungsrändern aufzeigen. Ein so bedeutendes Ausgreifen und zeitliches Verschieben der tektonischen Depression, bzw. ein Wechsel von Hebung und Senkung, wie wir ihn in Steiermark feststellen konnten, tritt im inneralpinen Wiener Becken nicht auffällig in Erscheinung.

Die Einzelphasen der jungtertiären tektonischen Bewegungen in den Ostalpen.

Diskordanzen innerhalb der jungtertiären Schichtfolge und das Erscheinen grobblöckiger abnormer Sedimente geben Anhaltspunkte für die Einzelakte der tektonischen Bewegungen.

H. Stille hat in zahlreichen Publikationen, zuletzt in seinem großangelegten Werke „Grundfragen der vergleichenden Tektonik“ (Gebr. Borntraeger, Berlin 1924) die Auffassung vertreten, daß im Laufe der Erdgeschichte in sehr scharfer Weise zwischen den auf ganz bestimmte Zeiträume beschränkten, orogenetischen Bewegungsphasen (Faltung und Bruchbildung) und den langandauernden, die Zwischenzeit umfassenden, epirogenetischen Epochen (mit kontinuierlicher Aufwölbung und Abbiegung) zu scheiden sei.

¹⁾ Auf Grund des allerdings noch sehr dürftigen Materials an Schweremessungen hat jüngst F. Kautzky (Sitz.-Berichte d. Ak. d. Wissensch. Wien 1923) einige geologische Schlüsse gezogen.

²⁾ Nach Petraschek würde der jungpliozäne „Leopoldsdorfer Bruch“ bei Wien eine Sprunghöhe von etwa 540 m ergeben!

Wenn ich auch diese Trennung auf Grund der alpinen Erfahrungen nicht ganz in der von Stille vorgeschlagenen Schärfe akzeptieren möchte, so glaube ich doch in Übereinstimmung mit diesem Forscher aus dem Entwicklungsbild des Alpenrandes einige akzentuierte tektonische Phasen herauslesen zu können, in denen sich die hauptsächlichsten Faltungs-, Hebungs- und Senkungsvorgänge vollzogen haben.

Die Oligozän-Miozänwende charakterisiert eine erste Gebirgsbildungsphase im Jungtertiär: Faltungen in den Savefalten, Senkungen mit Blockschuttanhäufung am Südwestrand des steirischen Beckens, Schichtlücke und vermutlich Bewegungen im Gebiet der oberbayerischen Molasse.

Eine zweite Gebirgsbildungsphase, der Stille nunmehr den Namen der „steirischen“ gegeben hat, fällt in den Zeitraum des mittleren Miozäns und besitzt anscheinend ihre stärkste Akzentuierung zu Beginn der zweiten Mediterranstufe. Der „Einbruch“, d. h. die Hauptphase der Einsenkung des inneralpiner Wiener Beckens, Faltung und Aufwölbung im südlichen, steirischen Becken und Senkung in dessen inneren Teilen, begleitet von der Anhäufung mächtiger Blockschutt-sedimente, durch Diskordanzen kenntliche Störungen in den inneralpiner Kohlenmulden, Faltungen in den Miozänschichten des außeralpiner Wiener Beckens und vielleicht auch in der oberbayerischen Molasse (grobe Blockschotterlager im höheren Miozän Oberbayerns!) und schließlich ein ganz allgemein am Ostfuß der Alpen auftretender Konglomerathorizont kennzeichnen diese Bewegungsepoche.

Eine dritte bedeutendere Gebirgsbildungsphase charakterisiert sodann das Miozänende, die Grenze gegen das Pliozän. Hier sind vor allem die nachsarmatischen, aber vorpliozänen Faltungen des Savegebiets, die schwache Auswirkung dieser Verbiegungen im südlichen steirischen Becken, die bedeutenden Einfaltungen des marinen, limnischen und fluviatilen (Blockschotter-) Miozäns in Ostkärnten, die Zerstückelung und Einklemmung der obersteirischen, das kohlenführende Süßwassertertiär überdeckenden Konglomeratbildungen, die antiklinale Aufwölbung und die Störungen am Nordostsporn der Zentralalpen, die große, postmiozäne Aufschiebung der oberbayerischen Oligozänmolasse über das Miozän, die Entstehung der hauptsächlichsten Randflexuren am Südalpenaume zwischen Tagliamento und Piave u. a. mehr einzureihen.

Eine vierte stärkere Bewegungsphase kann schließlich an der Wende von Alt- und Mittelpliozän angenommen werden. Sie äußert sich besonders in den nachpontischen Faltungen in den östlichen Savezügen (Ivansčiča, Ravnagora, Agramer Gebirge), in vulkanischen Erscheinungen und nachfolgenden Brüchen in Ost-Steiermark, in großen Bruchbewegungen im inneralpiner Wiener Becken, in größeren, vertikalen Schollenbewegungen im südalpin-dinarischen Grenzgebiet (im Hockkarst), in der Faltung der Belluneser Voralpen und in einer Weiterbildung des südalpiner Randbaus usw. Mit der Aufzählung dieser an vier Bewegungsphasen gebundenen, tektonischen Vorgänge ist sicherlich der Vorrat an Gebirgsstörungen noch nicht erschöpft. Die von mir genauer untersuchten tektonischen Verhältnisse des steirischen Beckens lassen erkennen, daß hier noch bis in die Gegenwart fort-

wirkende, muldenförmige Verbiegungen, die sich in vielen Fällen als die Weiterbildung pliozäner Aufwölbung und Faltung zu erkennen geben, zu konstatieren sind. Insbesondere läßt nach meinen neueren, eben veröffentlichten Feststellungen das Flußnetz im steirischen Becken an der Gestaltung seiner Talformen und an der einseitigen Anordnung seiner Terrassen und der dadurch bedingten Asymmetrie der Täler eine enge Abhängigkeit von offenbar noch fortwirkenden, tektonischen Bewegungen erkennen. Für letztere gewährt das innerhalb der lockeren, miozänen-pliozänen Sedimentdecke leicht seitlich bewegliche Flußsystem eine besonders günstige Abbildungsfähigkeit¹⁾.

