

urteilen als ein Paläontologe, der Objekte aus den verschiedensten Familien vor sich hat. Zur Förderung der Bestimmung wäre anzuraten, daß Paläobotaniker und Systematiker enger zusammenarbeiten als bisher, schon deswegen, weil letzteren ein viel größeres Herbarmaterial an Ort und Stelle zum Vergleich zur Verfügung steht.

Literatur.

- BERRY, E. W.: Revision of the Lower Eocene Wilcox Flora of the South-eastern States. United States Department of the Interior. Geolog. Survey Professional Paper. 156. Washington 1930.
- DOTZLER, A.: Zur Kenntnis der Oligocänflora des Bayerischen Alpenvorlandes. *Palaeontographica*. 83. Abt. B. (1937.) 1—66.
- GRAHAM, ROY: Suggestions regarding the taxonomy and nomenclature of cretaceous and tertiary plants. *Journ. of Palaeontology*. 13. Nr. 1. (1939.) 122—125.
- HIRMER, M.: Paläobotanik in „Fortschritte der Botanik“. Herausg. von F. VON WETTSTEIN, ab 1932, insbesondere Bd. 9. (1940.) S. 409—470.
- KIRCHHEIMER, FR.: Zur Kenntnis der Flora des baltischen Bernsteins. I. Beiheft Bot. Zentr. Bl. 57. Abt. B. (1937.) S. 452ff.
- Tertiäre Dikotyledonenreste und ihr systematischer Wert. *Flora*. 133. (1939.) S. 239—296.
- KRÄUSEL, R.: Die tertiäre Flora der Hydrobienkalke von Mainz-Kastel. *Paläontolog. Zs.* 20. (1938.) S. 9—103.
- WEYLAND, H.: Beitrag zur Kenntnis der rheinischen Tertiärflora. *Palaeontographica*. 83. Abt. B. (1938.)

Bei der Schriftleitung eingegangen am 28. August 1941.

Personalia.

Prof. Dr. KARL MARTIN in Leiden (Holland) feierte am 24. November 1941 seinen 90. Geburtstag.



Abhandlungen.

Wert und Bedeutung lithogenetischer Untersuchungen in den Alpen.

Von Kurt Leuchs.

Mit 1 Textabbildung.

In zahlreichen Veröffentlichungen habe ich seit 1923 die Notwendigkeit lithogenetischer Untersuchungen in den Kalkalpen betont und eine Reihe solcher Untersuchungen einzelner Schichtstufen durchgeführt.

Die Veranlassung zu dieser Art geologischer Arbeit war einerseits das Bestreben, über die Bildungsweise der Ablagerungen, die Vorgänge der Diagenese und die Einwirkungen tektonischer Kräfte auf die Sedimente und die aus ihnen entstandenen Gesteine weitergehende Aufschlüsse zu erhalten. Andererseits aber führte dazu die Erkenntnis, daß die Erklärung des tektonischen Aufbaues der Alpen erst durch die Kenntnis des vortektonischen Zustandes eine sichere Grundlage erhält, von der die Deutung der Tektonik ausgehen muß.

Zur Feststellung tektonischer Bewegungen, vor allem zur Berechnung der Schubweite von Decken, muß die ursprüngliche räumliche Verteilung der verschiedenen Faziesgebiete bekannt sein. Da aber gerade über die vortektonische Lage der einzelnen Faziesgebiete, über ihre Beziehungen zueinander, sowie über die Art und Weise der Übergangszonen zwischen den Faziesgebieten sehr häufig nur ganz unzureichende Kenntnis besteht, wird die Deutung der tektonischen Bewegungen in vielen Fällen mehr oder weniger unsicher. Vielfach wird dabei auch in umgekehrtem Sinn vorgegangen und aus der angenommenen Schubweite der Decken die ursprüngliche Lage der Faziesgebiete errechnet, die dann wieder die Richtigkeit der angenommenen Schubweite beweisen soll.

Es ist einleuchtend, daß auf diese Weise unter sich sehr verschiedene Auffassungen über den Bau einzelner Alpentile wie der Alpen überhaupt entstehen.