Wenn wir aus der Höhenlage der jungtertiären Ablagerungen innerhalb der Ostalpen einen Schluß auf den Sinn der Bewegungen ziehen wollen, so können wir aus den oft in benachbarten Gebieten auftretenden, bedeutenden, tektonisch bedingten Niveauunterschieden schließen, daß sowohl aufwärts wie abwärts gerichtete Bewegungen zur Geltung gekommen waren. So zeigt das Miozän in den nördlichen Kalkalpen (Stoderzinken, 1700 m Seehöhe), an der südlichen Koralpe (bis über 1100 m) und in den nordöstlichen Alpenausläufern (an der Pretulalpe bei Kogl 1200 m Seehöhe, im Wechselgebiet bis über 900 m Seehöhe), also dort, wo es auf geschlossenen Gebirgsmassiven auftritt, das Erreichen bedeutender Seehöhen. Hingegen läßt es in den inneralpinen, morphologischen Depressionen zum Teil ein Hinabreichen bis nahe an den Meeresspiegel (ostkärntnerische Senke des Lavanttales, Miozänreste des Mürz- und Ennsgebietes) oder unter denselben (Knittelfelder Miozänbecken im Murtale) erkennen. Dieselbe tiefe Einbiegung der Felssohle, bedeutend unter das Niveau des Meeres, tritt in noch auffälligerer Weise in den Randsenken zutage. Bohrungen im Wiener Becken haben, bis 400 m unter den Meeresspiegel vorgetrieben, die Felssohle nicht erreicht. Auch im steirischen Becken liegt die Felssohle wohl vorherrschend unter dem Meeresniveau. Bohrungen (Ober-Hang bei Arnsfels) sind schon unter das Niveau des Meeresspiegels vorgedrungen.

Wir müssen also voraussetzen, daß die Hauptmasse der Ostalpen infolge der jüngeren Bewegungen eine namhafte Hebung erfahren hat, während die innerhalb des Gebirges gelegenen Depressionen, noch mehr aber die Randgebiete am Ostabfall des Gebirges, von Senkungen betroffen wurden oder aber bei der Aufhebung zurückgeblieben sind.

Die Anzeichen gleichsinniger, regionaler Verschiebungen der Erosionsbasis im Gefolge von regelmäßigen Niveauschwankungen der Meere in der Umrandung der Alpen.

Die ungeahnten Ergebnisse, die gerade die neueste Forschung über die Bedeutung der tektonischen Vorgänge in den Alpen, selbst noch in der Quartärzeit, zutage gefördert hat, indem sie den Einfluß junger horizontaler und vertikaler Eigenbewegungen der Erdkrinde einschätzen

¹⁾ In den „Abh. der Deutschen Geol. Gesellsch.“ 1926, ist von mir eine, mit einer Detailkarte versehene Studie über die jungen Talverschiebungen am Ostrande der Zentralalpen und ihre Abhängigkeit von der jüngsten Tektonik veröffentlicht worden.

lehrte, hat die Verfolgung regionaler Spiegelschwankungen der Meere, die sich unabhängig von der Tektonik vollziehen, sehr in den Hintergrund gerückt. In Übereinstimmung mit F. E. Sueß (Geol. Rundschau, XI, 1921) habe ich auf Grund vergleichender Untersuchungen im Tertiär des Ost- und Südalpenrandes darauf verwiesen, daß sich unbeschadet der eingreifenden, tektonischen Einflüsse in der Verbreitung der Sedimente und vor allem in ihrer Fazies doch auch noch der Einfluß allgemeiner Trans- und Regressionen zu erkennen gibt¹⁾. Wie es für die großen Trans- und Regressionsperioden in der Erdgeschichte schon mehrfach betont wurde, so scheinen auch in der jungen Alpenrandentwicklung die Zeiten geringerer tektonischer Aktivität den Transgressionen, jene größerer Aktivität (orogenetische Phasen Stilles) den Regressionen zu entsprechen. In dieser Beziehung kommt wohl die Einwirkung einer tieferen, beiden Vorgängen (Tektonik und regionalen Spiegelschwankungen) gemeinsam zugrunde liegenden Ursache zum Ausdruck.

Daß in dem Auftreten der Regressionen nicht einfach der Effekt örtlicher, tektonischer Vorgänge zur Auswirkung gelangte, scheint sich mir daraus zu ergeben, daß die Anzeichen gleichsinniger Verschiebungen der Erosionsbasis in analoger Weise in Hebungs- und Senkungsräumen in Erscheinung treten; daß sie von regionaler Ausbreitung sind und daß sie sich somit durch ihre Gleichartigkeit zu der oft zäh festgehaltenen tektonischen Entwicklungstendenz der Einzelgebiete in Widerspruch stellen.

Der Eintritt einer Trans- oder Regression der Küstengewässer zieht naturgemäß für das angrenzende Gebirge morphologische Folgen nach sich. In den Zeiten der Transgressionen wird infolge der damit verbündenen Hebung der Erosionsbasis die Ausbildung randlicher oder tiefer eingreifender Verebnungen gefördert werden, deren Zerschneidung durch den Eintritt einer Regression bewirkt werden kann. Diese regionalen Spiegelschwankungen kombinieren sich in aller erdenklichen Weise mit tektonischen Vorgängen, welche letztere häufig den Einfluß der ersteren mehr oder minder zu verwischen vermögen.

Ausgesprochenen Zeiten jungtertiärer Regressionen entsprachen die Oligo-Miozänwende, weiter eine Zeitphase des mittleren Miozäns, dann die Miozän-Pliozängrenze und schließlich das höhere Pliozän. Dazwischen liegen deutliche Transgressionen im älteren Miozän (bzw. älteren Mittelmiozän) und im Altpliozän (Pontische Stufe) vor. Die Regression an der Oligozän-Miozänwende zeigte im Oberoligozän die Zentral- und nördlichen Kalkalpen an ihrem Ostfuße vollkommen trockengelegt, während sich in den östlichen Südalpen (Savefalten) und am Nord- und Südsaum der Ostalpen teilweise Süß- und Brackwasserseen als Rest des zurücktretenden Oligozänmeeres erhielten. Im älteren Miozän folgt eine auffällige, anscheinend allmählich um sich greifende²⁾ Transgression nach, die die Entstehung mächtiger Schlier-

1) Jüngst ist H. P. Cornelius (Geol. Rundschau Bd. XV, H. 4—5, 1925) bezüglich der alpinen Trias zu dem Resultate gelangt, daß den Strandverschiebungen besonders eustatische, regionale Spiegelschwankungen der Meere zugrunde liegen.

2) Am Ostfuße der Zentralalpen und am Südalpenfuß ist das allmähliche Vordringen der Transgression sichergestellt.

sedimente oder mariner Molassebildungen am Nordost- und Südsaum der Ostalpen zur Folge hatte (Burdigalische Molasse Oberbayerns, Schlier der Alpenvorländer, Steirischer Schlier, Mariner Mergel der Savefalten, Helvetische Schlierschichten von Friaul usw.).

Fast überall liegt das marine Miozän über älterem Grundgebirge oder über oligozänen Süßwasserschichten.

Die Regression des Obermiozäns, die sich schon in der sarmatischen Stufe andeutet, prägt sich besonders am Ost- und Südalpenrande aus. Einschaltungen reiner Süßwasserschichten am Südalpensaum (obermiozäne Konglomerate), Einlagerungen von Süßwasserschichten mit lokalen Erosionen im obersten Sarmat des Ostalpenrandes und die Ausarbeitung vorpontischer Täler kennzeichnen diese Phase, die einer ausgesprochenen Senkung der Strandlinien entspricht (E. Sueß, Hörnes, Winkler).

Die Zeit des Altplozäns zeigt deutlich das Einsetzen einer neuerlichen Transgression, die in der von Gignoux im Mittelmeergebiet allgemein festgestellten Überflutung des altplozänen Piacenzameeres¹⁾, am östlichen Alpenrande, in der analogen Spiegelerrhöhung des pontischen Sees zum Ausdruck kommt. (Transgression des Piacenzameeres bei Cornuda und Salo in Venetien, pontische Transgression in den Savefalten, am Nordsaum des steirischen Beckens, an dem Nordostsporn der Zentralalpen, im Wiener Becken.)

Hatte die Regressionsphase im mittleren Miozän das Verschwinden des Meeres aus dem nördlichen Alpenvorlande zur Folge gehabt, so bedeutet jene des höheren Plozäns eine vollständige Trockenlegung auch des östlichen und südlichen Ostalpenfußes und eine starke Zerschneidung nicht nur des alpinen, altplozänen Reliefs, sondern auch zum Teil der östlichen und nördlichen, randlichen Senkungsfelder. So erscheint selbst die kleine, ungarische Tiefebene, die nachweislich sehr junge, jungplozäne und quartäre Senkungen erfahren hat, morphologisch betrachtet — wenigstens in ihrem Südteil —, als ein z. T. mit jungplozänem oder diluvialem Schotter ausgekleidetes, niedergebogenes Ausräumungsfeld. Es ist klar, daß in einem tektonisch so beweglichen Gebiete, wie es die Ostalpen im Jungtertiär darstellen, regionale Trans- und Regressionen nicht rein zur Geltung kommen konnten, sondern daß sie durch — örtlichen oder auch regionalen Impulsen folgende — tektonische Bewegungen beeinflußt und oft verwischt werden mußten. Ihre Erkenntnis ist daher, unbeschadet der Notwendigkeit einer Zugrundelegung reichlicheren Beobachtungsmaterials nicht so sehr das Ergebnis lokaler Untersuchungen, als einer allgemeinen Betrachtung des alpinen Randtertiärs und jenes der angrenzenden Erdräume²⁾.

¹⁾ Nach Schaffer, Loczy u. a. gehört die pontische Stufe in das Altplozän; nach Schaffer und Gignoux desgleichen die am Südalpensaum verbreiteten, marinen Plozänbildungen (Piacenza und Astifacies). Derselben Parallelisierung pflichtet Stefani bei. Stille führt eine abweichende Parallelisierung durch, der ich nicht zustimme, worauf ich an anderem Orte zurückkommen werde.

²⁾ Es soll hier nicht weiter untersucht werden, ob die herangezogenen regionalen Strandverschiebungen auf eustatische Meeresbewegungen, auf weiträumige Krustenbewegungen oder auf eine Kombination beider zurückgehen.

Die Grundzüge in der jungtertiären, tektonischen Entwicklung der Ostalpen.

Es wurde schon mehrfach die Ansicht vertreten, daß in der jungtertiären, miozänen Tektonik der Ostalpen die Hauptstrukturphase auch für die östliche Alpenhälfte zu erblicken sei. Gegenwärtig kann diese Auffassung wohl als überwunden gelten, wenngleich noch gelegentlich diesbezügliche Auffassungen geltend gemacht werden. Vor etlichen Jahren haben A. Penck und E. Brückner, von allgemeinen Gesichtspunkten ausgehend, die Unabhängigkeit der jungen Bewegungen in den Alpen von den älteren, grundlegenden Gebirgsstrukturen hervorgehoben. Ich habe in der schon mehrfach zitierten Akademie-Studie ebenfalls auf die Verschiedenheit der alpinen Jungbewegungen von dem älteren tektonischen Bau verwiesen, deren Wirksamkeit, speziell in pliozäner Zeit, am Ost- und Südalpensaum im einzelnen verfolgt wurde. Der Ostrand der Alpen bietet in dieser Hinsicht klare Belege. Flyschzone, Kalkalpen, Grauwackenzone und Teile der Zentralalpen versinken am Rande des inneralpinen Wiener Beckens unter dem auflagernden Jungtertiär, indem ihre älteren Strukturen von den übergreifenden, jungen Ablagerungen überschritten werden. Dergleichen zeigt das steirische Becken das völlig diskordante Übergreifen des Miozäns über die Bewegungsbahnen des älteren Gebirges und über dessen verschiedene archaische, paläozoische und mesozoische Formationen.