So habe ich schon seit langer Zeit die Überzeugung, daß für die Klärung der Tektonik der Alpen — und ebenso anderer Gebirgs-

Zentralblatt f. Mineralogie etc. 1942. Abt. B.

zonen mit starker Tektonik — eingehende Untersuchungen über die Entstehungsart ihrer Baustoffe nötig sind. Erfreulicherweise sind in den letzten Jahren auch schon in einer Reihe von Veröffentlichungen die Ergebnisse derartiger sedimentpetrographischer und lithogentischer Studien enthalten und verwertet. Aber es ist auf diesem Gebiet noch sehr viel Arbeit zu leisten, bis wenigstens für die Kalkalpen ein sicheres Gesamtbild der Gliederung der Meeresräume und der Art ihrer Baustoffe gewonnen sein wird.

Dabei ist es als besonders günstig zu bezeichnen, daß die Sedimentbildung der Gegenwart zur Zeit von vielen Stellen aus und mit gegen früher wesentlich verbesserten und verfeinerten Methoden betrieben wird. Auf diese Weise ergibt sich nicht nur ein reiches, in aktuellem Sinn auszuwertendes Vergleichsmaterial, sondern auch die Möglichkeit, fossile Sedimente mit diesen verbesserten Methoden zu untersuchen und dadurch die Erforschung ihrer Bildungsbedingungen ebenso wie ihrer späteren Veränderungen wesentlich genauer ausführen zu können.

Für die nördlichen Kalkalpen insbesondere greife ich hier nur zwei Fragen von großer Bedeutung heraus. Die eine ist die nach Art und Tiefe der mesozoischen Meere, denen die Baustoffe der Kalkalpen entstammen, die andere ist die nach der Verteilung der einzelnen Faziesgebiete und ihrer Übergangszonen.

Zu beiden Fragen möchte ich hier an Hand von Beispielen kurze Darlegungen geben. Sie mögen zeigen, welche Bedeutung lithogenetische Untersuchungen für die Klärung dieser Fragen haben und wie nur dadurch sichere Grundlagen für eine einwandfreie Deutung der tektonischen Vorgänge erhalten werden.

Über die Verbreitung und Lagerung der kalkalpinen Gesteinsreihen gibt es heute schon sehr viele Untersuchungen und Kartenaufnahmen. Das Ergebnis ist die im ganzen als abgeschlossen zu bezeichnende stratigraphische Gliederung, die Unterscheidung und Parallelisierung der verschiedenen Fazies und die Feststellung der jeweils vorhandenen Faunen- und Florenreste sowie der daraus ebenso wie aus dem petrographischen Gesamtcharakter sich ergebenden paläogeographischen Bedingungen.

Damit ist in großen Umrissen die Geschichte des Mesozoikums in dem kalkalpinen Gebiete klargelegt und es lassen sich die Hauptabschnitte dieses Entwicklungsganges mit einigermaßen hinreichender Sicherheit und Genauigkeit erkennen.

Das wichtigste Ergebnis ist die gegenüber früheren Anschauungen von fast allen Forschern der letzten Jahre immer stärker betonte Tatsache, daß dieses Meer ein Flachmeer war, das über eine gewisse Tiefe nicht hinausging und dessen Sedimentation in enger Abhängigkeit von den angrenzenden Landgebieten und den in ihm aufragenden Inseln stand.

Nicht nur für die Triaszeit läßt sich dies nachweisen, sondern auch für die Jurazeit, denn selbst die von vielen Geologen bisher als typische

Tiefseesedimente angesehenen Radiolarite des kalkalpinen Jura sind, wie einige spezielle Untersuchungen erwiesen haben, durchaus nicht in abyssischen Tiefen entstanden, sondern fügen sich ohne Zwang in den für die liegenden und hangenden Sedimente allseits angenommenen verhältnismäßig wenig tiefen Bildungsraum ein.

Aus dieser Erkenntnis heraus ergab sich aber ohne weiteres die Möglichkeit für eine Erklärung der Faziesverschiedenheiten und damit dann die weitere Möglichkeit, die Entstehung der petrographisch und nach Fauna und Flora stark verschiedenen Gesteinsausbildung in senkrechter und waagrechter Richtung durch die örtlich sehr unterschiedlichen und zeitlich rasch wechselnden Bedingungen für Zufuhr und Absatz der Sedimente zu erklären.

An Stelle der nach den früheren Anschauungen notwendigerweise zu erwartenden Einförmigkeit der Sedimente und ihrer gleichbleibenden Beschaffenheit im größeren Teile dieses Meeres, abgesehen von den Litoralzonen — eine Annahme, die schon immer, wegen der häufigen Faziesverschiedenheiten, auf unüberwindbare Schwierigkeiten stieß, — ist jetzt die den tatsächlichen Verhältnissen weit mehr gerecht werdende Erkenntnis von der Flachmeernatur dieses Beckens getreten.

Damit ist aber die Forschung vor weitere neue Probleme gestellt. Entsprechend der in den verschiedensten Erdgebieten mehr und mehr in Angriff genommenen Untersuchung der Bildungsumstände bei der Sedimentation und der mannigfachen diagenetischen Vorgänge, von denen die Sedimente betroffen wurden, ergab sich auch für die Alpen und im besonderen für die Kalkalpen die Notwendigkeit, solche lithogenetische Untersuchungen auszuführen. Denn nur dadurch wird es möglich werden, Form und Inhalt des kalkalpinen Meeres mit seinem örtlich und zeitlich so starkem Wechsel festzustellen, damit eine gesicherte Grundlage für die Geschichte dieses Meeres zu gewinnen und endlich auch, auf Grund der Einblicke in die ursprünglichen Beziehungen der verschiedenen Faziesbezirke, Art und Ausmaß der tektonischen Bewegungen sicherer als bisher nachzuweisen.

Wenn vorher gesagt wurde, das alpine mesozoische Meer sei ein Flachmeer gewesen, so ist das selbstverständlich nicht so zu verstehen, als ob die Tiefe dieses Meeres über ganz geringe Beträge nicht hinausgegangen wäre. Vielmehr gebrauche ich hier den Ausdruck Flachmeer nur als Gegensatz zur Tiefsee und möchte die zeitweise Ausbildung größerer Tiefen damit nicht ohne weiteres ausschließen. Aber ausgeschlossen, weil für kein einziges der kalkalpinen Sedimente nachzuweisen, ist der auch nur episodische Bestand einer Tiefsee, wie sie heute in großen Teilen der Ozeane vorhanden ist. Auf die starke Unterstützung der auf Grund der Untersuchungen des alpinen Mesozoikums, aber auch auf Grund der Beschaffenheit aller übrigen Sedimentgesteine gewonnenen Über-

zeugung, daß die Tiefsee erst ein Ergebnis der jüngsten geologischen Entwicklung der Erde ist, sei hier nur hingewiesen.

Das kalkalpine Meer, oder richtiger ausgedrückt, die kalkalpinen Meere erfüllten demnach Hohlformen der Erdkruste, die keine besonders große Tiefe hatten, die in enger Beziehung zu den sedimentliefernden Randgebieten standen und zusammen mit diesen in einer sehr beweglichen Zone lagen. Denn nur dadurch ist die große Mächtigkeit der am Meeresboden abgelagerten Sedimente und das starke Höhenwachstum der Riffe zu erklären. Die große Beweglichkeit des Untergrundes, zusammen mit der in den angrenzenden Landgebieten, ermöglichte nicht nur die starke Ablagerung, sondern schuf auch, weil sie in den einzelnen Teilgebieten ungleich erfolgte, die Vorbedingung für die Verschiedenheiten der Fazies.

Gleichfalls von Wichtigkeit dafür ist in diesem Epikontinentalmeer, als das dieses Meer auch bezeichnet werden kann, die mit Notwendigkeit anzunehmende unregelmäßige Ausbildung der Bodenfläche. Denn seitdem nachgewiesen ist, daß, wahrscheinlich bei den meisten Transgressionen überhaupt, die verhältnismäßig schnelle Ausbreitung des transgredierenden Meeres über ein Land nicht durch die langsame Abrasionswirkung der Brandung, sondern durch die epirogene Senkung größerer Landschollen hervorgebracht wird, lassen sich die an der Basis jeder transgressiven Schichtreihe zu beobachtenden Erscheinungen wesentlich besser erklären.