In anderen Teilen der Ostalpen besteht allerdings wieder eine engere Beziehung zwischen der jungtertiären und der älteren Tektonik, die sich in gleichsinniger Angliederung miozäner Gebirgszonen an den älteren Gebirgsstamm ausprägt (miozäne Molasse des Südalpensausms, weniger ausgesprochen jene des Nordalpenrandes).

Im Verlaufe des Jungtertiärs nimmt der tangentielle Zusammenschub in den Ostalpen mehr und mehr ab¹⁾, beschränkt sich auf die südliche und nördliche Außenzone des Gebirges und auf einzelne innerhalb desselben gelegene Streifen (speziell auf die östlichen Ausläufer der Südalpen, die Savefalten). So gewinnt im Pliozän die vertikale Aufwölbungstendenz immer mehr Bedeutung. „Nicht die an tektonischem Kraftaufwand so überragenden Schub- und Faltenbewegungen der Oberkreide, des Alttertiärs und Miozäns sind es gewesen, welche die stolze, ihre Umgebung so bedeutend übertreffende Überhöhung der Ostalpen geschaffen haben, sondern die nachfolgenden, mit dem Abflauen von Schub und Faltung parallel laufenden, überwiegend vertikalen Schwellungen“ (Winkler, Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien 1924, S. 382).

¹⁾ Zur Kennzeichnung meines Standpunktes sei hier darauf hingewiesen, daß ich die Ansicht O. Ampferers von einer nachmiozänen (höhermiozänen), weitgehenden Aufschiebung der „Kaisergebirgsdecke“ auf das Inntaler Tertiär auf Grund örtlicher Begehungen nicht teilen kann. Ebenso kann ich der Ansicht K. Bodens von einer spätmiozänen, großen Deckenbewegung am bayerischen Alpenrande nicht beipflichten. (Siehe Centralblatt f. Min. usw., Jahrg. 1926, Abt. B, Nr. 4.) Ich gehe auf diese Fragen an anderer Stelle näher ein. Einen meiner Auffassung ganz entsprechenden Standpunkt hat H. Richter in einem Vortrage „Molasse und Alpen“ auf der Hauptversammlung der D. Geol. Ges. in Stuttgart (Anz. 1926) vertreten.

Je mehr man sich den Westalpen nähert, desto mehr gewinnen anscheinend miozäne und nachmiozäne, jugendliche Fall- und Schubbewegungen Einfluß, die schließlich zu jenem großzügigen, jungen Überschiebungsbau hinüberführen, welcher in dem randlichen Aufschub der Alpen über die Molasse zum Ausdruck kommt. Aber es ist andererseits bezeichnend, daß sich nunmehr auch in der Schweiz die Anzeichen dafür mehren, daß die Anlage des westalpinen Überschiebungsbaues schon in ältere Zeiten zurückgeht.

Die geomorphologische Forschungsmethode und ihre Beziehungen zur Geologie.

Alle vorerwähnten Schlußfolgerungen über die Entwicklungsgeschichte der Ostalpen sind auf gesicherter geologischer Grundlage gewonnen worden. Die geomorphologischen Forschungen bilden eine wertvolle Ergänzung der geologischen Resultate. Eine klare übersichtliche Darstellung der hauptsächlichsten geomorphologischen Ergebnisse über die Ostalpen und eine Darlegung der Methoden, mit welchen dieser Wissenszweig arbeitet, enthält A. Pencks¹⁾ Vortrag am Naturforschertag zu Innsbruck und N. Lichteneckers²⁾ Aufsatz, beide vor kurzem in den „Naturwissenschaften“ erschienen. Es erübrigt hier, die verbindende Brücke zwischen geologischen und morphologischen Resultaten herzustellen.

Hier sollen nun genauere Anhaltspunkte für das Alter des alpinen Formenschatzes am östlichen Alpenrande gegeben werden. Ich gehe hier von dem Gebiet der Koralpe in Südweststeiermark aus, das zwar in den Ostalpen eine stark randliche Lage einnimmt, welches aber für die Lösung der Altersfrage besonders geeignet erscheint. Denn hier liegt eine komplette miozäne Schichtfolge vor, die am Rande und in den Winkeln eines bis über 2100 m hohen Gebirges hoch hinansteigt und dabei nur von geringeren Störungen betroffen erscheint.

An der Koralpe konnte hauptsächlich aus der Sedimententwicklung nachstehender morphologischer Werdegang des Gebirges ermittelt werden:

Das basale Miozän, das aus groben, mächtigen Wildbachschuttmassen besteht, zeigt, daß am Ausgang des Alttertiärs an der Koralpe ein sehr akzentuiertes, von steilen Rinnen und Schluchten durchschnittenen Mittelgebirgsrelief vorliegen mußte, dessen Entstehung vermutlich auf tektonische Vorgänge zurückgeht.

Im Verlaufe des Altmiozäns läßt sich an dem allmählichen Feinerwerden der Sedimente, die von den blockführenden Basiskonglomeraten zu größeren fluviatilen Schottern und Sanden und dann zu kohlenführenden Sanden und Tonen der höheren Eibiswalderschichten hinüberführen, offenbar die fortschreitende Abtragung der Randgebirge und deren zunehmende Verebnung erkennen. Auch räumlich greift der feinere Schuttmantel des höheren Altmiozäns weiter am Gebirge aus. Der Alpenrand in Südweststeiermark befand sich also damals in absteigender morphologischer Entwicklung, die vermutlich

¹⁾ Das Antlitz der Alpen, Die Naturwissenschaften, Jg. 1924, H. 47.