Wenn für Europa (Abb. 1) eine epirogene Senkung um 200 m innerhalb des im geologischen Sinne nicht sehr langen Zeitraumes von 100 000 Jahren angenommen wird (1), verändert sich das Bild dieses Erdteils ganz außerordentlich. Die verschiedensten Landgebiete mit den mannigfaltigsten Gesteinen und Oberflächenformen sind dann zu Meeresboden geworden und wenn auch bis zur Erreichung dieses Zustandes durch die mit dem allmählichen Vordringen des Meeres erfolgende Abtragung und durch die stärkere Verwitterung infolge des immer meerischer werdenden Klimas ein großer Teil der Höhenunterschiede zwischen 0 und 200 m Meereshöhe des ursprünglichen Landes schon ausgeglichen sein wird, so bleiben doch noch kleinere und größere Reliefunterschiede, vor allem durch Gesteinsunterschiede erzeugte, in großer Zahl bestehen.

Der Boden dieses Transgressionsmeeres ist dann in keiner Weise zu vergleichen mit den im ganzen „schlichten“, d. h. von stärkeren und auf kurze Entfernung auftretenden Reliefverschiedenheiten freien Böden der heutigen Ozeane, besonders des Stillen Ozeans.

Auf die Sedimentbildung eines solchen Transgressionsmeeres muß aber dieser mannigfach gestaltete Untergrund in starkem Maße Einfluß ausüben. Durch Zerstörung der jeweils über den Meeresspiegel noch aufragenden Landreste, durch Einbeziehung immer neuer, vorher höchstens durch Flußläufe mit dem Meere in Ver-

bindung stehender Landgebiete mit verschiedenen Gesteinsarten, durch Bearbeitung der submarinen Klippen, durch Änderungen der klimatischen Verhältnisse und deren Einwirkung auf die Art der Verwitterung, auf die Bahnen des Staubtransportes, auf Strömungen und Eisdrift werden sich dauernde und unter Umständen sehr kräftige Änderungen der Sedimentation ergeben.

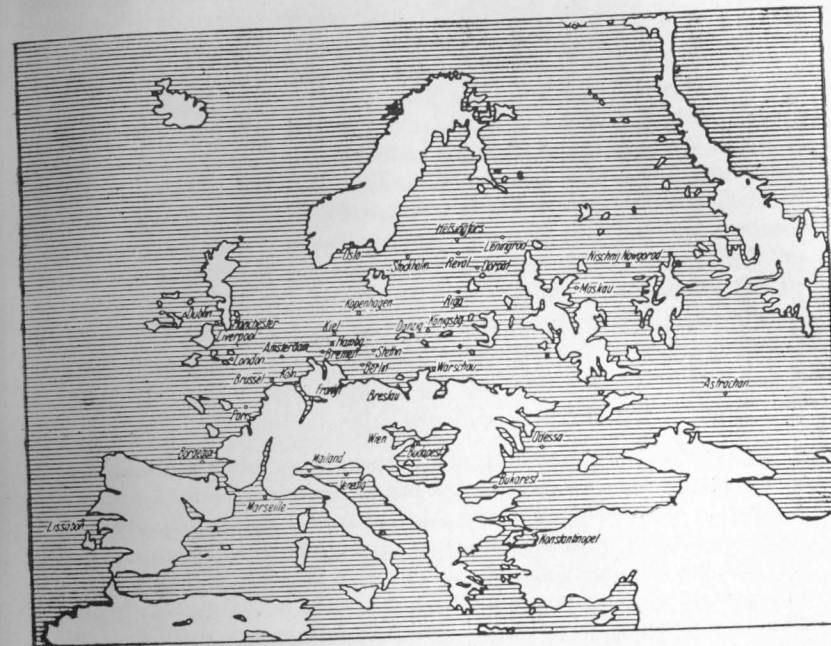


Abb. 1. Europa nach Senkung um 200 m (nach DREVERMANN).

Auch die biologischen Bedingungen werden dabei verändert: mehr oder weniger rasches Aussterben von Organismen einerseits, Veränderungen von Organismen durch Anpassung an die neuen Bedingungen, sowie Einwanderung aus anderen, vorher getrennten Gebieten andererseits finden statt. Je rascher die epirogenen Bewegungen erfolgen, desto stärker ist der Umschlag und desto mehr erhält der Vorgang einen katastrophenähnlichen Charakter. In kleineren Ausmaßen zeigt das etwa der Bericht des Izdubar-Epos über die Sintflut am iranischen Golf, oder die verschiedenen Meeres-einbrüche an der deutschen und niederländischen Nordseeküste. Dort erfolgten die Transgressionen über das niedrige, also schon transgressionsreife Land, nach Beseitigung der entgegenstehenden natürlichen oder künstlichen Hindernisse in Form von Barren oder Dämmen.

Durch Erdbeben und Sturmfluten werden diese Vorgänge ausgelöst. Die schnell erfolgende Überflutung größerer Landgebiete läßt der Brandungswoge keine Zeit, den lockeren Schutt aufzuarbeiten, er bleibt, wenig oder gar nicht umgelagert und verändert, an Ort und Stelle liegen, wird durch den zugeführten Schlamm verkittet und es entstehen dann die für viele Transgressionssedimente bezeichnenden Grundbreccien. Aus ihnen lassen sich wichtige Folgerungen über die Art der Transgressionen ziehen, wie ich das an einem Beispiel aus der Gosautransgression in Nordtirol näher dargelegt habe (2). Dort ließ sich nachweisen, daß die Grundbreccien nichts anderes sind als der vor dem Eintreffen des Meeres auf dem Lande gebildete Schutt, z. T. schon vor der Transgression und noch in ihren ersten Stadien verkittet durch den feinkörnigen Verwitterungsboden des Landes (Roterde). Erst in späteren Stadien wird dieses Bindemittel durch marinen Schlamm ersetzt und damit beginnt dann auch die stärkere Zufuhr von ortsfremden Komponenten in Form von Geröllen, die nicht aus der unmittelbaren Nachbarschaft stammen.

Übergangszonen, senkrecht und waagrecht, bilden sich aus, von grober Breccie zu grob- bis feinkörnigem Konglomerat, und in noch höheren Horizonten erfolgt mit der weiteren Verringerung der Korngröße der Übergang zu Sandsteinen, Mergeln und Kalksteinen.

In vielen Fällen beginnt die Transgression ohne Einschaltung von grobklastischen Ablagerungen mit feinkörnigen Sedimenten. Im Tianschan beispielsweise (Chonochaital u. a.) legen sich über die mehr oder weniger stark gefalteten und eingeebneten Tonschiefer und Phyllite des Devons die kalkigen Schichten des oberen Unterkarbons (Viséstufe). Sie beginnen an einzelnen Stellen mit einer Oolithbank, darüber folgen die dichten, diagenetisch verschieden stark kristallisierten Kalksteinschichten mit reicher Fauna. In einigen Gebieten des zentralen Tianschan besteht zwischen Devon und oberem Unterkarbon annähernde oder auch völlige Konkordanz, so daß die Tatsache der devonischen Regression und der späteren Transgression nur durch vergleichende Untersuchung der verschiedenen Gesteinsfazies zusammen mit dem Fossilbestand der hangenden Schichtreihe nachweisbar ist.

Das Fehlen der grobklastischen Ablagerungen muß in solchen Fällen erklärt werden durch fehlende Schuttbedeckung des Landes.

Dafür kommt zunächst die verschiedene petrographische Beschaffenheit der entsprechenden Gesteine in Betracht. Bei der Gosaukreide-Transgression bestand das Material hauptsächlich, am Kegelhörndl (bei Kufstein) anfangs ausschließlich aus Kalkstein, während in den hier zum Vergleich herangezogenen Gebieten des Tianschan ausschließlich toniges Material in Frage kommt.

Der aus ihm entstehende Verwitterungsboden hatte dementsprechend nur sehr geringe Widerstandsfähigkeit und konnte bei der Transgression leicht aufgearbeitet und umgelagert werden.

Außerdem aber deutet das Fehlen grobklastischer Sedimente an der Basis des oberen Unterkarbons auch darauf hin, daß die Reliefenergie des Landes dort nur sehr gering war, so daß auch keine Zufuhr größerer Komponenten aus benachbarten Gebieten mit anderen Gesteinsarten erfolgte. Daß auch diese Art von Transgressionserscheinungen gegen die Überschätzung der Meeresabration spricht, sei nur nebenher erwähnt.

Aus diesen wenigen Beispielen, die noch sehr vermehrt werden könnten, ergibt sich schon die große Bedeutung, die eine genaue Untersuchung der an der Basis transgredierender Schichtreihen liegenden Sedimente hat. Auch auf eine andere, für die Frage der Gebirgsbildung wichtige Möglichkeit, dadurch Anhaltspunkte zur Klärung dieser Frage zu liefern, sei noch hingewiesen.