²⁾ Loc. cit. Jg. 1925, H. 35.

bis zur Ausbildung einer Art Rumpfebene geführt hat; deren Ausgestaltung am Ende des Altmiozäns (obere Eibiswalderschichten) anzusetzen sein dürfte.

Nun folgt das Übergreifen des südsteirischen Schliermeeres, zum Teil bis an den Gebirgsrand heran. Da sich speziell an der Basis des Schlier (am Possruckgebirge) ein mächtigerer Zug mittelkörniger Konglomerate einschaltet („Arnfelder“ Konglomerate des karinthischen Schuttkegels), so kann vermutet werden, daß danach, durch schwache Gebirgsbewegungen eingeleitet, ein neuer geographischer Zyklus in den Randgebirgen eingesetzt hatte, der wohl zunächst nur zur Entstehung eines niederen Mittelreliefs geführt hatte.

Welches Alter kommt der Korhochfläche zu?

Die Höhe der Koralpe wird nach den Untersuchungen von Heritsch, Aigner, Sölch und den eigenen von einer an 2000 m hoch gelegenen Flachlandschaft eingenommen, die als Rest einer später hochgehobenen, tertiären Landoberfläche anzusehen ist.

Ihrer Ausbildungsform und wahrscheinlich auch ihrer Entstehungszeit nach ist sie dem niederen Mittelrelief (Flachrelief) der nördlichen Kalkalpen gleichzustellen. Jedenfalls ist der Entwicklungsgang, der zur Ausbildung von Raxlandschaft (nördliche Kalkalpen) und Korhochfläche (Koralpe) geführt hat, ein analoger gewesen.

Die große Mächtigkeit des Altmiozäns (über 2000 m) am Gebirgsfuß der Koralpe läßt die Annahme, daß hier eine oligozäne oder auch ältestmiozäne Landoberfläche vorliegt, unmöglich erscheinen. Würde doch der Auftrag der miozänen (und jüngeren) Abtragsprodukte auf das Gebirge dessen Kammhöhe überragen. Im jüngeren Mittelmiozän (2. Mediterranstufe und Basisbildungen) können wir andererseits einen gewaltigen Transport mächtiger Schuttmassen grober Beschaffenheit von der Koralpe in das südweststeirische Becken hinein feststellen. Die Zeit dieser mittelmiozänen, gesteigerten Gerölltransporte kann zeitlich mit einer Phase schwacher Reliefumformung ebensowenig zusammenfallen, wie die schuttreiche Epoche des ältesten Miozäns. Nicht die Ausbildung der Korhochfläche, wohl aber deren Zerstörung und Zerschneidung kann in die zweite Mediterranstufe hineinverlegt werden. Wahrscheinlich fällt die Zeit der „Korhochflächenbildung“ mit der Ablagerung des (höheren) Schliers oder der obersten Eibiswalderschichten in Südsteiermark zusammen¹⁾. Hierfür sprechen die Faziesverhältnisse dieser Phase (feine Mergelsedimente), — während weder im tieferen Altmiozän noch im Jungmediterran (Blockschotter) flächenhafte Abtragung (Einebnung) vorausgesetzt werden kann —; andererseits stratigraphisch-morphologische Gründe, welche es nahelegen, daß die Korhochfläche als beträchtlich älter als die pontisch-altpliozäne Fußebene und die jungmediterrane Geröllverschüttung anzusetzen ist. Daher erfolgt hier die

¹⁾ A. Aigner ist in seiner umfangreichen Studie (Die geomorphologischen Probleme am Ostrande der Alpen, Zeitschr. f. Geomorph., Bd. I 1926) zu einer etwas abweichenden Altersdeutung gelangt, gegen die ich in derselben Zeitschrift (Bd. II, 1926) Stellung genommen habe.

zeitliche Einordnung des Korhochflächensystems in die Zeit am Ende der Süßwasserepoche oder des Übergreifen des steirischen Schliermeeres, also etwa an den Beginn des mittleren Miozäns. (Näheres Geol. Rundschau 1926, H. 1.)

Ich habe auf diese Frage etwas eingehender Bezug genommen, da ich glaube, daß erst durch diese von mir in letzter Zeit gewonnenen Ergebnisse ein besserer Anhaltspunkt für die Deutung der hochgelegenen Flächenelemente in unseren östlichen Zentralalpen gewonnen erscheint. Wahrscheinlich wird sich diese Altersdeutung auch auf die Abtragslandschaften der nördlichen Kalkalpen übertragen lassen, welchen somit vermutlich gleichfalls ein mittelmiozänes Alter zuzuschreiben sein dürfte.

Ich verrete die Auffassung, daß auch die ausgedehnten, kohlenführenden Süßwasserabsätze in den östlichen Zentralalpen (Mur-Mürzgebiet usw.) im großen und ganzen in derselben Zeitphase entstanden sind. Die Entstehung der flachen Wannen, in denen, im Gefolge langdauernder, langsamer tektonischer Einsenkung, mächtige Süßwasserschichten aufgehäuft wurden, scheint mir gut zu jenen sanften, tektonischen Aufwölbungen zu passen, die in den nördlichen Kalkalpen zur Herausbildung eines Flach- oder Mittelreliefs (Raxlandschaft) geführt haben. Schon im Jahre 1914 (Mitt. d. Geol. Ges., Wien) habe ich die enge Beziehung zwischen kalkalpinen Landschaftsformen und miozänen Süßwasserbildungen vertreten.