Die Schuttbildung steht, abgesehen von den durch die Verschiedenartigkeit der Gesteine bedingten Unterschieden (die Schuttbildung in ariden Gebieten bleibt hier außer Betracht!), in unmittelbarer Beziehung zum Relief des Landes. Je stärker die Höhenunterschiede sind, desto stärker, gröber und vielfältiger ist auch die Schuttermengung. Wenn also in einem Gebiet grobe Schuttmassen aus verschiedenen Gesteinen abgelagert werden, setzt das ein entsprechend hoch aufragendes und erosiv zerschnittenes Liefergebiet in geringer Entfernung voraus. Daraus ergibt sich weiter eine vorausgegangene Gebirgsbildung, und es liegt nahe, zugleich mit der Faltung auch eine entsprechende Hebung über das Meeresniveau anzunehmen, wodurch dann die Schuttbildung ermöglicht wird. Wenn dagegen Faltung und Hebung als zwei getrennte Vorgänge angenommen werden derart, daß die Faltung im wesentlichen in der Tiefe vor sich gehen und erst nachträglich die gefaltete Zone epirogen gehoben werden soll, so ist das meines Erachtens eine unnötige Komplikation. Gerade in den Kalkalpen besteht zwischen der mit Hebung verbundenen Faltung und der unmittelbar darauf, bzw. noch während dieses Vorganges einsetzenden Erosion und Abtragung mit Ablagerung des Schuttes in den orographischen tieferen Gebieten und besonders in den Vorländern der Faltenzonen ein derart enger genetischer Zusammenhang, daß für die nach jener Ansicht anzunehmende epirogene, deshalb nur sehr langsam vor sich gehende Hebung die nötige Zeit fehlt.

Selbstverständlich soll damit eine nach der Orogenese erfolgende weitere Hebung von Faltengebirgen nicht bestritten werden. Auch für die Alpen sind ja solche, vielleicht heute noch andauernde Hebungen, allerdings auch Senkungen (nach der letzten orogenen Phase) nachgewiesen.

Aber diese Bewegungen, die sich mit horizontalen kombinieren, können gerade deshalb aufgefaßt werden als letzte Nachwirkungen

der jüngsten orogenen Phase, wobei infolge der vorausgegangenen Faltung entsprechende Konsolidierung der Schichtpakete eingetreten ist, so daß die letzten noch vorhandenen Spannungen durch derartige Schollenverschiebungen zur Auslösung kommen.

Es zeigt sich, wie eng in den Kalkalpen der Zusammenhang von mit Hebung verbundener Faltung, daran sich anschließender Grobschuttbildung und seiner Eingliederung in die jeweiligen Transgressionsmeer-Sedimente ist.

Eine nicht nur für die genauere Festlegung der ursprünglichen Verschiedenheiten der Sedimentationsbedingungen, sondern auch für die daraus abzuleitenden Ausmaße der tektonischen Bewegungen überaus wichtige, ja grundlegende Frage ist die nach den gegenseitigen räumlichen Beziehungen einzelner gleichzeitig entstandener Sedimentreihen. Es sei hier nur hingewiesen auf die zahlreichen Versuche, die Schichtenfolge des Gebietes von Wamberg—Waldeck im Wettersteingebirge in Beziehung zu der im übrigen Hauptteil dieser Gebirgsgruppe zu bringen.

Diese Versuche gingen alle von der damals ohne weiteres als zutreffend angenommenen Voraussetzung aus, daß die in vielen anderen Gebieten der Kalkalpen vorhandene Reihenfolge der Schichten: Muschelkalk-Partnachschichten-Wettersteinkalk-Raibler Schichten ursprünglich auch im Wamberg—Waldeck-Gebiet zur Ausbildung gekommen sein müsse. Daraus ergab sich dann die Notwendigkeit, das Fehlen des Wettersteinkalkes dort durch tektonische Vorgänge zu erklären, zwischen den Partnach- und den sie konkordant überlagernden Raibler Schichten eine tektonische Bewegungsfläche anzunehmen und das aus Muschelkalk und Partnachschichten aufgebaute Wamberg—Waldeck-Gebiet als ein Fenster einer tieferen Decke zu betrachten.

Nachdem schon in einigen anderen Kalkalpengebieten das ursprüngliche Fehlen des Wettersteinkalkes festgestellt war, wurde auch im Wettersteingebirge, zuerst durch MYLIUS (3), dann durch LEUCHS (4) im Gebiete von Wamberg-Waldeck normaler sedimentärer Verband von Partnach- und Raibler Schichten festgestellt, besonders deutlich sichtbar im Partnachtal durch Ausbildung einer sedimentären Übergangszone. Damit wurden die früheren tektonischen Deutungen hinfällig und an ihre Stelle trat die aus den lithogenetischen Untersuchungen zwangsläufig sich ergebende Erkenntnis der wesentlich einfacheren Lagerungsverhältnisse.

Die Ursache für die Verschiedenheit der Schichtfolge zwischen Wamberg—Waldeck-Gebiet und dem übrigen Hauptteile des Wettersteingebirges liegt darin, daß hier die ladinische Trias in Riff-, dort in Schlammfazies ausgebildet ist. Nach dem Muschelkalk der anisischen Stufe lagerte sich der dunkle kalkig-tonige Schlamm ab, zeitweise auch dunkler Kalkschlamm, daneben bildeten sich Riffe

aus hellgrauem und weißlichem Kalkstein. Am Nordrande des westlichen Wettersteingebirges aber fand zunächst noch Schlamm-sedimentation statt und erst später breitete sich die Riffbildung auch über dieses Gebiet aus, so daß dort die früher allgemein als die normale angesehene Schichtfolge Muschelkalk-Partnachschichten-Wettersteinkalk-Raibler Schichten vorhanden ist in dem Übergangsgebiete zwischen Schlamm- und Riff-Fazies.

Dieses Beispiel zeigt besonders deutlich den Wert lithogenetischer Untersuchungen für die Aufklärung des tektonischen Baues.

Außerdem aber ergibt sich daraus eine Tatsache, die auch für eine Reihe anderer Gesteinsarten der Kalkalpen von großer Wichtigkeit ist. In eng benachbarten Gebieten können ganz verschiedene Sedimente entstehen, nicht nur in petrographischer Hinsicht verschieden, sondern auch in ihrer Mächtigkeit. Denn die Partnachschichten haben eine Mächtigkeit von 400 m, während der Wettersteinkalk 800—1000 m mißt, so daß also an sich eine gleichmäßige Überlagerung der beiden verschiedenen Sedimentationsgebiete durch die karnischen Raibler Schichten unmöglich wäre. Da sie aber im großen und ganzen doch besteht, müssen vor dem Beginn der karnischen Sedimentation tektonische Bewegungen stattgefunden haben, wenn auch nur in Form von Hebungen und Senkungen, die einen Ausgleich zwischen den verschieden hoch aufragenden Schlamm- und Riffgebieten herbeiführten. Teilweise dürfte die geringere Mächtigkeit der Partnachschichten durch die später stärkere Zusammenpressung der Schlammfazies zu erklären sein, d. h. durch die Annahme, daß die Mergel vorher mächtiger waren, ein Teil dieses Ausgleiches geht aber sicher auf Rechnung solcher vertikaler Bewegungen, wofür schon in einigen Gebieten Belege vorhanden sind, ganz abgesehen davon, daß auch die Art der karnischen Sedimentation Beweise für stärkere tektonische Bewegungen vor ihrem Beginn liefert.

Denn eine spätladinische Hebung ist nicht nur in den Alpen, sondern auch in einer ganzen Reihe alpidischer Gebirgszonen nachgewiesen (5, 6).

Wie erst durch die lithogenetischen Untersuchungen im Wettersteingebirge Klarheit über die tektonische Stellung des Gebietes von Wamberg—Waldeck zu dem Hauptteil des Wettersteingebirges gewonnen wurde, so wird sich auch in sehr vielen anderen alpinen Gebieten und überhaupt in Gebieten starker tektonischer Verstellungen durch derartige Untersuchungen Umfang und Ausmaß tektonischer Schuppung und Deckenbildung sicherer als bisher feststellen lassen. Dabei ist es besonders wichtig, neben der Ausbildung der Sedimente in der jeweils typischen Fazies vor allem auch die Übergangsgebiete von einer Fazies zu einer anderen zu untersuchen. Diese Übergangszonen sind allerdings in den meisten Fällen räumlich wesentlich kleiner als die Gebiete der typischen Ausbildung, aber zusammen mit deren Untersuchung geben sie die Möglichkeit,

die Bildungsräume der verschiedenen Fazies miteinander in eine entstehungsgeschichtliche Verbindung zu bringen und die räumliche Verteilung der Sedimentreihen zur Zeit ihrer Bildung festzustellen.