Wie D. Bädeker, W. Schmidt, E. Spengler u. a. hervorhoben, muß die Ausbildung der ausgedehnten, zentralalpiner Süßwasserbecken („Bolsone“, wie sie A. Penck bezeichnet), jünger sein als das Netz der einst von den Zentralalpen gegen Norden hin über die Kalkalpen gerichteten Entwässerung, von welcher uns die Augensteingerölle Zeugnis ablegen. Denn jene einwalmenden Bewegungen, die zur Entstehung der kohleführenden Ablagerungen geführt haben, müßten naturgemäß die alten Stränge nord-südlicher Flußverbindungen zerschnitten und in den Randteilen der südlichen Kalkalpen sogar eine gegen die Zentralalpen gerichtete Entwässerung bedingt haben.

Es wurde viel darüber diskutiert, ob die Augensteinschotter tatsächlich zentralalpiner Herkunft sind, und auch die diesbezügliche Ansicht Götzingers bestritten, meiner Ansicht nach zu Unrecht. Denn eine Herleitung der Augensteine aus zerstörten Gosauschichten entspricht weder der Größe des Phänomens (Augensteinfelder von Osttirol bis zum Wiener Becken!) noch der Zusammensetzung der Gerölle, die von der durch reichliche Einstreuung exotischer Gerölle ausgezeichneten Gosareste wesentlich abweicht. Letztere (Porphyre usw.) hätten sich als widerstandsfähige Gerölle in den Augensteinfeldern anreichern sollen, was nicht der Fall ist.

Eine Begehung des Miozänrestes am Stoderzinken, gemeinsam mit Professor E. Spengler, sowie des nahe gelegenen Ennstaler Tertiärs (Stainach, Radstadt) und des Dachsteinplateaus haben mich in dieser Auffassung bestärkt. Was hier am Stoderzinken, schon innerhalb der nördlichen Kalkalpen, durch starke, jüngere Bewegungen in 1700 m Seehöhe in das Grundgebirge eingefaltet erscheint, entspricht seiner petrographischen Beschaffenheit nach einem miozänen oder oberoligo-

zänen Molasseresest, der aus einem Wechsel kohleführender Tone, Sande und feinkörniger Konglomerate besteht.

Die Gerölle dieser Konglomerate stimmen, wie dies bezüglich der Stainacher Vorkommnisse schon Geyer hervorgehoben hat, vollkommen mit den Augensteinen überein. Am Südgehänge des Stoderzinkens, an dem kein Miozän lagert, fand ich typische Augensteine in einer Kalkkluft — offenbar in einem von der Erosion angeschnittenen Dolinenboden —, die hier also auch das für Augensteine charakteristische Auftreten besitzen. Bei diesen, kaum 1 km von dem ähnliche, feinkörnige Geröllagen enthaltenden Miozänrest entfernten Augensteinen, erscheint mir die Ableitung aus der zerstörten Molassedecke unabweisbar.

Ich glaube, daß die natürlichste Lösung des Augensteinproblems darin zu suchen ist, daß die Augensteine tatsächlich den letzten Rest einer einst mehr oder mindereinheitlichen, jetzt abgetragenen Schichtdecke darstellen und nicht Bildungen in einzelnen schmalen Flußrinnen entsprechen. Das Alter der Bedeckung ist als ein altmiozänes oder oberoligozänes anzusehen. In den eingefalteten Miozänresten von Radstatt, Stoderzinken, Stainach usw. liegen noch zusammenhängende Reste dieser Schichten vor.

Dieser meiner Auffassung zufolge wären große Teile unserer nördlichen Kalkalpen unter einer mehr oder minder mächtigen Molasse begraben gewesen, aus welcher freilich größere Gebiete als Hügelwellen aufgeragt haben dürften. Bei sonst nahezu vollständiger Abtragung der Schichtbedeckung blieben einzelne in die Spalten und Dolinen der kalkalpinen Tafel, der sie auflagen, eingesackte, widerstandsfähige (der Lösung widerstehende) Gerölle in weiter Verbreitung erhalten. Die Sachlage liegt hier ganz analog jener, die ich bei meinen „Morphologischen Studien im mittleren Isonzo und unteren Idricagebiet“ (Jahrb. d. Geol. Staatsamt 1923) bezüglich der altpliozänen Augenstein-Schotterdecke im Ternowaner Wald feststellen konnte. — Ich stimme also ebenso wie Lichtenecker der Auffassung W. Schmidts bei, wonach die morphologische Ausgangsform, aus der dies Flach- und Mittelrelief der nordalpinen Landschaften heraus modelliert wurde, ein noch flacheres Relief gewesen ist. Es wird aber von mir als eine zum guten Teil mit Molassesedimenten überzogene Akkumulationsfläche aufgefaßt¹⁾.

Einen markanten, meist zu wenig gewürdigten Zeitabschnitt in der morphologischen Alpengeschichte bildet das Altpliozän: Im Wiener Becken hat Hassinger, im steirischen Becken Aigner und ich, im südalpin-dinarischen Grenzgebiet Kossmat und ich, in den Südalpen Stefanini dessen morphologische Bedeutung gewürdigt. Einen morphologischen Überblick habe ich in der zitierten Akademiestudie (Sitzb. 1924) gegeben.

Am Ost- und Südrand der Ostalpen tritt teils in weiter Ausbrei-

¹⁾ Ohne daß natürlich eine vollkommene Überdeckung der Kalkalpen mit „Molasse“ voraussetzen wäre. Dort aber, wo Augensteinfelder vorliegen, wird eine solche anzunehmen sein. Beweise für letzteres ergaben besonders seine Begehungen im Dachsteingebiet im Jahre 1926.

tung, teils in Form einer randlich entwickelten, in Terrassen in das Innere des Gebirges eingreifenden Fußebene, teils in Form ausgeprägter Hochflächen dieses morphologische System auf. Es erweist sich aus verschiedenen Momenten — speziell durch seine Verknüpfung mit den feinkörnigen, altploziänen marinen (Piacenzatonen) und limnischen (pontischen Congerienstegeln) Sedimenten — als altploziän. Es ist das Leitelement unter den jüngeren Formen des Alpenrandes, das sich meiner Meinung nach von der Etschbucht in Südtirol bis in das süd-alpin-dinarische Grenzgebiet im Hochkarst, wo es seine prächtigste Entwicklung aufweist, und von hier bis an die Savefalten heran verfolgen läßt. Nördlich der letzteren, bzw. aus deren Nordteil, läßt es sich in der steirischen Bucht, dort als randliches, markantes Niveau entwickelt, und über dem Nordostsporn der Zentralalpen, wo es deutliche flächenhafte Entwicklung annimmt, im Wiener Becken feststellen.