Damit wird dann eine sichere Grundlage für das Ausmaß der tektonischen Bewegungen gewonnen, das heute noch in ganz verschiedener Weise angenommen wird, weil eben die eingehende lithogenetische Untersuchung bis jetzt noch viel zu wenig ausgeführt wurde.

Schrifttum.

1. DREVERMANN: F.: Meere der Vorzeit. Verständliche Wiss. 16. 1932. S. 13. Abb. 5.
2. LEUCHS, K.: Über Breccien. Geol. Rdsch. 24. 1933.
3. MYLIUS, H.: Ein Beitrag zum geologischen Bau des Wettersteingebirges. N. Jb. Min. 1. 1916.
4. LEUCHS, K.: Der geologische Bau des Wettersteingebirges und seine Bedeutung für die Entwicklungsgeschichte der deutschen Kalkalpen. Zs. deutsch. geol. Ges. 75. 1923. Mber.
5. LEUCHS, K. und R. MOSEBACH: Die spätladinische Hebung. Dies. Zbl. B. 1936.
6. LEUCHS, K.: Ladinische und karnische Transgression in Anatolien. Dies. Zbl. B. 1939.

Bei der Schriftleitung eingegangen am 28. August 1941.

Bemerkungen zu einer vergleichenden Tabelle der diluvialen Bildungen im Generalgouvernement und in den benachbarten Gebieten.

Von **Erich Schwegler**, Geol.-Pal. Institut in Tübingen,
z. Z. bei der Wehrmacht.

Die Gleichschaltung diluvialchronologischer Tabellen von solchen Gebieten, die durch keinerlei stratigraphische Elemente im Gelände zu verbinden sind, scheitert am Fehlen zeitlicher Fixpunkte in Form von Leitfossilien, die einem derartigen Vergleich als Ausgangspunkt zu dienen hätten. Der chronologische Vergleich bleibt in solchen Fällen (z. B. der Vergleich des nordamerikanischen und des europäischen Diluviums) zwangsläufig so lange eine rein theoretische Gegenüberstellung, bis ihn etwaige neue Methoden einmal aus dem Stadium des rein Hypothetischen herausheben.

Auch solche Diluvialgebiete, die wenigstens theoretisch einer geländemäßig-stratigraphischen Verknüpfung fähig wären, wie z. B. das nordeuropäische und das alpine Diluvium mit Hilfe von Lössen, Flußterrassen usw., sind vielfach im Grunde genommen der Gegenstand ebensolcher rein deduktiver, theoretischer chronologischer Vergleiche geblieben, da der geländemäßig-stratigraphische Anschluß sich praktisch als sehr schwierig oder zunächst unmöglich erweist.

Wenn dagegen die Erforschung des norddeutschen und diejenige des polnischen Diluviums bisher eigentlich recht wenig Beziehungen zueinander aufweisen, obwohl zwischen dem polnischen und dem norddeutschen Glazialgebiet jede natürliche Grenze fehlt, so ist dafür im Grunde genommen nur die ehemalige politische Grenze und die politisch bedingte Abneigung auch weiter wissenschaftlicher Kreise im ehemaligen Polen gegen einen kulturellen Anschluß an das benachbarte deutsche Gebiet verantwortlich. So hat denn auch die polnische Diluvialforschung nicht nur ihre eigene diluvialchronologische Terminologie entwickelt und bis zum Schluß beibehalten, sondern ist auch über rein theoretische Vergleiche mit den benachbarten norddeutschen Glazialgebieten kaum hinausgekommen, die z. T. recht merkwürdige Ergebnisse gezeitigt haben.

In der hier veröffentlichten Tabelle wird unter Berücksichtigung der Literatur und gleichzeitig auf Grund eigener, im Gelände erworbener Anschauung der Anschluß des polnischen Diluviums an das norddeutsche Glazialgebiet versucht. Mit der Veröffentlichung dieser Tabelle wird gleichzeitig der Vorschlag verbunden, die bisher für das polnische Diluvium üblichen französischen Bezeichnungen aufzugeben und dafür die deutsche Terminologie zu übernehmen.