Zur Zeit der Ausbildung des altploziänen Niveaus erhoben sich die Ostalpen in ihren inneren Teilen als ein höheres, in den Randteilen als ein niedriges Mittelgebirge oder Hügelland über den Spiegel des pontischen Sees bzw. der Adria. Die Zerstörung des altploziänen Reliefs ist im Mittel-, Oberpliozän und Quartär unter dem Einfluß tektonischer Aufwölbung, örtlich auch bruchförmiger Aufwärtsbewegung und Faltung, sowie unter der Einwirkung einer regionalen Senkung der Erosionsbasis mit mehrfachen Unterbrechungen bzw. Verzögerungen vor sich gegangen. Die heutigen Alpentäler mit ihren quartären und präquartären Gesimsen sind das Erzeugnis dieses letzten großen Aktes in der morphologischen Alpenentwicklung.

Die ausgedehnte Verbreitung miozäner und pliozäner Flachlandschaften und Mittelreliefs, die heute in ihren Flanken von vordringenden Steilrändern bedrängt und aufgezehrt werden, führt naturgemäß zur Frage, unter welchen geologischen Bedingungen ihre Entstehung vor sich gegangen ist. Bis vor kurzem pflegte man stillschweigend vorauszusetzen, daß Flachreliefs nur in Zeiten vollkommener tektonischer Ruhe zustande kommen könnten. W. Penck hat unter ausführlicher Begründung die Auffassung vertreten, daß mit einer Gleichzeitigkeit von Abtragung einerseits und von tektonischer Aufwölbung andererseits zu rechnen ist. So wurde erläutert, daß der Primärrumpf — dem von Sölch aufgestellten Begriff des Trugrumpfs entsprechend —, im Anfang jedes neuen geologisch-tektonischen Zyklus erwartet werden müsse. Lehmann hat, ähnlichen Gedankengängen folgend, die flächenhafte Tieferlegung von Talterrassen begründet. Damit war eine neue Grundlage geschaffen. Nach W. Penck würde sich bekanntlich die aufsteigende (aufgefaltete) Scholle im Anfangsstadium tektonischer Aufwölbung mit einem Primärrumpf überziehen, um bei zunehmender und einem Höhepunkt zustrebender Bewegungsintensität in „aufsteigender Entwicklung“ die verschiedenen Stadien des Davisschen Erosionszyklus in umgekehrter Folge zu durchlaufen. Bei allmählichem Abflauen der Bewegungsintensität würde das Gebirge in „absteigender morphologischer Entwicklung“ eventuell bis zur Endrumpffläche der Abtragung unterliegen.

Ich habe an dem Beispiel der Savefalten und an jenem des östlichen Südalpenrandes zu erweisen getrachtet, daß hier die Faltung an

der Miozän-Pliozänwende und die Abtragung der Randteile zu einer Flachlandschaft zeitlich eng aneinanderschlossen bzw. einander parallel liefen.

Insbesondere läßt sich in dem Südsaum der Savefalten, wo im Raum von Steinbrück über das gefaltete Miozän übergreifende, flachwellige Landschaftsformen hervortreten, feststellen, daß hier die nachsarmatische Faltung und die altpontische Abtragung (zu einem Flachrelief) eng miteinander verknüpft waren. Hier und in ähnlichen Fällen wurde wohl die mit dem Beginn der Faltungen eingeleitete, aufsteigende Reliefentwicklung bald und ohne erst eine tiefergreifende Zerschneidung des Gebirges herbeigeführt zu haben, beim Erlahmen der gebirgsbewegenden Kräfte, von einer absteigenden Entwicklung abgelöst. Daher konnte es geschehen, daß schon in einer Zeit, die sich an die Faltung eng anschloß, ein Flachrelief zur Ausbildung kommen konnte, das in den Randgebieten der Savefalten in größeren Flächenresten erhalten ist. Jedenfalls würde die weitgehendere Annahme, daß hier eine Einrumpfung eines zuerst hochaufgefalteten Gebirges eingetreten ist, größere Schwierigkeiten in sich bergen, als die Voraussetzung eines teilweisen Schritthaltes von tektonischer Aufwölbung und flächenhafter Abtragung.

Diese und andere Beispiele sind ein Hinweis auf das allmähliche und schrittweise, wenn auch in bestimmten Phasen besonders stark einsetzende Wirken der tektonischen Kräfte. Schon unter dieser Annahme erscheint das Auftreten eines flachen Abtragreliefs in Faltenzonen in den Zeiten, die sich unmittelbar an eine stärkere Gebirgsbildung anschließen, leichter zu verstehen.

Für die Herausbildung des alt- bzw. mittelmiozänen Flachreliefs der Alpen, ebenso wie für jene der altplioziänen „Flußebene“ des Gebirges scheint mir aber noch ein anderer Vorgang als wesentlicher, begünstigender Faktor hinzugetreten zu sein. Es ist dies die Einwirkung einer hochgelegenen Erosionsbasis, wie sie durch den höheralt-mittelmiozänen Hochstand des Meeres bzw. durch die altplioziäne Transgression bewirkt wurde.

Ich halte es für wahrscheinlich, daß das in der Alpenumrandung häufig erkennbare scharfe Einsetzen der Tiefenerosion nach einer Phase vorherrschend flächenhafter Abtragung — also die unvermittelte Einschaltung eines jüngeren Erosionsreliefs in ältere Plateauflächen — auf die Einwirkungen regionaler Verschiebungen der Erosionsbasis an dem bewegten Alpenkörper zurückzuführen ist. Während beim Ansteigen der Transgression an einem aufsteigenden Gebirge die tektonische Aufwölbung und die Strandlinienverschiebung sich in bezug auf ihre Einwirkung auf die Erosionsbasis örtlich teilweise kompensierten oder aber sich jedenfalls gegenseitig in ihren Effekten abschwächten, mußte sich bei einer regionalen Regression — aus dem kombinierten Einfluß der aufwärts gerichteten tektonischen Bewegung und der sinkenden Strandlinie — ein verstärktes Absinken der Erosionsbasis geltend machen.

Wenn, wie hier angedeutet wurde, aus tieferliegenden Ursachen die Zeiten der Haupttransgressionen mit den Zeiten abgeschwächter Gebirgsbildung, jene der großen Regressionen mit den Phasen der

Haupt-Orogenese zusammenfallen, so mußten in den erstgenannten Perioden Tektonik und regionale Spiegelschwankungen (Transgressionen) der Entstehung flächenhafter Reliefformung gemeinsam zustreben.

Es ist schon vielfach hervorgehoben worden, daß sich im morphologischen Antlitz der Ostalpen die älteren Gebirgsstrukturen nicht oder nur in sehr verschleierter Weise ausprägen. Die großen Schubflächen der Kreide- und Alttertiärzeit werden von den Oberflächen der Plateaugebiete überschritten. Nirgends ist diese merkwürdige Erscheinung in so großartiger Weise erkennbar wie in den östlichen Südalpen, speziell in dem Grenzgebiete zwischen Südalpen und dem dinarischen Gebirge, wo eine ausgedehnte, altpliozäne Landoberfläche den Faltungs- und Schuppenbau ungestört übergreift. Hier spiegelt sich die Tektonik in der Morphologie des Gebirges nicht wider.

Dennoch gibt es in den Ostalpen Ausnahmen von dieser Regel. Es gibt Räume, in denen sich der tektonische Bau und die Oberflächenform noch vollkommen decken.

Ein solcher Fall scheint mir in der pliozänen Antiklinale der Belluneser Voralpen am Piave vorzuliegen, wo sich tektonischer Bau und Oberflächenform entsprechen. Ein viel großartigeres Beispiel bilden die mittleren und östlichen Savefalten; am ausgeprägtesten in den kroatischen Zügen der Ivansčiča.—Rudenza, im Agramer und Kolnikergebirge. Prüfen wir hier die geologischen Verhältnisse, so zeigt es sich, daß es gerade jene Zonen sind, an denen noch junge und jüngste Faltungen eingetreten sind, die auch noch die Schichten des Altpliozän (pontische Stufe) in einen tiefgreifenden Faltenbau einbezogen haben.

Hier haben die Faltenbewegungen des jüngeren Pliozäns, die morphologischen Kräfte, die zum letztenmal noch im unteren Pliozän, im größeren Stile, randlich flächenhafte Abtragungen (Flachreliefs und niedere Mittelreliefs) am Ostalpenrand geschaffen hatten, überwältigt. Diese jüngeren Faltenwellen erheben sich in vollkommener Harmonie ihres geologischen Baus und ihrer Oberflächenform als schroff emporgefaltete Antiklinen, über ihre synklinal eingemuldeten Umgebung. Meiner Auffassung nach haben hier junge (jungpliozäne) Faltungen und eine gleichzeitige, regionale Senkung der Erosionsbasis das Emporwachsen der sich bildenden tektonischen Formen und ihre orographische Behauptung gegenüber den angreifenden Erosionskräften bewirkt.

Eine nicht so übersichtliche, dafür aber vielleicht noch interessantere Abhängigkeit der Oberflächenform von der Gebirgstektonik habe ich aus den Julischen Alpen namhaft gemacht. („Bau der östlichen Südalpen“, Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 1922, S. 107.) Hier haben jungtektonische Zusammenpressung und Schubbewegung entlang junger Störungszonen die alte Oberfläche vernichtet¹⁾

In diesen und in anderen Fällen liegen ausgezeichnete Beispiele für das Ineinandergreifen tektonischer und morphologischer Kräfte,

¹⁾ Der steile Gefällsbruch der Koritnica in der Flitscher Klause gerade an dieser Stelle deutet die Fortdauer dieser Bewegung bis in jüngste Zeiten an.

ihrer gegenseitigen Beeinflussung und des Überwiegens bald des einen oder bald des anderen Faktors vor, die die Möglichkeit bieten, neue Aufschlüsse über die junge Alpengeschichte zu erhalten.

Es ist der Kampf von drei großen Kräftegruppen, die schließlich und endlich den jüngeren Entwicklungsgang der Ostalpen beherrschen und deren Wirken hier kurz skizziert wurde: Es ist einerseits das Walten der tektonischen Kräfte, die den stolzen Schub- und Faltenbau unserer Alpen in seiner Grundlage geschaffen haben und die dann im Jungtertiär bei Erlahmen der seitlichen Kompression und deren Einschränkung vorzüglich auf die Randzonen des Gebirges das letztere durch Aufwölbung und Aufbiegung emporzuheben trachteten; es sind andererseits die nie erlahmenden, aber in verschiedener Art und Weise wirksamen, zerstörenden und abtragenden Kräftegruppen, die ihrem Endziel, der Bildung einer flächenhaften Einebnung des Gebirges, zustreben. Dazu kommt schließlich das Wechselspiel der regionalen, von lokaler Gebirgstektonik anscheinend unabhängigen Trans- und Regressionen, die wirkungsvoll in das morphologische Geschehen eingreifen.

Erst die vereinigte Betrachtung all dieser Faktoren und noch manch anderer (Eiszeit und andere Klimaänderungen, isostatische Bewegungen usw.) vermag uns ein hinreichend klares Bild von dem Ablauf der Ereignisse in der junggeologischen Vergangenheit, die zum Werden unseres herrlichen Alpengebirges geführt hat, zu vermitteln.
